ГИДРО — ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

HYDROLOGICAL FORECASTING

Edited by
M.G. Anderson
Department of Geography, University of Bristol
and
T.P. Burt
School of Geography, University of Oxford

A Wiley-Interscience Publication

John Wiley & Sons
Chichester · New York · Brisbane
Toronto · Singapore

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

Под редакцией
М.Г. АНДЕРСОНА и Т.П. БЕРТА

Перевод с английского
канд. геол.-мин. наук Г.Е. ДЕНИСЕНКО

под редакцией
д-ра геол.-мин. наук Н.М. ФРОЛОВА

5099

Москва «Мир» 1988



ББК 26.22 + 26.23
Г46
УДК 556.3

Андерсон М.Г., Берт Т.П., Ханкс Р. Дж. и др.

Гидрогеологическое прогнозирование: Пер. с англ./Под ред.
Г46 М.Г. Андерсона и Т.П. Берта. – М.: Мир, 1988. – 736 с., ил.

ISBN 5-03-001547-7

В книге известных специалистов из США, Великобритании, Венгрии и Израиля рассматривается широкий круг вопросов, связанных с использованием методов моделирования для разработки прогнозов в системе наземной и подземной гидросферы как единого целого. Показана возможность применения радиолокации для измерения атмосферных осадков и влажности почв, анализируется состояние снежного покрова и льда в различных зонах Земли и формирование стока в аридных и субаридных областях. Обсуждаются вопросы построения моделей распределения вод речного бассейна, вовлеченных техническими средствами в систему практического использования, а также применения методов гидрогеологического моделирования при изучении водного баланса и стока в пределах бассейна реки.

Для гидрогеологов, гидрологов, метеорологов и почвоведов.

Г $\frac{1904060000\text{-}224}{041\,(01)\text{-}88}$ 124-88, ч. 1 ББК 26.22 + 26.23

Редакция литературы по геологии и геофизике

ISBN 5-03-001547-7 (русск.)
ISBN 0 471 90614 X (англ.)

© 1985 by John Wiley & Sons Ltd. This book was originally pubished in the English language by John Wiley & Sons Ltd.
© перевод на русский язык, "Мир", 1988

Предисловие редактора перевода

В предлагаемой вниманию советского читателя книге, написанной большим коллективом авторов в основном из Англии и США, рассматривается широкий круг вопросов, связанных с теоретическими и методологическими основами и технологией создания систем моделей движения влаги на поверхности земли и в ее недрах, а также с использованием методов моделирования для прогнозов.

Буквально название книги ("Hydrological forecasting") переводится как "Гидрологическое прогнозирование". Под термином "гидрология" специалисты англоязычных стран понимают науку *о континентальных водах в атмосфере, на поверхности и ниже поверхности земли от момента выпадения осадков до возвращения их в атмосферу или сброса в океан*[1], т. е. то, что у нас в стране гидрогеологи относят к климатическому циклу круговорота воды на Земле. Для советских читателей содержание книги не укладывается в рамки ее названия, так как под гидрологией мы понимаем *науку только о поверхностных водах*. В связи с этим сохранение названия оригинала ввело бы их в заблуждение, а книга лишилась бы значительной части своих читателей-гидрогеологов. У нас в стране именно гидрогеологи, занимающиеся, в частности, изучением режима подземных вод на мелиорируемых территориях методами моделирования, вопросами оценки запасов пресных подземных вод, оценкой водопритоков в шахты и строящие такие оценки на всестороннем учете влияния экзогенных факторов на закономерности формирования поверхностного и подземного стока, глубоко интересуются проблемами и достижениями в области прогнозирования. Поскольку в рекомендуемой работе можно найти обстоятельное освещение этих вопросов, редакция сочла целесообразным дать книге название "Гидрогеологическое прогнозирование". Этому названию очень точно соответствует то, чем практически и чаще всего занимается в нашей стране указанная выше группа гидрогеологов – специалистов по моделированию.

В своей повседневной деятельности гидрогеолог и гидролог изучают одну и ту же сложную, многокомпонентную систему – гидрогеосферу. Разница заключается лишь в том, что первый смотрит на нее как бы "снизу" и влагу выше поверхности земли учитывает как приходную часть баланса, а второй смотрит на ту же систему "сверху" и все то, что ниже поверхности, учитывает как расходную часть баланса или как возможный возврат в поверхностные водоемы и водотоки. Такое различие точек зрения определяет и некоторое своеобразие, особенности методики изучения рассматриваемого в книге сложного гидролого-гидрогеологического объекта, находящегося на стыке объектов гидрогеологии и гидрологии в понимании советского читателя. Именно этим данная книга и интересна как гидрогеологу, так и гидрологу, хотя написана она в целом преимущественно с позиций последнего. В ней достаточно подробно и на высоком профессиональном уровне рассматриваются особенности создания моделей названной сложной пограничной системы, а также

[1] Толковый словарь английских геологических терминов. – М.: Мир, 1978.

некоторые более общие вопросы, касающиеся, например, координации систем сбора информации, прогноза и принятия решений, которые у нас в стране в таком пакете пока не рассматривались. Следует отметить, что понятие "прогнозирование" авторы книги трактуют весьма широко. При этом под прогнозированием они понимают предсказание не только во времени (причем как в будущее, так и в прошлое), но и в пространстве, а также саму процедуру подготовки и выдачи предсказаний. Здесь уместно назвать недавно опубликованный у нас в стране издательством "Наука" перевод книги "Системный подход к управлению водными ресурсами" (1985), что вместе с данной книгой дает, по-видимому, полное представление о состоянии проблемы на Западе, о ее современном научно-методическом уровне.

Одно из основных достоинств книги заключается в том, что в ней наземная и подземная ветви круговорота воды на Земле рассматриваются как единое целое. А поскольку в этот круговорот вовлечена основная масса пресных вод планеты, имеющих для жизни людей первостепенное значение, то книга имеет в первую очередь прикладное значение. Но в таком подходе есть и свои недостатки. Так, рассматривая в единстве наземную и подземную ветви климатического круговорота воды, авторы книги практически ничего не говорят о единстве самих подземных вод, приуроченных к зонам различной активности водообмена, т. е. о единстве климатического и литогенетического круговоротов воды. Граница же между этими круговоротами более условна, чем между наземной и подземной ветвями климатического круговорота. При таком подходе не рассматривается и не учитывается также круговорот воды под дном океана, в который вовлечены более мощные объемы поверхностных, хотя и соленых вод.

Некоторые понятия, рассматриваемые в книге, представляются дискуссионными. Так, в гл. 3 инфильтрация трактуется как *процесс, в результате которого "дождевые осадки или вода из водоемов" проникают в землю через поверхность почвы, а просачивание – это нисходящее движение воды до некоторого относительно непроницаемого слоя, в пределах которого может происходить искривление потока.* Такая трактовка не вносит ясности в понимание излагаемого далее материала. И не случайно сам автор в разд. 3.2. "Инфильтрация" рассматривает не только *проникновение воды через поверхность почвы,* но и ее движение в зоне аэрации, в связи с чем указанные различия между терминами "инфильтрация" и "просачивание" предстают как мнимые. Следует подчеркнуть, что упомянутые термины рассматриваются как синонимы не только советскими[1,2], но и зарубежными[3] гидрогеологами. Эти мнимые проблемы в значительной степени были сняты в результате большой работы по упорядочению понятийно-терминологической базы гидрогеологии, проведенной в последние годы в СССР на основе системного подхода, и в частности принципа иерархии и полиобъектности[4].

Подчеркивая практическую направленность книги, следует особо обратить внимание читателя на то, что он найдет в ней подробное описание современных методов сбора соответствующей информации и методик предсказания того, какое

---

[1]Геологический словарь. – М. : Недра, 1978.

[2]Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии. – М. : Недра, 1971.

[3]Толковый словарь английских геологических терминов. – М. : Мир, 1978.

[4]*Н.М. Фролов.* Гидрогеология в системе наук о Земле и ее структура. Тез. XXVII сессии Межд. геол. конгр., вып. VII.– М. : Наука, 1984, с. 388–389.

количество воды можно использовать (или, наоборот, устранить) в том или ином районе и как это количество воды будет изменяться под влиянием естественных факторов или деятельности человека. Прочитав книгу, он получит ответы также и на вопросы, касающиеся оценки качества воды, которые приобрели особую актуальность и остроту в последние годы. Сейчас загрязнение поверхностных вод приобрело столь угрожающие масштабы, что переход на водоснабжение за счет подземных вод в развитых странах стал массовым. Но загрязняя (часто бездумно) поверхностные воды, человек не всегда четко сознает, что они теснейшим образом связаны с подземными водами, являясь только ветвью единого цикла общего круговорота воды в природе. И загрязняя воду на одной из этих ветвей, загрязняют воду в целом. Скорейшее осознание в полной мере этого очень важного факта не только специалистами-гидрогеологами и гидрологами, но и теми, кто ответствен за сброс огромного объема загрязняющих веществ в водоемы и водотоки, безусловно было бы важнейшим шагом на пути к всеобщему оздоровлению гидросферы, ее экологическому восстановлению.

Несомненно, книга будет прочитана с большим интересом и пользой нашими гидрогеологами, гидрологами, почвоведами, работниками сельского хозяйства. Она расширит их познания в интересной и практически важной области наук о Земле.

Н. Фролов

Предисловие редактора серии

"Гидрогеологическое прогнозирование" – четвертая книга серии "Системы ландшафта". В каждой книге серии преследовалась цель осветить современное состояние исследований различных аспектов верхней части геосферы в ее естественном и нарушенном человеком состояниях. Как и другие тома, эта книга написана коллективом авторов, каждый из которых является специалистом в своей области. Наряду с этим отдельные статьи – главы составлялись в соответствии с единой структурой, определенной редакторами издания, что обеспечило исчерпывающее изложение предмета на современном научном уровне. Такой подход позволил признанным специалистам в своей области на высоком уровне провести анализ современных проблем и современных направлений исследований без ненужного дублирования. Четырехтомное издание посвящено главным образом геоморфологии. Значительное место в нем занимают также вопросы гидрологии, гидрогеологии, почвоведения, сельского и лесного хозяйства.

Предыдущие книги серии "Системы ландшафта" – "Гидрология склонов", "Эрозия почв" и "Устойчивость склонов". Том "Гидрогеологическое прогнозирование" охватывает более широкий круг вопросов, чем книга "Гидрология склонов". В нем рассматриваются все элементы круговорота воды в пределах водосборного бассейна, однако в более узком контексте – в связи с модельными прогнозами. Быстро развивающиеся методы моделирования, представляющие большой практический интерес, позволяют имитировать все элементы водного баланса. Вместе с тем в настоящее время наблюдается некоторое отступление от сложных моделей с распределенными параметрами, которые, как считают, ненамного повышают эффективность прогнозирования, так как требуют большого объема информации и поэтому являются дорогостоящими.

Изучение физической стороны исследуемых природных явлений все еще находится в стадии развития, до сих пор оно покоится на недостаточно полном теоретическом фундаменте. В особенности это относится к полевым исследованиям, которые проводятся в настоящее время с разрешающей способностью по пространству в 1 га и по времени в 1 ч. На этом уровне наши представления о деталях физических и химических процессов, происходящих в природных системах, чрезвычайно запутанны. Это связано с необходимостью получения интегральной картины поведения системы при различном сочетании переменных во времени пространственных элементов, которые к тому же во многих случаях являются второстепенными. Часто возникают ситуации, при которых без расчета баланса массы мы можем впасть в заблуждение. Проблема здесь, в сущности, та же, что и при переходе от описания твердого тела на молекулярном уровне к его описанию на агрегатном уровне, в чем мы столь же далеки от решения. Эта проблема усугубляется практическими сложностями полного модельного представления пространственной изменчивости свойств пород, водного потока или параметров массопереноса. Мне представляется, что наиболее широкие перспективы в отношении совершенствования наших знаний о природных системах связаны с совместными уси-

лиями исследователей, работающих во многих смежных областях, включая специалистов по традиционным вопросам лабораторных и полевых методов исследований.

Публикуемое издание имеет целью приблизиться к интеграции смежных дисциплин и заинтересовать широкую научную общественность нашими общими проблемами. Представляется, что книга вызовет глубокие размышления и дискуссию, что будет способствовать прогрессу науки.

Проф. Майк Керкби

Предисловие редакторов тома

В последние годы наблюдается значительный прогресс в области методов гидрологического и гидрогеологического прогнозирования, связанный с совершенствованием технического и программного обеспечения моделей. Готовя эту книгу к изданию, мы преследовали главным образом цель дать общее представление о современном состоянии и возможностях прогнозирования при решении основных вопросов гидрологии и гидрогеологии водоразделов, а не только склонов.

Идея создания этой книги впервые была высказана в цикле лекций, прочитанных главным редактором в 1981 г. в Бристольском университете. С тех пор мы ощущали постоянную помощь и поддержку не только со стороны авторского коллектива, но и от многих коллег и товарищей. Все это сделало возможным выход этой книги в свет.

Как стало ясно из многих высказываний в ее адрес, нам предстоит еще долго трудиться над тем, чтобы привести возможности моделей в соответствие с поставленными целями. Только в результате критического анализа современных возможностей моделирования мы можем надеяться на приближение к логическому обоснованию пересмотра существующих моделей с тем, чтобы решать стоящие перед прогнозированием задачи. Мы верим, что публикуемая книга явится основой для обнадеживающих исследований в этом направлении.

Малькольм Г. Андерсон
Бристоль
Тим Берт
Оксфорд

1. Стратегия моделирования

М.Г. Андерсон, Т.П. Берт

Несмотря на внимание, которое уделяется этой проблеме вот уже много лет, мы далеки от ее решения. Немного найдется гидрологов и гидрогеологов, которые уверенно смогли бы рассчитать гидрограф стока по данным об атмосферных осадках и физическому описанию водосборного бассейна [17].

1.1. Цели моделирования. Длительное время в гидрологии применяется традиционный научный метод обобщения. Дуг [4] провел анализ истории развития "метода логического обоснования", который впервые был предложен Мулвени [16] для прогнозирования пиков паводка. Шерман [21] ввел понятие "единичный гидрограф"; эта концепция преобладала в гидрологии четверть столетия и по-прежнему широко используется в настоящее время. Появление в последние годы быстродействующих компьютеров создало предпосылки для построения моделей стока. На этих моделях с использованием различных математических подходов достигается высокая степень обобщения реальных природных условий.

При создании любой модели стремятся к упрощению условий реального мира. Снижение сложности осуществляется за счет выбора основополагающих аспектов системы и пренебрежения случайными деталями. Модель, приблизительно отражающая действительность, с одной стороны, должна оставаться достаточно простой для понимания и использования. С другой стороны, она должна быть сложной в такой степени, чтобы адекватно отражать исследуемую природную систему. При выборе типа математической модели, которую следовало бы использовать для решения конкретной задачи, специалист попадает в затруднительное положение: многочисленные примеры успешного применения гидрологических и гидрогеологических моделей, работающих по принципу "черного ящика" (см., например, гл. 15), в настоящее время свидетельствуют о том, что эти модели могут мало отвечать или вовсе не отвечать физической стороне моделируемой системы. Действительно, как отмечает Клемец [11], даже незначительные попытки приблизиться к содержа-

M.G. Anderson, Department of Geography, University of Bristol, UK. *T.P. Burt*, School of Geography, University of Oxford, UK.

тельной стороне моделей могут лишь нарушить положительную статистику их эффективного применения. Разработка же теоретических моделей, базирующихся на некоторой физической основе, предоставляет специалисту два основных преимущества. Во-первых, такие модели могут успешно использоваться в широком диапазоне реальных условий и объектов; во-вторых, они помогут углубить наши представления о природных процессах и системах и тем самым проложат мостик между теорией и наблюдающимися явлениями. Так, Коников и Паттен (гл. 9) отмечают, что в результате использования теоретической модели они стали лучше понимать процессы, протекающие в гидрологической или гидрогеологической системе, а также оценивать основные свойства системы. Эти свойства в принципе должны были бы определяться на основе некоторой теории, однако, учитывая сложность реального мира, это стало возможным лишь при использовании теоретически обоснованной цифровой модели. Ренард с соавторами [20] , проанализировав большое число моделей, использующихся в настоящее время для воспроизведения природных условий небольших водоразделов, отмечают, что многие из этих моделей полностью ориентированы на конкретный объект, а также содержат упрощения и предпосылки, идущие в ущерб их универсальности. Кун [14] утверждает, что все экспериментальные науки развиваются от уровня эмпирических обобщений до уровня теоретически обоснованных объяснений. В этом отношении гидрология и гидрогеология как науки не являются исключением; в короткий срок модели, основанные на использовании уравнений регрессии и функций переноса, как считают, стали инструментом для выработки достаточно адекватных прогнозов поведения конкретных объектов. Ясно также, что во многих областях этих наук создание физически обоснованных теоретических моделей явилось результатом потребности в повышении их универсальности.

1.2. Выбор модели. На рис. 1.1 графически изображен один из возможных подходов к выбору математической модели. Основной идеей, заложенной в схеме, является полная зависимость результатов моделирования от четкости постановки решаемой задачи и базы данных, описывающих физическую систему. Выбор конкретной модели осуществляется в зависимости от решения четырех основных вопросов.

1.2.1. Цели и масштаб моделирования. Целью создания большинства гидрологических и гидрогеологических моделей является выработка прогноза поведения природной системы в будущем. Прогнозирование может выполняться в реальном времени (собственно прогнозирование) и без конкретной временной привязки (предсказание). Модели можно



Рис.1.1. Возможный подход к выбору математической модели [5].

использовать для описания широкого диапазона гидрологических и гидрогеологических процессов, а также систем водопользования (табл. 1.1). Заданная модель требует ввода информации об одном или нескольких элементах процесса стока. Выходом модели может стать один или несколько результатов, хотя для большинства моделей самым важным является прогноз расхода потока. Основой моделей массопереноса служат также гидрологические и гидрогеологические процессы ([3] ; гл. 10,

Таблица 1.1. Диапазон природных ситуаций, рассматриваемых при гидрологогидрогеологическом моделировании

№ п/п	Элементы моделирования по Дугу [5]	В какой главе рассматриваются
1.	Элементы процесса стока:	2, 5
	влажность почв	3
	поверхностный сток на склонах	4
	инфильтрация атмосферных осадков	6
	эвапотранспирация	9
	подземные воды	11, 12, 13
	сток в пределах водосборного бассейна	14
	русловой сток	
2.	Элементы качества воды:	
	физический состав воды	
	химический состав воды	10
	биологический состав воды	
3.	Модели водных ресурсов:	
	запасы воды	14, 15, 16, а также примеры в других главах, например 7 и 8
	контроль загрязнения	
	гидроэнергетика	
	ирригация	
	регулирование речного стока	
	осушение земель	
	судоходство	
	рекультивация земель	
	экологические условия	
4.	Пространственные элементы модели:	
	условия в точке	Рассматриваются в соответствующих разделах отдельных глав
	водоразделы	
	русла водотоков	
	водосборный бассейн	
5.	Временные аспекты модели:	
	отдельное явление или отдельные периоды времени	15 и соответствующие разделы других глав
	непрерывное прогнозирование	
	прогнозирование или предсказание?	

главным образом разд. 10.3). Общая структура работы построена на этой основополагающей позиции. Особое внимание уделяется элементам прогнозирования процесса стока. Эти элементы служат основой для изучения изменения химического состава воды, выработки прогнозов в реальном времени и управляющих воздействий (см. табл. 1.1). Пространственный и временной масштабы модели должны отражать цели моделирования и степень схематизации на модели природных условий. До

тех пор пока не возникла необходимость в разработке моделей с распределенными параметрами, наиболее часто использовавшейся пространственной единицей моделирования является весь водосборный бассейн (модель с сосредоточенными параметрами), подразделявшийся на водораздельное пространство (или склоны) и русла водотоков. Эти два различных подхода рассматриваются Блаки, Илзом, Бевеном и Фридом в гл. 11, 13 и 14. Многие модели воспроизводят условия лишь в одной точке (например, точечные модели таяния снега, описанные Моррисом в гл. 7). К их числу относится также модель испарения PROSPER, описание которой дано Хаффом и Суонком в гл. 6. Основная трудность, с которой сталкиваются при использовании точечных моделей, заключается в обобщении результатов такого моделирования с целью формирования адекватного входа в модели более крупного масштаба – модели водосборного бассейна (Керкби, гл. 3). Временной масштаб гидрологических и гидрогеологических моделей варьирует от отдельного явления до непрерывного прогнозирования. По-видимому, можно предположить, что повышение требований к детальности моделей в пространственном и временно́м аспектах вызовет соответствующие более жесткие требования к их структуре.

1.2.2. Выбор модели. С учетом всех аспектов гидрологических исследований обычно выделяют три типа моделей, различающихся своей структурой:

Модели, работающие по принципу "черного ящика", не имеют физически обоснованной функции переноса, связывающей входы модели с ее выходами. Они основаны на статистической оценке согласования входов с выходами и на использовании ряда плодотворных представлений и методов: понятия "единичный гидрограф", анализа экстремальных частот, регрессионного анализа и моделей прогнозов в реальном времени (Вуд и О'Коннелл, гл. 15). В пределах анализируемого диапазона данных о системе такие модели могут приводить к хорошим результатам. Это объясняется главным образом тем, что их формальная математическая структура достаточно полно согласуется со структурой соответствующей физической системы. Вместе с тем Клемец [11] обращает внимание на то, что при экстраполяции за пределы реального диапазона физическая сущность утрачивается и результаты прогнозирования полностью определяются применяемым математическим методом. Из-за того что многим моделям, работающим по принципу "черного ящика", присуща линейность, целесообразность такой экстраполяции вызывает сомнения. Примечательно, что экстремальные ситуации, часто являющиеся объектом прогнозного моделиро-

вания, оказываются слишком сложными для того, чтобы прогнозировать их с использованием простых моделей, состоящих только из блоков ввода и вывода.

Концептуальные модели занимают промежуточное положение между детерминированными моделями и эмпирическими моделями, работающими по принципу "черного ящика". Такие модели формулируются на основе анализа простой структуры системы, включающей относительно небольшое число компонентов. Каждый компонент представляет собой схематизированное подобие одного из элементов процесса, протекающего в моделируемой системе. Все элементы модели можно рассматривать как нелинейные источники; связь между расходом (Q) и емкостью (S) определяется выражением

$$S = K \cdot Q^n ,$$

где K и n – постоянные величины. Нелинейность таких моделей отражает характер гидролого-гидрогеологических систем, который нельзя адекватно представить линейной моделью. Источником нелинейности часто служат условия увлажненности почв, определяющие питание подземных вод и соотношение величин поверхностного и подземного стоков. Следовательно, даже модели с сосредоточенными параметрами и одним источником должны включать блок, ответственный за расчет влажности почв. Так, модель отдельных событий IEM4 ([18]; гл. 11) основана на использовании значения недостатка насыщения почв для расчета величины атмосферных осадков. В модели TOPMODEL ([2]; гл. 13) значения влагоемкости грунтов используются для расчета площади водосборного бассейна, на которой происходит поверхностный сток; эта модель базируется на представлении о том, что поверхностный сток осуществляется не на всей площади водосборного бассейна. В случае если параметры концептуальной модели физически обоснованы (как, например, в TOPMODEL), она может учитывать изменения характеристик водосборного бассейна за счет, скажем, урбанизации или залесения. Нет никакой уверенности в том, что подобные изменения характера землепользования могут быть воспроизведены на модели, работающей по принципу "черного ящика".

Детерминированные модели. В их основу положена сложная физическая теория. Даже при условии, что решение уравнений фильтрации проводится при некоторых упрощающих предпосылках, такие модели все же требуют больших затрат машинного времени и значительного объема данных. Разработка и использование этого типа моделей – дорогостоящие процедуры [15]. Несмотря на это, детерминированные модели, основанные на строгом физическом подходе, обес-

печивают получение прогнозных решений для режима стока в целом по многим выходным параметрам. Кроме того, они открывают возможность прогнозирования последствий изменений, происходящих в пределах водосборного бассейна, что особенно важно с точки зрения проблем управления водными ресурсами [19] . Помимо того что детерминированные модели обладают большей прогностической способностью, чем более простые модели, существенным аспектом их разработки является важная роль, которую они играют в совершенствовании наших знаний о гидрологических и гидрогеологических системах (Коников и Паттен, гл. 9). Для создания детерминированных моделей требуется большой объем информации. Бевен (гл. 13) обращает внимание на значительную неопределенность модельных прогнозов, связанную с невозможностью собрать то количество информации, которое было бы достаточно для калибровки таких сложных моделей. Поскольку уже сейчас становится очевидным, что в будущем детерминированные модели будут использоваться все шире, назрела необходимость в анализе соотношений между полевыми данными и результатами моделирования. Такой анализ позволил бы повысить достоверность прогнозов, надежно оценить уровень их неопределенности. В случае если к точности моделирования не предъявляются высокие требования, а также в условиях ограниченных ресурсов более эффективным и не менее результативным может оказаться применение моделей, относящихся к более простому классу.

Кренкель и Навотный [12] разработали общие, достаточно простые правила выбора и использования моделей. Наиболее важные из них заключаются в следующем. Во-первых, решаемая задача должна быть четко сформулирована; во-вторых, из числа моделей, обеспечивающих требуемую точность, должна быть выбрана наипростейшая. Модель должна выбираться под задачу, а не наоборот. Как будет показано ниже, сложность модели не следует смешивать с ее точностью. Всегда следует помнить о предпосылках и ограничениях, заложенных в структуру модели; необходимо обязательно оценивать неопределенность модельных прогнозов, особенно для моделей с распределенными параметрами (Бевен, гл. 13). Дакштейн и др. (гл. 16) обращают внимание на зависимость принимаемых управленческих решений от неопределенности результатов моделирования. Ясно, что чем модель сложнее, тем шире ее возможности, однако Аскью и др. [1] в этой связи отмечают, что массовое использование таких моделей вызывает значительные затруднения. Они возникают главным образом в тех случаях, когда автоматизированную модель начинают настраивать пользователи, находящиеся далеко от ее авторов-разработчиков, не имеющие с ними постоянного контакта и полной документации. Некоторые программы, как, например, комплекс HEC, с самого

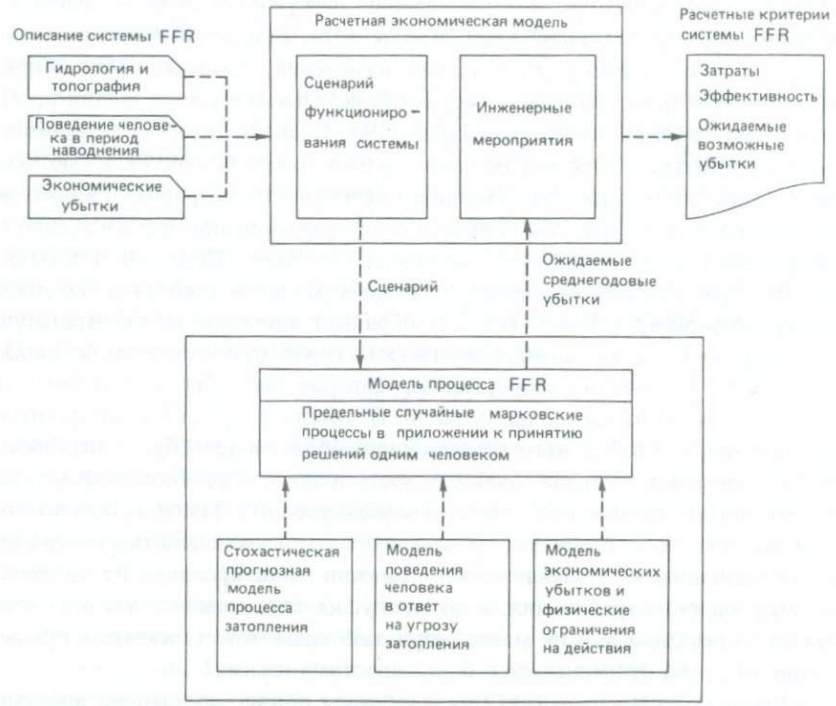


Рис. 1.2. Информационная структура последовательности работы системы FFR [14].

начала проектировались таким образом, чтобы их можно было тиражировать. Вместе с тем многие модели на это не были рассчитаны, особенно если это требовало дополнительных затрат. Известно много примеров, когда оказывалось, что пользователю выгоднее, быстрее и проще разработать собственное программное средство, хотя понятно, что такой подход, приводящий к экономии денежных средств, не позволяет создавать модели со сложной структурой.

К сожалению, в настоящее время о классификации моделей говорят лишь в связи с самыми общими проблемами. До тех пор пока этого вопроса не будут касаться в прикладном аспекте, интуитивная оценка альтернатив может привести к ошибочному выбору модели. Совершенно очевидно, что практическое применение классификаций облегчит специалисту принятие решения относительно нужного ему типа модели. Возможны ситуации, когда структура конкретной модели может быть в явном виде установлена на основе классификации. Такой подход открывает для исследователя перспективу сведения процедуры выбора модели к

более простому, "алгоритмическому" уровню. С позиций управления не менее существенным является также следующее обстоятельство. Становится ясно, что оптимальные альтернативные управления не могут быть выработаны с применением одних только гидрологических или гидрогеологических моделей. Как отмечает Горелик [9], для этого требуется сочетание моделей этого типа и моделей управления. Использование одних только гидрологических или гидрогеологических моделей может привести к решениям, которые не учитывают реальные ограничения, накладываемые на инженерные воздействия. Комплексные модели, объединяющие модель природных процессов с моделью управления, все шире применяются в гидрологии и гидрогеологии. Криштофович и Дейвис [13] пришли, по сути дела, к такому же выводу в отношении систем прогнозирования последствий наводнений (FFR). Комплексные модели, однако, требуют дальнейших разработок и проверки. На рис. 1.2 представлена такая комплексная модель. Разработка подобных моделей становится ведущей целью в сфере гидролого-гидрогеологического прогнозирования. Более подробно об этом пойдет речь в гл. 16.

1.2.3. Информационное и техническое обеспечение моделей. Различие в сложности между отдельными классами определяется объемом ресурсного обеспечения, необходимого для разработки, калибровки и эксплуатации модели. Создание моделей связано с двумя принципиальными ограничениями: уровнем развития вычислительной техники и имеющейся базой данных. Мощность вычислительной техники (по крайней мере сам факт ее наличия) в развитых странах мира обычно не составляет проблемы. Однако в развивающихся странах возникают сложности с обеспечением такой техникой и даже микрокомпьютерами; мощность ЭВМ может выступать ограничивающим фактором.

Еще более серьезным ограничением, с которым сталкиваются при разработке моделей независимо от уровня развития страны, является наличие или отсутствие необходимых для моделирования данных. В этом отношении сильно различаются водосборные бассейны, в пределах которых проводятся или не проводятся гидрометрические исследования. Однако даже в том случае, когда такие наблюдения ведутся, их продолжительность и точность могут препятствовать использованию моделей определенного класса. Помимо этого при создании моделей очень важно располагать информацией о метеорологических параметрах, особенно о величине атмосферных осадков, недостатке насыщения грунтов или аналогичных показателях, химическом составе воды, данными о природных условиях смежных водосборных бассейнов.

Необходимым условием разработки достоверных прогнозов при

прогнозировании в реальном времени является наличие телеметрической сети, радарных метеорологических устройств и даже спутниковых изображений. Современный уровень прогнозирования атмосферных осадков детально рассматривается Хюбнером в гл. 4. Некоторые авторы в связи с прогнозированием в реальном времени обращают внимание на необходимость получения информации иного рода. Керкби (гл. 3) отмечает, что последние достижения в области метеорологических прогнозов, по всей вероятности, определяются прогрессом в смежных областях дистанционных измерений, особенно проводящихся с применением космической техники. Современные дистанционные методы создают также возможность получения значительного объема другой информации. Оценки перспектив таких методов в отношении мониторинга влажности почв проведены Шмюгге (гл. 5). Применением дистанционных методов достигаются две важные, связанные друг с другом цели. Во-первых, данные, получаемые дистанционными методами, позволяют обобщить точечные замеры и тем самым повышают надежность прогнозов в масштабе водосборного бассейна; во-вторых, такая информация позволяет несколько снизить уровень неопределенности, присущей полевым замерам. Как показал Бевен (гл. 13), снижение неопределенности параметров методами наземного мониторинга обошлось бы слишком дорого. Использование дистанционных данных повышает точность прогнозов. Поскольку системы сбора телеметрической информации распространены повсеместно, для ее получения требуются незначительные затраты. Так, прогнозы погоды уже сейчас целиком составляются на основе информации, получаемой с метеорологических спутников. Использование изображений, передаваемых со спутников, для прогнозирования объема атмосферных осадков потребует привлечения незначительных дополнительных затрат.

Как следует из схемы, приведенной на рис. 1.1, информация о водосборном бассейне нужна для достижения двух целей: калибровки и проверки работоспособности модели. Помимо этого в процессе работы модели возникает необходимость в непрерывном поступлении новых данных. Качество информации о водосборном бассейне можно оценивать по четырем позициям:

1. *Объем имеющейся информации.* От этого зависит выбор того или иного класса (типа) модели. Так, совершенно очевидно, что для водосборных бассейнов, в пределах которых не велись гидрометрические исследования, в принципе невозможно использование оптимизационных моделей, основанных на данных наблюдений за режимом стока.

2. *Реальность параметров модели.* Важно, чтобы они в точности соответствовали параметрам, установленным в полевых условиях. Во многих

случаях это не вызывает затруднений. В частности, такие переменные, как расход потока или интенсивность дождевых осадков, определяются достаточно просто. Однако существуют некоторые "концептуальные" переменные, например недостаток насыщения грунтов, которые трудно определить и поставить им в соответствие реальные свойства моделируемой системы.

3. *Точность полевых замеров.* Оценка точности полевых замеров должна проводиться в обязательном порядке. Однако, до тех пор пока не будет уделяться больше внимания вопросам разработки новых и более совершенных технических средств гидрологических и гидрогеологических исследований [10], нельзя с уверенностью оценить вес ошибок измерения при моделировании. Такие погрешности затрудняют калибровку модели, вносят неопределенность в модельные прогнозы (Бевен, гл. 13; Дакштейн и др., гл. 16).

4. При реализации любой программы полевых исследований необходимо также оценивать *представительность отдельных замеров.* Во многих случаях исследователи из-за высокой стоимости работ, необходимости больших затрат времени или невозможности проведения работ на нескольких участках не могут достичь требуемого из соображений статистической представительности объема информации. Часто приходится ограничиваться замером параметра в одной точке. Изменчивость исследуемых параметров в пространстве и во времени определяет выбор случайной, последовательной, систематической или целевой сети наблюдений. В принципе можно избавиться от ошибок определения переменных во времени параметров. Для этого необходимо располагать непрерывной информацией о характере изучаемого явления. Уоллинг и Уэбб [22] показали, что по мере увеличения частоты наблюдений, особенно в периоды ливневого стока, достоверность оценки интенсивности выноса взвешенных механических частиц и растворимых химических соединений повышается. Иными словами, чем больше наблюдения за режимом приближаются к "непрерывным", тем определеннее становятся оценки переносимого потоком материала. Гораздо сложнее дело обстоит с обоснованием пространственных размеров области опробования. При решении этой задачи стремятся к выбору такой области опробования, которая могла бы считаться статистически представительной для всего водосборного бассейна. Несмотря на значительный объем опубликованной информации о характере неоднородности основных параметров водосборных бассейнов, лишь в исключительных случаях анализируется влияние пространственной изменчивости на результаты моделирования стока, особенно в связи с неопределенностью модельных прогнозов. Представляется, что распространение точечных замеров на весь

водосборный бассейн в какой-то степени облегчается за счет применения двух методов (пространственная изменчивость характеристик водосбора достаточно точно может быть установлена известными в науках о Земле методами масштабирования и крайгинга). Как отмечалось выше, обобщение замеров гидрологических параметров на уровне водосборных бассейнов в принципе можно осуществлять также с использованием уже сложившейся системы дистанционных телеметрических наблюдений. Однако, как отмечает Энгман [6], в большинстве случаев в настоящее время космофотоснимки представляют собой лишь потенциально полезную для гидрологов информацию. Необходимы серьезные исследования, касающиеся использования этой информации вообще и для создания гидрологических моделей в частности. При расчете общего количества атмосферных осадков, выпадающих на площади водосборного бассейна, неизменно сталкиваются с практически неразрешимыми проблемами. В связи с этим чрезвычайно перспективным представляется использование радиолокаторов, позволяющих получать практически непрерывную в пространстве оценку интенсивности выпадающих атмосферных осадков; адекватная калибровка радиолокационной информации обеспечивается гидрометрическими замерами, проводимыми с применением телеаппаратуры. В настоящее время при проектировании сетей наблюдений стремятся любой ценой решить проблему переноса информации с точки на площадь. Представляется, что эта проблема в гидрологии и гидрогеологии будет уже в ближайшее десятилетие решаться дистанционными методами. Может оказаться, что основные достижения в области моделирования стока будут связаны именно с этим, а не с совершенствованием моделей и вычислительных процедур.

1.2.4. Оценивание моделей. Оценка адекватности модели, как следует из рис. 1.1, включает анализ нескольких элементов процедуры моделирования. Представляется, что имеет смысл рассмотреть каждый из этих элементов для лучшего понимания их роли в общей схеме. Основную проблему процедуры *калибровки* модели составляет зависимость параметров. В особенности это относится к моделям, имеющим физическую основу. Установлено существование проблемы, но пока нет общепризнанных методов ее решения. Вопросы, связанные с *достоверностью информации,* обсуждались выше. Качество данных влияет на калибровку и адекватность модели, внося элемент неопределенности как в модельные прогнозы, так и в результаты фактических наблюдений. Сопоставление результатов моделирования с полевыми данными лучше отвечает на вопрос о качестве заложенной в модель информации, чем анализ адекватности процедуры моделирования. Как отмечает Гарднер с

соавторами [8], несоответствие модельных решений фактическим замерам может не давать представления о качестве модели и, наоборот, их совпадение не подтверждает правильность модели. *Анализ чувствительности* и связанные с ним методы, в частности анализ погрешностей [8], в настоящее время находятся в стадии разработки и заслуживают большего внимания. Пока "классический" анализ чувствительности способен дать лишь оценку влияния одной переменной на механизм функционирования модели. Этим методом еще нельзя оценить ни взаимосвязь переменных, ни влияние погрешностей в исходных данных на общую ошибку моделирования. Несмотря на невысокую "чувствительность" модели к некоторому параметру, этот параметр может играть значительную роль в процессе моделирования. Более тонкие эффекты, возникающие при использовании анализа чувствительности, связаны с возможностью выявления участков, где оценка параметров должна проводиться особенно тщательно. В случае если возможности моделирования в этом отношении исчерпаны, на таких участках необходимо сосредоточить точки наблюдения для получения новой информации. Мало внимания уделяется также критериям, используемым при *оценке адекватности* моделей. Такие оценки остаются сильно упрощенными, основанными лишь на какой-то части гидрологических и гидрогеологических данных (например, на экстремальных расходах, продолжительности экстремальных явлений). Наконец, недостаточное внимание часто уделяется *мобильности* моделей. Как отмечалось выше, даже универсальные модели непросто настроить на новый объект, особенно в случае, если отсутствует необходимая документация. Большинство современных гидрологических и гидрогеологических моделей объектно ориентированы. В настоящее время эта местническая позиция оправдывается главным образом ее эффективностью, в связи с чем мало кто занимался оценкой потенциальных возможностей, заложенных в альтернативном подходе – настройке универсальной модели на новые объекты. Разумеется, мобильность моделей должна быть сбалансирована с их *экономичностью*. Теоретически наиболее перспективными с позиции использования являются детерминированные модели с распределенными параметрами. Однако наряду с этим следует более широко реализовать возможности простых концептуальных моделей, особенно моделей физически обоснованных. Можно с уверенностью говорить о том, что такие модели в практическом отношении являются более мобильными, хотя они и не могут воспроизвести весь возможный диапазон природных условий гидролого-гидрогеологических систем.

1.3. Выводы и перспективы. Можно дополнить некоторые положения, высказанные Фризом [7] в отношении ограничений гидрологических и гидрогеологических моделей. Различают пять типов таких ограничений:

1. Ограничения, связанные с неадекватностью системы существующих теоретических представлений природным объектам или с невозможностью учета на модели некоторых элементов этих теорий. К этому классу ограничений относятся также вычислительные сложности, возникающие при решении детерминированных уравнений потока, и проблемы, связанные с учетом на модели стока переменной области питания. Необходим компромисс между стремлением к преодолению названных ограничений и необходимостью в разработке простых, физически обоснованных концептуальных моделей, которые могли бы получить широкое применение. В связи с этим можно считать, что перечисленные ограничения во многих случаях не принципиальны, хотя понятно, что та или иная конкретная ситуация может не описываться моделью и тогда потребуется основательный пересмотр ее структуры. Ограничения этого типа рассматриваются в работе и другими авторами, в частности Стилом (гл. 10), Трондлом (гл. 12), Бевеном (гл. 13) и Фридом (гл. 14).

2. Ограничения, связанные с недостатком имеющихся данных для калибровки модели и проведения модельных расчетов. Неточность полевых данных, определяющаяся масштабами опробования и погрешностями замеров, может выступать фактором, снижающим эффективность модельных прогнозов независимо от структуры модели (Бевен, гл. 13). Отмечается, что, по мере того как структура моделей совершенствуется, качество исходной информации все в большей степени начинает выступать в роли основного ограничения (Стил, гл. 10; Коников и Паттен, гл. 9). Большие потенциальные возможности в отношении преодоления этого ограничения открывают дистанционные методы, позволяющие получать интегральную информацию в масштабе всего водосборного бассейна (Керкби, гл. 3). Учет пространственной изменчивости гидрологических и гидрогеологических характеристик, который возможен за счет использования других методов, скажем путем введения масштабного фактора, также открывает широкие перспективы повышения точности моделирования.

3. Ограничения, связанные с техническими возможностями вычислительных средств. Не только большие детерминированные модели или модели с распределенными параметрами, но и многие концептуальные модели с сосредоточенными параметрами вполне могут эксплуатироваться на базе микрокомпьютеров. В развитых странах технические факторы не часто выступают в роли основного ограничения и не пре-

пятствуют росту возможностей моделирования (Бевен, гл. 13; Керкби, гл. 12; Трондл, гл. 12; Фрид, гл. 14). В развивающихся же странах уровень обеспеченности вычислительной техникой может стать серьезным ограничением. В связи с этим разработка моделей, ориентированных на использование в этих странах, должна проводиться с учетом не только современного низкого уровня технической базы моделирования, но и с учетом того, что этот уровень сохранится и в будущем. Эти ограничения обусловливают необходимость разработки простых моделей стока. Даже при условии наличия больших ЭВМ более целесообразным может оказаться применение концептуальных моделей.

4. Ограничения процедур калибровки. В связи с процедурой калибровки возникает множество проблем. К их числу относятся сложность учета взаимосвязи гидрологических и гидрогеологических параметров, отсутствие общепризнанных функций ошибок, необходимость в разработке более тонких методов анализа чувствительности, выполняемого в процессе оценивания параметров модели. Недостаточное внимание к калибровке модели может привести к еще более серьезным проблемам, особенно в случаях, когда параметры, определенные по результатам решения обратной задачи, выходят за диапазон их реальных значений, а также в ситуациях, когда погрешности полевых замеров влекут за собой непредвиденные ошибки анализа.

5. Ограничения, возникающие в процессе применения моделей для целей управления. В отдельных случаях гидрологическая или гидрогеологическая расчетная модель не в полной мере учитывает ограничения, накладываемые на управляющие воздействия.

Перечисленные типы ограничений требуют дальнейшего изучения. Не менее важен вопрос о взаимодействии между ними, к примеру, между ограничениями, связанными со структурой модели и с качеством исходной информации. Кроме того, существуют еще две серьезные проблемы: потребность в разработке универсальных моделей и в надежной базе данных для моделирования. Совершенно очевидно, что ограничения, связанные с недостатком информации, играют первостепенную роль, так как без хорошей информационной базы модель остается не более чем непроверенным теоретическим построением, не имеющим практической значимости.

Литература

1. *Askew A. J., Greco F., Kindler J.* (eds) (1981) Logistics and Benefits of Using Mathematical Models of Hydrologic and Water Resources Systems (Summary of Discussions, pp. 241–248). IIASA Proceedings Series, volume 13, Pergamon.
2. *Beven K.J., Kirkby M.J.* (1979) A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, Hydrological Sciences Bulletin, **24**, 43–69.

3. *Donigian A.S., Crawford N.H.* (1979) Water quality model for agricultural runoff. In: *Shen H.W.* (ed.) Modeling of Rivers. Wiley-Interscience, chapter **12.**
4. *Dooge J.C.I.* (1977) Problems and methods of rainfall-runoff modeling. In: *Ciriani T.A., Maione U., Wallis J.R.* (eds) Mathematical Models for Surface Water Hydrology. Wiley, Chichester, pp. 71–108.
5. *Dooge J.C.I.* (1981) General report on model structure and classification. In: *Askew A.J., Greco F., Kindler J.* (eds) Logistics and Benefits of Using Mathematical Models of Hydrologic and Water Resource Systems. IIASA Proceedings Series, volume 13, pp. 1–21.
6. *Engman E.T.* (1981) Agriculture's needs related to satellite hydrology. In: *Deutsch M., Wiesner D.R., Rango A.* (eds.) Satellite Hydrology. AWRA, pp. 19–25.
7. *Freeze R.A.* (1978) Mathematical models of hillslope hydrology. In: *Kirkby M.J.* (ed.) Hillslope Hydrology. Wiley, Chichester, pp. 177–226.
8. *Gardner R.H., Huff D.D., O'Neill R.V., Mankin J.B., Carney J., Jones J.* (1980) Application of error analysis to a marsh hydrology model. Water Resources Research, **16** (4), 659–664.
9. *Gorelick S.M.* (1983) A review of distributed parameter groundwater management modeling methods. Water Resources Research, **19**, 305–319.
10. IAHS (1982) Advances in Hydrometry. International Association of Hydrological Sciences. Volume 134.
11. *Klemes V.* (1981) Stochastic models of rainfall – runoff relationship. In: International Symposium on Rainfall – Runoff Modeling, Pre-Symposium Proceedings, Mississippi State University/USDA, pp. 35–36.
12. *Krenkel P.A., Novotny V.* (1979) River water quality model contstruction. In: *Sten H.W.* (ed.) Modeling of Rivers. Wiley-Interscience, New York, chapter 17.
13. *Krzysztofowicz R., Davis D.R.* (1983) A methodology for evaluation of flood forecast – response systems. 1. Analyses and concepts. Water Resources Research, **19**, 1423–1429.
14. *Kuhn T.S.* (1961) The function of measurement in modern science. Isis, **52**, 161–190.
15. *Liddament M.W., Oakes D.B., Skinner A.C., Wilkinson W.B.* (1981) The use of a groundwater model in the design, performance, assessment and operation of a river regulation scheme. In: *Askew A.J., Greco F., Kindler J.* (eds) Logistics and Benefits of Using Mathematical Models of Hydrologic and Water Resource Systems. IIASA Proceedings Series, volume 13, pp. 149–166.
16. *Mulvaney T.J.* (1851) On the use of self-registering rain and flood gauges in making observations of the relations of rainfall and of flood discharges in a given catchment. Transactions of the Institution of Civil Engineers, Ireland, **4**(2), 18.
17. *Nash J.E., Sutcliffe J.V.* (1970) River flow forecasting through conceptual models, Part 1 – A discussion of principles. Journal of Hydrology, **10**, 282–290.
18. NERC (1975) Flood Studies Report, 5 volumes.
19. *Oakes D.B., Pontin J.M.A.* (1976) Mathematical modeling of a chalk aquifer. Water Research Centre Technical Report **24.**
20. *Renard K.G., Rawls W.J., Fogel M.M.* (1982) Currently available models. In: *Haan J.T., Johnson H.P., Brakensiek D.L.* (eds) Hydrologic Modeling of Small Watersheds. ASAE monograph Number 5, pp. 507–522.
21. *Sherman L.K.* (1932) Streamflow from rainfall by unit-graph method. Engineering News Record, **108**, 501–505.
22. *Walling D.E., Webb B.W.* (1981) The reliability of suspended sediment load data. In: Erosion and Sediment Transport Measurement, IAHS Publication 133, pp. 177–194.

2. Моделирование баланса почвенных вод

Р.Дж. Ханкс

2.1. Введение. В последние годы моделированию баланса почвенных вод уделяется большое внимание. Это связано с тем, что с помощью вычислительных машин, обладающих способностью быстро обрабатывать значительный объем информации, появилась возможность анализа влияния, которое одновременно оказывают на почвенные воды многие факторы. Количество содержащейся в почве влаги определяется не только внешними факторами, но и свойствами самих почв. Для предсказания возможной реакции почв на некоторые идеализированные условия можно использовать значения их характеристик, в частности информацию о текстуре, структурной устойчивости и т. д. Однако на фактическое распределение воды в почвах в пространстве и во времени оказывают влияние и многие другие факторы. Так, климатические факторы определяют количество воды, попадающей на поверхность почв в виде атмосферных осадков, а также вероятное количество воды, возвращающейся в атмосферу в результате испарения и транспирации. Факторы, связанные с характером растительности, в частности поверхностный покров, сказываются на соотношении между испарением и транспирацией. Корневая система растений оказывает влияние на объем почвы, из которого вода может расходоваться на транспирацию. Помимо этого направление стока поверхностных вод и величина возможной эвапотранспирации зависят от размеров, уклона и расположения водораздела. На количество почвенной влаги большое влияние оказывают также факторы, связанные с хозяйственной деятельностью человека: ирригация, снятие растительного покрова, график севооборота, распашка земель, выпас скота и др. Следует отметить, что без использования моделей невозможно оценить влияние, которое оказывает на состояние почвенной влаги каждый отдельный фактор, поскольку результат может зависеть от многих факторов.

Использование же моделей баланса почвенной воды предоставляет возможность предсказывать влияние, оказываемое одним или несколь-

---

R.J. Hanks, Department of Soil Science and Meteorology, Utah State University USA.

кими факторами на условия увлажненности почв. Таким образом, мы располагаем моделями, которые позволяют получать разумные ответы на вопрос "а что если...", например: "А что если почвы будут представлены не песками, а пылеватыми суглинками? Как это скажется на урожайности?"

Использование моделей обязывает нас иметь необходимую дополнительную информацию, существенную для решаемой задачи. Иными словами, в каждом конкретном случае ответ на вопрос "а что если..." зависит от природных условий. Это вызывает необходимость в получении адекватной информации, относящейся к решаемой задаче, до того, как будут заданы вопросы.

Еще одним достоинством моделирования баланса почвенных вод является возможность оценки чувствительности почвенных (или иных) факторов по отношению к конечному результату. Может оказаться, что нужды в точном определении некоторых параметров нет, поскольку конечные результаты нечувствительны к точному значению одной переменной и чувствительны к значению другой. Такой анализ позволяет наметить участки, где необходима дополнительная информация, и участки, где такой необходимости нет.

Несмотря на то что имеющиеся в настоящее время многочисленные модели баланса почвенных вод хорошо разработаны и широко применяются, они постоянно совершенствуются. Этот процесс обусловлен исходным несовершенством наших представлений о природных системах и необходимостью поиска компромисса между практичностью модели, имеющейся информацией и решаемыми задачами. Для иллюстрации этой точки зрения рассмотрим несколько моделей различного уровня.

2.2. Простые модели водного баланса. В настоящее время существует большое разнообразие очень простых моделей, разработанных для различных целей [9, 10]. Все они основаны на следующем уравнении круговорота воды, записанном для одномерного случая:

$$S = P + I - ET - Dr - Ro, \qquad (2.1)$$

где S – изменение объема почвенной воды в пределах корневой зоны, P – атмосферные осадки (дождь или снег), I – орошение, ET – эвапотранспирация, Dr – дренирование и Ro – сток. Как видно из уравнения (2.1), величины P, I и ET всегда положительны, в то время как значения Dr, Ro и S могут быть либо положительными, либо отрицательными. Если величина Dr меньше нуля, поток влаги направлен вверх (обычно это имеет место в случае, когда уровень грунтовых вод расположен вблизи поверхности земли). При условии $Ro < 0$ приток в систему пре-

вышает отток из нее. В случае отрицательного значения S происходит снижение запасов воды в почве, и наоборот.

Уравнение (2.1) можно использовать для целей моделирования применительно к небольшим временны́м интервалам. Точность подобного решения достигается ценой значительных затрат времени на расчеты. Однако, с тех пор как современные вычислительные машины значительно ускорили расчеты, прежде проводившиеся вручную, время, необходимое для их выполнения, перестало быть серьезной проблемой.

Уравнение (2.1) является очень простым, однако сложности возникают при определении входящих в него переменных. Действительно, в настоящее время не существует достоверных практических методов прямых замеров величины Dr. Более того, замеры остальных переменных, входящих в уравнение (2.1), проводятся с погрешностями. В связи с этим при создании большинства моделей применяются методы оценки переменных, которые нельзя замерить. Эта процедура вносит некоторую неопределенность в результаты моделирования. Использование моделей с малыми временны́ми шагами минимизирует эту неопределенность.

Уравнение (2.1) можно переписать относительно ET, что позволяет определять эту величину по замерам колебаний запасов почвенной влаги S. Оборудование, применяемое для замеров содержания влаги в почве, дает точные результаты лишь при условии, что наблюдения за содержанием влаги велись не менее недели или около этого. Прерываются наблюдения в случае поступления большого количества воды, связанного с дождями или поливами. Чтобы точность замеров была высокой, их необходимо выполнять непосредственно до и после поступления дополнительного объема воды. Однако это не всегда осуществимо. При условии что почвы являются абсолютно сухими по всей мощности и вся поступающая вода идет на их насыщение, $Dr = 0$ и величину ET можно замерить очень точно. В случае же если влажность почвенного покрова равна величине "полевой влагоемкости", дополнительный объем воды вызывает отток и значение ET будет неточным. Неопределенность в значениях ET повышается тем, что "полевая влагоемкость" почв, по сути дела, представляет собой не единую по всей мощности абсолютную величину, а скорее содержание воды в той части почвенного покрова, где изменения содержания воды в результате дренирования малы по сравнению с изменениями, вызываемыми транспирацией. Следовательно, при условии, что почвы по всей их мощности водонасыщены, величина оттока будет больше нуля, а S или ET очень сложно замерить с высокой точностью. Для замеров ET часто используются лизиметры. Они позволяют измерять или контролировать величину Dr и оценивать S по изменениям общего веса лизиметра.

2.2.1. Модель Стьюарта. Модель Стьюарта [16] разработана с целью оценки значений *ET*. Как установлено, *ET* связано с урожайностью культур следующим соотношением:

$$Y/Y_p = 1 - B\left(1 - \frac{ET}{ET_p}\right), \qquad (2.2)$$

где Y – урожайность, соответствующая данному значению *ET*, Y_p – потенциальная урожайность, соответствующая потенциальному значению транспирации, и B – тангенс угла наклона между прямыми, соответствующими отношениям Y/Y_p и ET/ET_p. Как было показано ранее [16, 2, 17, 15], эта зависимость очень успешно может применяться для прогноза урожайности, соответствующей тем или иным значениям параметров орошения или почв, которые в свою очередь оказывают влияние на *ET*. Установлено, что значение B, входящее в уравнение (2.2), в какой-то степени зависит от времени года и характера растительного покрова, но в целом варьирует в незначительном диапазоне – от 1 до 1,6. Нет нужды говорить о том, что уравнение (2.2) безусловно применимо для решения самых различных задач.

Основная сложность возникает при оценке *ET* с использованием уравнения (2.1). Замеры *P*, *I* и *S* выполняются прямым способом самыми обычными приборами. В большинстве случаев при использовании уравнения (2.2) *Ro* принимается равным нулю. Для того чтобы оценить *ET*, необходимо либо знать величину *Dr*, либо также принять ее равной нулю. Основываясь на замерах количества почвенной воды и принимая известным верхний предел, при котором почва удерживает влагу (полевая влагоемкость), величину оттока можно определить как количество воды, которое содержится в почве сверх объема, необходимого для насыщения корневой зоны до величины полевой влагоемкости. Такой подход, по-видимому, можно считать вполне оправданным при том условии, что в расчетах по уравнению (2.1) используются среднесуточные значения входящих в него параметров. К сожалению, замеры *S* невозможно проводить так часто, в связи с чем возникают некоторые погрешности. Как будет показано ниже, среднесуточные оценки могут быть получены на основе простых моделей.

В соответствии с изложенными предпосылками при использовании этого метода возникает необходимость в определении значения ET_p. Наилучшие результаты дают замеры ET_p лизиметрами. Для этой цели могут, однако, применяться и другие методы (о них пойдет речь в других главах этой книги).

По условию задачи необходимо знать также величину T_p. В соответствии с данным определением это есть максимальное количество во-

ды, которое отбирается или может быть отобрано из почвы при условии $ET = ET_p$. В случае когда почвы легко отдают воду, может образоваться ее излишек, и тогда на урожайность могут оказывать влияние аэрация почв, процессы нитратного выщелачивания и другие факторы, непосредственно не связанные со свойствами воды. Таким образом, следует особо отметить, что уравнение (2.2) применимо при условии, когда урожайность и ET определяются водными свойствами.

Значение B зависит от отношения величины испарения E к транспирации T. Для таких растений, как, например, люцерна или луговые травы, создающих плотный покров, интенсивность испарения может быть незначительной, поскольку эти растения затеняют поверхность земли. В этом случае $B \sim 1$. В условиях неплотного растительного покрова и значительного питания сверху интенсивность испарения может быть довольно высокой. При этом B будет намного больше 1 и составит 1,5 или близкую к этой цифре величину. Значение B для территорий, засеваемых однолетними культурами, скажем зерновыми, может изменяться год от года. Это явление наблюдается в том случае, когда на участках, где растительный покров имеет невысокую плотность, интенсивность дождевых осадков изменяется от сезона к сезону. Изменчивость значений B можно учитывать с использованием более тонких моделей, о которых речь пойдет ниже.

2.2.2. Модель PLANTGRO. В качестве примера такой модели может рассматриваться модель, разработанная Ханксом [5] и названная им PLANTGRO. Эта модель основана на использовании уравнения (2.1) с некоторыми модификациями [14]. Принципиальным усовершенствованием является разделение ET на две составные части: E – испарение, происходящее непосредственно из почвенного покрова, и T – транспирацию воды растениями. Такое разделение оправданно потому, что эти два процесса совершенно различны. Испарение из почвенного покрова происходит лишь из самых верхних его частей; вода, содержащаяся на его поверхности, может испаряться практически полностью, до величины влагоемкости сухих почв. Если вода проникает в почву на глубину, превышающую 20 см, она остается там на неопределенно длительное время и не подвержена процессам испарения. Процессы транспирации, напротив, могут поднимать воду с глубин, равных мощности всей корневой зоны, однако лишь до так называемой "точки увядания".

Влагоемкость сухих почв обычно колеблется в диапазоне 0,01–0,04; влажность, соответствующая точке увядания, может изменяться от 0,04 до 0,30. Количество воды, необходимое для поддержания жизнедеятельности растений, определяется как разность между полевой влагоем-

костью и точкой увядания. Некоторые характерные данные для различных почв приведены в табл. 2.1. Даже в случае если запасы воды в почве не превышают величину полевой влагоемкости в пределах мощности корневой зоны, эта вода может расходоваться на транспирацию. Это количество воды намного больше того объема, который может быть извле-

Таблица 2.1. Объемная влажность некоторых типов почв на примере различных регионов (по материалам Джеймса и др. [11])

Типы почвы	Географическое местоположение участка	Полевая влагоемкость	Точка увядания	Количество влаги, необходимое для поддержания жизнедеятельности растений
Черные глины формации Хьюстон	Рейзел, шт. Техас	0,42	0,30	0,12
Тонкие песчанистые суглинки формации Крокет	То же	0,18	0,09	0,09
Пылеватые суглинки формации Палус	Пуллмен, шт. Вашингтон	0,28	0,10	0,18
Пылеватые суглинки формации Хоббс	Хастингс, шт. Невада	0,37	0,15	0,22
Песчанистые тяжелые суглинки формации Меса	Вернал, шт. Юта	0,23	0,08	0,15
Суглинки формации Сарпи	Манхаттан, шт. Канзас	0,12	0,04	0,08
Пылеватые суглинки формации Милвилл	Логан, шт. Юта	0,30	0,16	0,14
Тяжелые суглинки формации Йоло	Дейвис, шт. Калифорния	0,33	0,20	0,13
Тяжелые суглинки формации Нанн	Форт-Коллинз, шт. Колумбия	0,30	0,15	0,15
Супеси формации Суперстишн	Юма, шт. Аризона	0,16	0,09	0,07

чен из почв, имеющих влажность, равную полевой влагоемкости, процессами испарения. Однако, поскольку почти все количество воды, поступающее в почву, в первую очередь увлажняет верхний слой, при частых несильных дождях величина испарения может быть значительной. Таким образом, рассматриваемые процессы являются динамическими и достаточно сложными. Именно в такой ситуации очень эффективным может оказаться применение цифровой модели.

Другая причина, обусловившая разделение ET на две составные части, состоит в том, что, как было установлено ранее, существует заметная связь между развитием растений и транспирацией. Этот вопрос более детально рассматривается в работе [6]. Упомянутое соотношение описывается следующим уравнением:

$$Y/Y_p = T/T_m \,, \tag{2.3}$$

где T_m – потенциальная транспирация, соответствующая потенциальной урожайности.

В практическом отношении проблема, разумеется, состоит в том, каким же образом дифференцировать ET – ведь почти во всех полевых замерах получают сумму двух элементов, составляющих этот параметр. Нами установлено, что достаточно точные оценки, которые могли бы помочь в таком разделении, можно получить с помощью информации, заключенной в коэффициенте водообильности, значения которого для различных условий опубликованы в хорошо известных работах [3, 12]. Эти значения определялись методом, в общем виде разработанным Чайлдзом и Ханксом [1]. Коэффициент водообильности (K_c) определяется как

$$K_c = ET_p/E_0 \,, \tag{2.4}$$

где E_0 – потенциальное испарение со свободной поверхности воды (или эталонная водообильность) и ET_p – потенциальное значение эвапотранспирации в случае, когда транспирация не ограничивается запасами влаги в почве. Отметим, что величина испарения, входящая в ET_p, может варьировать в широком диапазоне в зависимости от конкретных условий, поскольку принимается, что потребление воды растениями неограниченно. Если потенциальное испарение из почв E_p определить как потери воды из почв в зависимости от климатических условий, а не от свойств почвы, можно записать следующее уравнение:

$$E_m = E_0 - T_m \,. \tag{2.5}$$

Таким образом, если почвы непрерывно находятся в увлажненном состоянии, ET будет равно E_0. Однако условия, когда испарение достигает

своего потенциального значения, встречаются редко, поскольку поверхность почвенного покрова просыхает очень быстро. Эмпирическое соотношение, использующееся в простой модели водного баланса PLANTGRO (автор Ханкс) для оценки E, выглядит следующим образом:

$$E = E_m/\sqrt{t} \ , \qquad (2.6)$$

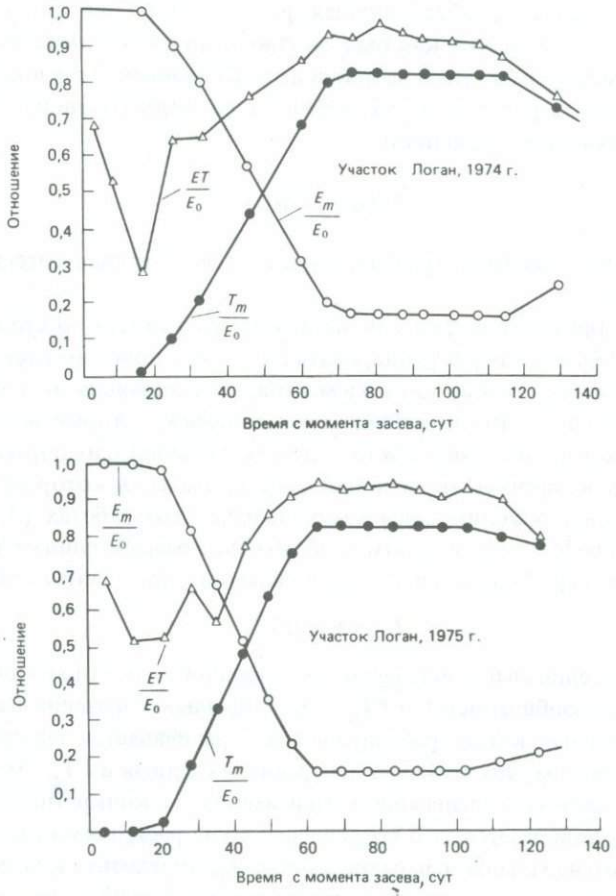


Рис. 2.1. Отношения расчетных значений потенциального испарения E_m, потенциальной транспирации T_m и эвапотранспирации ET к величине испарения с открытой водной поверхности E_0. Приведенные зависимости, использовавшиеся при расчетах на модели PLANTGRO [5], получены для кукурузы по результатам двулетних наблюдений на участке Логан, шт. Юта. Орошение здесь регулировалось таким образом, что величина T в течение всего срока поливов оставалась равной T_m (данные опубликованы в работе [16]).

где t – время в сутках, прошедшее с момента последнего увлажнения почвы.

Оценка E_m и T_m выполняется с использованием опубликованных кривых K_c, полученных для различных культур, а также на основании агрономической информации о времени прорастания посевов (для однолетних культур, скажем, таких, как кукуруза или яровая пшеница). При этом принимается, что до момента прорастания $T_m = 0$. Как было установлено, начиная с этого момента T_m примерно на 10% меньше, чем величина ET_p, равная $K_c \cdot E_0$. Эта зависимость иллюстрируется рис. 2.1 и 2.2, взятыми из работы [16] и составленными применительно к кукурузе и сахарной свекле. Следует отметить, что результаты использования рассмотренного метода в значительной степени зависят от того, какое значение T_m будет принято для данного растительного покрова.

Для того чтобы рассчитать на модели потери воды из почвы, необходима информация о граничных значениях E_m и T_m. Значения E рассчитываются по уравнению (2.6), T можно определить из следующей зависимости:

$$T = T_m \text{ при } SW/AW > b\,, \tag{2.7}$$

или

$$T = T_m\ SW/(AW\ b) \text{ при } SWC/AW < b\,,$$

где SW – фактическое количество воды, содержащееся в почве, AW – потенциальное количество воды, которое может содержаться в почве. Различные исследователи принимают b равным 0,5, однако в ряде случаев этот параметр может изменяться от 0,3 до 0,7. Тестовые расчеты, проводившиеся на модели с целью оценки ее чувствительности, показа-

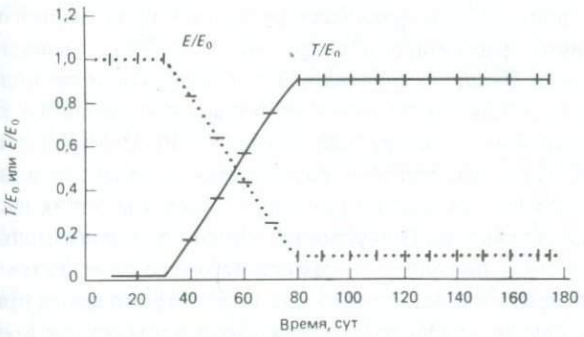


Рис. 2.2. Изменение во времени отношений потенциальной транспирации T_m к испарению со свободной поверхности E_0 и испарения из почвенного покрова E_m к E_0 (на примере сахарной свеклы, Логан, шт. Юта, 1980 г.).

ли, что наилучшие результаты достигаются при значениях b, колеблющихся в диапазоне 0,3–0,7.

Таким образом, уравнения (2.6) и (2.7) позволяют оценивать фактическую величину ET для любой реальной ситуации при условии, что начальное содержание влаги в почве известно (заданы начальные условия). При практических расчетах должны учитываться некоторые другие обстоятельства, усложняющие постановку задачи. Во-первых, почвенный покров следует рассматривать как слоистую систему, поскольку испарение происходит лишь из самой верхней его части. Более того, этот верхний слой имеет ограниченную мощность, составляющую приблизительно 20–30 см. Количество воды, остающееся в верхнем слое почвы после испарения,может быть меньше точки увядания. Так как почвенные воды – это воды, которые можно извлечь в результате полного осушения почвы, необходимо знать максимальную глубину, до которой влажность может оказаться ниже значения точки увядания. Эта глубина изменяется от 1 см в песчанистых грунтах до 2 см в пылеватых суглинках.

Второе обстоятельство, которое следует учитывать при моделировании, – развитие корневой системы растений. У однолетних культур сразу после прорастания корневая система разрастается в пределах приповерхностного слоя, а затем со временем начинает быстро расти вглубь. Модель должна учитывать рост корневой системы, поскольку транспирация может осуществляться только в пределах почвенного слоя, имеющего корни. Эти условия в модели PLANTGRO реализуются следующим уравнением:

$$\text{глубина корневой системы} = DM(1 + \exp(6 - 12t/RD)), \qquad (2.8)$$

где DM – максимальная глубина корневой зоны, t – время в сутках и RD – время в сутках, прошедшее до момента, когда корни стали иметь наибольшую длину. Если фактическая мощность почвенного покрова больше глубины, рассчитанной по уравнению (2.8), транспирация, по всей вероятности, будет обеспечиваться имеющейся в почве водой.

Третья сложность возникает при попытке послойного дифференцирования величины транспирации. Модель PLANTGRO основана на предпосылке, что вода, которая расходуется на транспирацию в течение суток, поступает из одного или двух слоев, имеющих наибольшую относительную влажность. При условии одинаковой относительной влажности в слоях вода поступает из самого верхнего слоя. Разумеется, это произвольная предпосылка, однако она позволяет получать приемлемые результаты в случае, когда рассматриваемый промежуток времени составляет не менее недели.

Существуют и некоторые другие сложности, связанные с необходи-

мостью определения давления воды на различных стадиях роста культур, что представляет интерес при оценке урожайности зерновых [14]. Такие оценки требуют определения давления воды на различных стадиях роста. При использовании цифровой модели можно установить, какие значения давления, выражаемые величиной относительной транспирации, соответствуют любой стадии развития растений. При последующем прогнозе урожайности, являющейся функцией относительного давления на различных стадиях роста, можно использовать эмпирические зависимости. Для моделирования критических стадий роста значения относительных давлений можно оценивать раздельно по каждой стадии роста (т. е. определять их "вес") [9]. Основная сложность, возникающая при использовании этого подхода, состоит в определении приемлемых "весовых факторов". Этот подход, как было установлено, является более предпочтительным, чем подход, основанный на использовании уравнений (2.3) для интерпретации исключительно сезонных данных, целиком относящихся к критическим стадиям развития растений.

На рис. 2.3 приведена блок-схема программы PLANTGRO, иллюстрирующая последовательность вычислений. Расчеты в соответствии со схемой проводятся с детальностью до одних суток; результаты вычислений на конец предыдущих суток служат начальными условиями для вычислений на последующие сутки. Как следует из блок-схемы, в первую очередь считывается исходная информация. Исходная информация, описывающая характеристики почв, включает начальную влажность почвы отдельно по каждому слою, а также их свойства – глубину залегания каждого слоя и величину доступной для растений влагоемкости каждого слоя (AW). В модель вводится также климатическая информация: данные о суточной и общей величине дождевых осадков и значении E_0 на анализируемый промежуток времени. Исходная агрономическая информация включает раздельные данные о величинах E_m и T_m, составляющих потенциальное испарение E_0, а также данные о глубине корневой системы растений. Информация, относящаяся к аспектам управления, включает продолжительность агротехнического сезона, время и интенсивность орошения.

После приведения в случае необходимости информации о развитии растений к некоторому моменту времени в пределах рассматриваемого сезона приступают к циклическим (посуточным) вычислениям. В случае если в течение суток прошел дождь или проводилось орошение, соответствующее количество воды подается в верхний слой. Если воды поступает больше, чем может вместить верхний слой, излишки идут в следующий слой. Если количество поступающей воды превышает объем, необходимый для полного насыщения всех слоев почвенного покрова, происходит дренирование. После этого почва теряет воду в результате



Рис. 2.3. Упрощенная блок-схема модели PLANTGRO [14].

процессов транспирации и испарения; эти процессы протекают в соответствии с описанными выше механизмами. Затем составные части баланса суммируются и распечатываются (если в этом есть необходимость). Описанная процедура повторяется при расчетах на последующие сутки.

Таблица 2.2. Пример расчета в сантиметрах среднесуточных величин испарения (E) и транспирации (T) для кукурузы, соответствующих некоторым параметрам орошения (J), климатическим (испарение с открытой водной поверхности $E_0 = T_m + E_m$ и атмосферные осадки P) факторам и свойствам почв (влажность почв на пяти различных глубинах, $SWC_1 - SWC_5$). При разделении E_0 и E_m и T_m, а также при задании глубины корневой зоны учтены особенности рассматриваемой сельскохозяйственной культуры. (По материалам работы [9].)

Сутки	ET_m,	T_m,	E_m,	T,	E,	I,	P,	D,	SWC_1,	SWC_2,	SWC_3,	SWC_4,	SWC_5,
0									4,50	5,85	4,20	3,90	2,10
1	0,24	0,00	0,24	0	0,24	0	0	0	4,26	5,85	4,20	3,90	2,10
2	0,17	0,00	0,24	0	0,17	0	0	0	4,09	5,85	4,20	3,90	2,10
3	0,14	0,00	0,24	0	0,14	0	0	0	3,95	5,85	4,20	3,90	2,10
4	0,12	0,00	0,24	0	0,12	0	0	0	3,83	5,85	4,20	3,90	2,10
5	0,11	0,00	0,24	0	0,11	0	0	0	3,72	5,85	4,20	3,90	2,10
6	0,24	0,00	0,24	0	0,24	0	5,80	5,0	4,26	5,85	4,20	3,90	2,10
										a			
40	0,40	0,35	0,38	0,35	0,15	0	0	0	0,12	4,80	4,20	3,90	2,10
41	0,40	0,35	0,38	0,35	0,15	0	0	0	−0,02	4,45	4,20	3,90	2,10
42	0,73	0,35	0,38	0,35	0,38	2,10	0	0	1,70	4,10	4,20	3,90	2,10
43	0,62	0,35	0,38	0,35	0,27	0	0	0	1,43	3,75	4,20	3,90	2,10
44	0,56	0,35	0,38	0,35	0,21	0	0	0	1,21	3,40	4,20	3,90	2,10
45	0,55	0,43	0,24	0,43	0,12	0	0	0	1,09	2,97	4,20	3,90	2,10
46	0,54	0,43	0,24	0,43	0,11	0	0	0	0,98	2,97	3,77	3,90	2,10
											a		
77	0,52	0,45	0,09	0,45	0,07	0	0	0	2,16	1,78	1,02	0,69	0,16
78	0,50	0,45	0,09	0,44	0,05	0	0	0	1,66	1,78	1,02	0,69	0,16
79	0,58	0,48	0,10	0,47	0,10	0	0,56	0	1,65	1,78	1,02	0,69	0,16
80	0,55	0,48	0,10	0,43	0,07	0	0	0	1,24	1,69	1,02	0,69	0,16
81	0,54	0,48	0,10	0,37	0,06	0	0	0	1,18	1,41	0,92	0,69	0,16
82	0,58	0,48	0,10	0,48	0,10	1,50	0	0	2,10	1,41	0,92	0,69	0,16
83	0,55	0,48	0,10	0.47	0,07	0	0	0	1,57	1,41	0,92	0,69	0,16
121	0,35	0,32	0,09	0,02	0,03	0	0	0	−0,11	0,10	0,07	0,06	0,03
122	0,34	0,32	0,09	0,02	0,02	0	0	0	−0,14	0,10	0,06	0,05	0,03
123	0,34	0,32	0,09	0,02	0,02	0	0	0	−0,17	0,09	0,06	0,05	0,02
124	0,34	0,32	0,09	0,02	0,02	0	0	0	−0,19	0,08	0,05	0,05	0,02
125	0,34	0,32	0,09	0,02	0,02	0	0	0	−0,21	0,07	0,04	0,04	0,02

$$(T/T_m)_1 = \frac{0.060}{0.062} = 0.97;\ (T/T_m)_2 = \frac{13.54}{13.65} = 0.96;\ (T/T_m)_3 = \frac{6.22}{6.55} = 0.95$$

$$(T/T_m)_4 = \frac{4.77}{5.75} = 0.83;\ (T/T_m)_5 = \frac{4.79}{14.83} = 0.32$$

$$Y/Y_m(\text{сухое вещество}) = T/T_m(\text{сезонная}) = \frac{29.38}{41.36} = 0.71$$

$$Y/Y_m(\text{зерна}) = (0.97)^{0.0} \cdot (0.96)^{0.4} \cdot (0.95)^{0.4} \cdot (0.83)^{0.4} \cdot (0.32)^{0.0} = 0.89$$

Как видно из табл. 2.2, модель позволяет получать довольно хорошую сходимость балансовых расчетов, проводившихся в данном случае для пятислойной системы. Отметим, что значения SWC_1 в табл. 2.2 могут быть отрицательными. Это свидетельствует о том, что испарение воды из верхнего слоя осушило почву до значений влажности ниже точки увядания. Заметим также, что глубина корневой системы изменялась во времени. Как было показано, рассматриваемая модель нечувствительна к количеству слоев; в принципе их может быть и два.

Таким образом, процедура расчета на модели отдельно E и T на каждые сутки позволяет оценивать влияние, оказываемое на ET (или урожайность) изменениями в количестве и режиме выпадающих атмосферных осадков, в режиме орошения и т. д. [5]. Это положение иллюстрируется рис. 2.4.

На рис. 2.4 видно также, каким образом ET разделяется на E и T в зависимости от количества поступающей воды. Очевидным является также влияние, которое оказывают переменные во времени значения орошения и дождевых осадков на величину дренажного оттока. С того момента, когда орошение достигает значения чуть больше 25 см, испарение остается неизменным, а поступающая вода расходуется либо на транспирацию, либо на дренирование. На рис. 2.5 приведены сравнительные данные о расчетных и фактических значениях ET/E_0, полученных применительно к посадкам сахарной свеклы в районе Дейвиса, шт. Калифорния. Модельные значения ET хорошо согласуются с замеренными значениями этого параметра, что свидетельствует об адекватности модели.

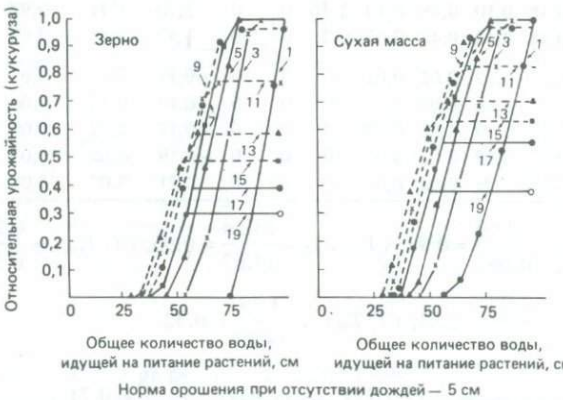


Рис. 2.4. Моделирование влияния орошения и количества почвенной влаги (общего количества воды) на относительную урожайность кукурузы при различных промежутках времени между поливами [5].

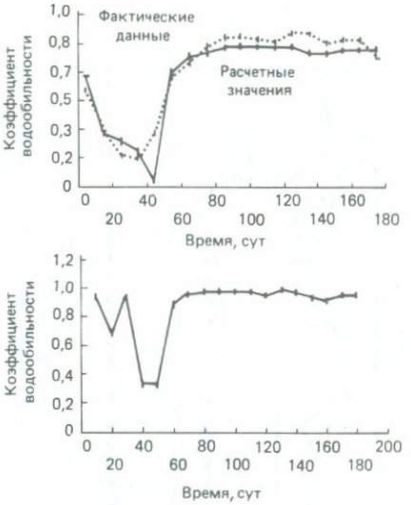


Рис. 2.5. Значения коэффициента водообильности, рассчитанные на модели PLANTGRO и замеренные на участках посадки сахарной свеклы в районе Дейвис, шт. Калифорния (верхний рисунок) и в районе Логан, шт. Юта (нижний рисунок).

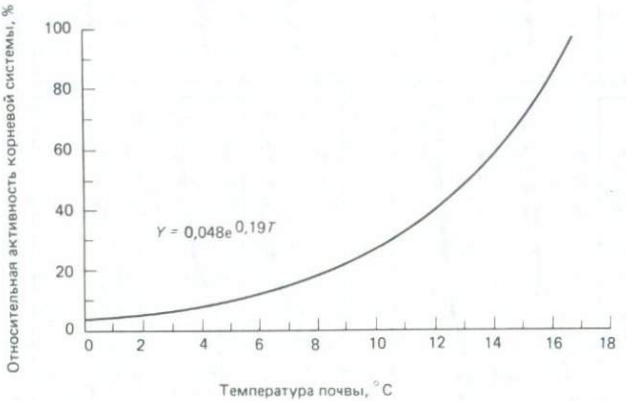


Рис. 2.6. Зависимость между относительной активностью корневой системы и температурой почвы [18].

Рассматриваемая модель проверялась на разнообразных сельскохозяйственных культурах. Однако Уайт [18], применяя эту модель для иного диапазона природных условий, установил, что для получения более точных результатов требуется ее усовершенствование. Модель апробировалась в условиях северных равнин США. Было выявлено, что в нее необходимо включить зависимость между активностью корневой системы и температурой почвы, оказывающую влияние на расход почвенной влаги ниже верхнего слоя. Такая зависимость приведена на рис. 2.6. Модифицированная таким образом модель применялась для

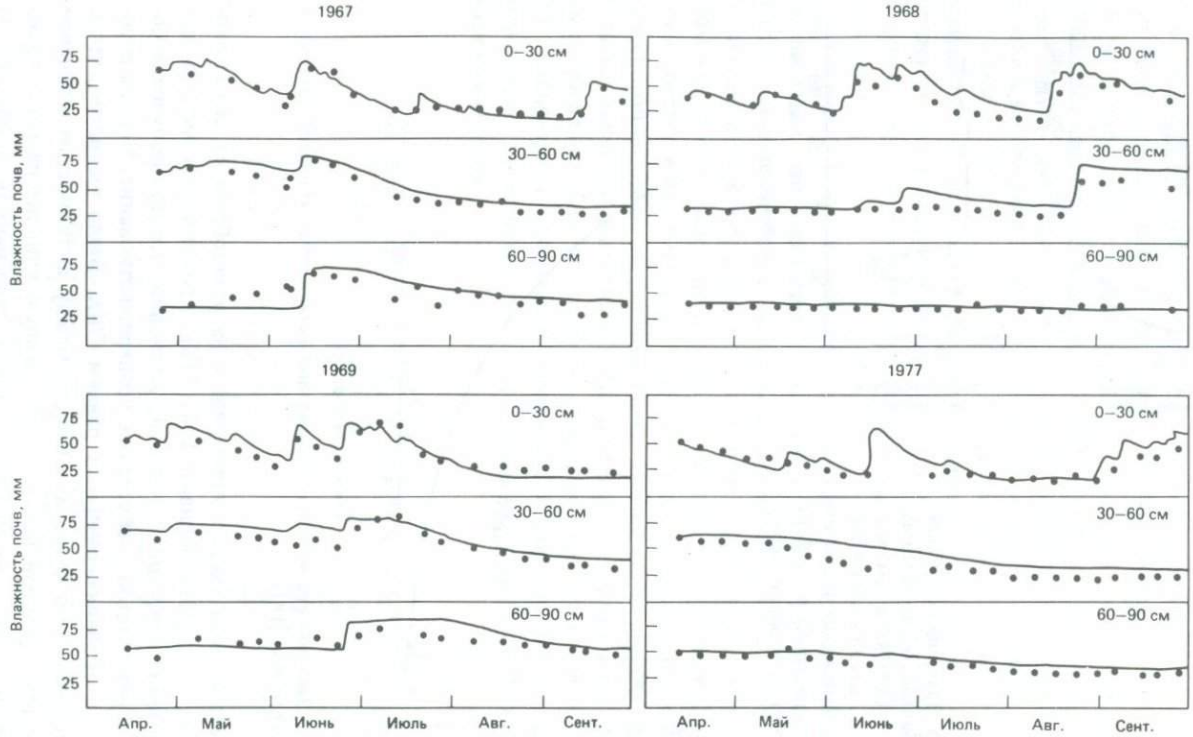


Рис. 2.7. Значения влажности почв (в сантиметрах водного столба на 30 м приращения мощности почвенного покрова), рассчитанные на модели и замеренные в полевых условиях в районе Сидней, шт. Монтана [18].

предсказания урожайности и влажности почв. Графики, приведенные на рис. 2.7, свидетельствуют о том, что в реальном диапазоне природных условий имеет место хорошее согласование между расчетными и фактическими значениями влажности почв.

Доказано, что использование этой простой модели водного баланса может оказаться полезным в широком диапазоне природных условий. Она является консервативной в отношении применяющихся основополагающих балансовых зависимостей; устойчивость решений гарантируется в диапазоне, ограниченном сверху полевой влагоемкостью почв, а снизу – точкой увядания. В названном диапазоне не происходит рост ошибок моделирования. По мере возрастания анализируемого промежутка времени ошибки уменьшаются, всегда оставаясь в пределах баланса влаги. Основными спорными предпосылками, заложенными в модель, являются предпосылки о закономерностях развития и изменчивости корневой системы растений, а также о величинах дренирования и стока. Поскольку величина стока принимается равной нулю, совершенно очевидно, что в ряде случаев это может привести к значительным погрешностям. Величина дренирования рассчитывается на модели. Прямая проверка расчетных значений дренирования не проводилась, главным образом из-за невозможности полевых замеров этого параметра. Другой недостаток модели заключается в том, что в ней рассматривается только нисходящий поток воды при максимально возможном значении полевой влагоемкости. Эта предпосылка не выполняется в случае, когда зеркало грунтовых вод расположено вблизи земной поверхности или если в окрестностях корневой зоны на пути движения воды встречается некоторое препятствие. Известно также, что "полевая влагоемкость" является динамическим, а не постоянным во времени свойством почв. При условии что растения развиваются быстро, нисходящий поток воды может перехватываться ими до значения влажности почв, равного полевой влагоемкости.

Несовершенство простой водно-балансовой модели сказывается также в том случае, когда возникают проблемы, связанные с засолением почв, так как в модели отсутствуют блоки, имитирующие массоперенос. Перечисленные проблемы в ряде случаев вызывают необходимость в разработке более фундаментальных моделей, воспроизводящих процессы миграции почвенных вод и использование воды растениями.

2.3. Сложные модели водного баланса. Эти модели учитывают более фундаментальные свойства почв и, таким образом, позволяют имитировать процессы миграции почвенных вод в широком диапазоне природных условий. Основополагающее уравнение, описывающее одномерный

поток воды, можно записать следующим образом:

$$\partial\theta/\theta t = \partial/\partial z(K(\theta)\ \partial H/\partial z) + A(z), \qquad (2.9)$$

где θ – объемная влажность почв, t – время, z – глубина по вертикали, $K(\theta)$ – коэффициент фильтрации (функция влажности), H – гидравлический напор (сумма давления в скелете грунта и гравитационного напора) и $A(z)$ – свободный член уравнения, описывающий потери воды, идущие на питание корневой системы растений. Эти потери воды могут быть определены как

$$A(z) = \frac{[H_{\text{корн}} + (1{,}05 \cdot z) - h(z,\ t) - s(z,\ t)]\,\text{RDF}(z)K(\theta)}{\Delta x\ \Delta z}, \qquad (2.10)$$

где $H_{\text{корн}}$ – эффективный напор воды в корневой системе на поверхности почвенного покрова, $(1{,}05 \cdot z)$ – поправка, вводимая для пересчета напора воды в корневой системе на другие глубины, h – давление в скелете, s – осмотическое давление, возникающее в потоке с переменной плотностью, RDF – функция плотности корневой системы, Δx – расстояние от поверхности корневой системы до точки замера $h\ (z,\ t)$, $s\ (z,\ t)$ (произвольно выбирается равным 1,0 см) и Δz – приращение по глубине.

Потери воды, идущие на питание растений, непостоянны во времени и зависят от почвенных и климатических условий, а также от характера растительности. Для решения уравнений (2.9) и (2.10) был разработан численный алгоритм, реализованный на быстродействующей ЭВМ. Согласно этому алгоритму, значение $H_{\text{корн}}$ определяется в том случае, когда суммарные потери воды в почвенном слое, идущие на питание растений, не меньше T_m. При этом значение $H_{\text{корн}}$ больше некоторого более низкого предельного значения, при котором происходит увядание растений. В случае когда содержание воды в почве невелико или же эта вода имеет высокую минерализацию, величина транспирации будет меньше своего потенциального значения T_m ,что вызовет снижение урожайности. Таким образом, в модель заложены два предельных значения $H_{\text{корн}}$: в условиях достаточной увлажненности почв $H_{\text{корн}} = 0{,}0$, в условиях недостаточной увлажненности $H_{\text{корн}} = H_{\text{увяд}}$. Мы принимали, что величина $H_{\text{увяд}}$ колеблется в диапазоне от – 12 000 до – 200 000 см.

Эта модель основана на той же схеме, которую использовал Ханкс [5] для определения E_p и T_m. Разница состоит лишь в том, что в машинную программу включен блок, осуществляющий "отключение" испарения и транспирации в течение 12 ночных часов; в течение 12 дневных часов эти параметры задаются на модели как верхняя полуволна синусои-

ды. Таким образом, в ночные часы независимо от почвенных условий $T = T_m$, поскольку $T_m = 0$. В дневные часы в течение некоторого промежутка времени величина транспирации $T = T_m$; она определяется сложным сочетанием почвенных ($K(\theta)$, θ, h), агротехнических ($H_{\text{корн}}$, RDF) и климатических факторов (E_0). Рассматриваемая автоматизированная модель по сравнению с ранее описанными моделями обладает значительно более высокой разрешающей способностью во времени (0,024–24 ч по сравнению с одними сутками). Она гораздо более полно отражает природные ситуации, но требует бóльших затрат машинного времени.

Отношение E к E_m также переменно во времени и в действительности гораздо сложнее, чем в простой водно-балансовой модели. Если содержание связанной воды и ее давление превышают значения, характерные для условий свободного доступа воздуха ($h \approx 10^{-6}$ см), то $E = E_m$. Если же вода не может мигрировать к поверхности земли со скоростью, достаточной для того, чтобы содержание связанной воды было больше, чем должно быть в условиях свободного доступа воздуха, тогда $E < E_m$.

В условиях когда осуществляется орошение или прошли дожди, недостаточно располагать информацией только о суммарном количестве поступающей в почву воды (такой подход рассматривался Ханксом в работе [5]); необходимо также иметь данные об их интенсивности (этот аспект проблемы в работе [5] не анализировался). При поступлении воды в почву ее влажность возрастает до некоторого значения, которое в принципе не может превышать объем воды в условиях полного насыщения; давление в скелете при этом равно нулю. Если скорость поступления дополнительного количества воды относительно невелика, насыщение почвенного покрова не наступает. Влажность почв при этом, однако, достигает таких значений, при которых $K(\theta)$ равно скорости поступления воды. В случае же если скорость поступления воды выше значения $K(\theta)$ в условиях насыщенной фильтрации, приповерхностный слой почвы, находящийся в этой ситуации в условиях полного насыщения, не сможет пропустить все количество поступающей в почву влаги. В результате избыток воды может идти на затопление территории и поверхностный сток.

Расход воды на питание растений определяется с учетом ее минерализации, что особенно целесообразно в случаях, когда из-за переменной плотности потока не возникает иных эффектов, помимо осмоса. В этой связи нами не рассматриваются вопросы, связанные со специфическими ионами, а также другими гидрогеохимическими аспектами. Описанная постановка задачи вызывает необходимость

изучения массопереноса, связанного с потоком воды в почвенном покрове. Такой анализ может быть проведен с помощью следующего уравнения, описывающего массоперенос:

$$\partial(\theta C)/\partial t = \partial/\partial z[D(\theta, q)C/z + qC], \qquad (2.11)$$

где C – концентрация солей, $D(\theta, q)$ – объединенный коэффициент диффузии – дисперсии и q – расход водного потока в единицах объема (определяется по уравнениям (2.9) и (2.10); более детально об этом см. работу [1]). Процессы осаждения солей и растворения в такой постановке не рассматриваются. В модель включена предпосылка о том, что в растениях миграции солей не происходит. Таким образом, поскольку на питание растений идет пресная вода, в почве может наблюдаться концентрация солей. Минерализация почвенной воды зависит от концентрации солей в воде, использующейся для орошения, а также от гидродинамических условий в пределах и за пределами корневой зоны. В работе [13] приведен пример характерных зависимостей $K(\theta)$ от θ и h от θ для типичных почв.

В рассматриваемой модели используется та же аппроксимация зависимости относительной урожайности от величины относительной транспирации, что и в описанной ранее модели Ханкса [5]. Отличие заключается в способе расчета транспирации, испарения и соотношения между ними.

Исходные данные, необходимые для решения сформулированной задачи с помощью рассмотренной модели, можно сгруппировать таким образом: основные свойства почв и растений, начальные условия и граничные условия. Названные группы включают следующие конкретные характеристики.

1. *Свойства почв и растений.* К этой группе относятся данные о зависимостях $K(\theta)$ от θ и h от θ, а также информация, необходимая для расчета $A(z)$ (уравнение (2.10)). Если корневая система в течение сезона растет, функция RDF(z) должна быть переменной во времени и по глубине. В работе [13] предлагается величину RDF(z) определять как относительное количество активных корневых отростков в некотором диапазоне глубины. Необходима также информация о потенциальном давлении в скелете почвы в условиях увядания и свободного доступа воздуха.

2. *Начальные условия* включают данные о значениях влажности и концентрации почвенных растворов на различных глубинах в начальный момент времени.

3. *Граничные условия.* Для всего моделируемого отрезка времени

необходимо знать потенциальные климатические условия на поверхности почва – растения. Необходима также информация об изменении во времени значений E_m и T_m, об интенсивности и режиме поливов и дождевых осадков, о положении нижней границы, до которой сказывается влияние рассматриваемых процессов. Если эта граница совпадает с уровнем грунтовых вод, на ней $h = 0$ на протяжении всего анализируемого промежутка времени. При наличии этого граничного условия может происходить восходящее движение влаги и дренирование. Другим возможным граничным условием является непроницаемый слой; расход потока через него равен нулю. Непроницаемый слой можно задать на большей глубине и считать, что он не оказывает влияния на запасы влаги в почве.

Рассматриваемая модель проверялась на двух примерах: при оценке влияния свойств почвы на инфильтрацию атмосферных осадков [7] и на испарение [8]. Расчеты показали, что водно-физические свойства почв (зависимости $\theta - K(\theta)$ и $\theta - h$) в условиях их достаточной увлажненности оказывают значительное влияние на интенсивность инфильтрации и испарения. Варьирование свойств почв в условиях их недостаточной увлажненности практически не сказывается на величине инфильтрации и испарения. Из этого следует вывод о том, что замеры водно-физических свойств водонасыщенных почв должны проводиться очень точно; показатели же сухих почв можно не измерять, для их оценки применим метод экстраполяции. На этом же основании можно говорить о том,что для целей моделирования имеет смысл оценивать зависимость $\theta - K(\theta)$ по замерам изменения объемной влажности почв θ в зависимости от h и K (в условиях полного насыщения) [4].

Апробация этой модели для различных природных условий проводилась Нимахом и Ханксом [13], Чайлдзом и Ханксом [1], Вольфом [19]. Графики, приведенные на рис. 2.8, свидетельствуют о том, что расчетные значения параметров почвенной влаги хорошо согласуются с фактическими значениями этих параметров на протяжении всего срока полива люцерны [13]. Вольф [19] использовал эту модель для проверки того, насколько точно она воспроизводит фактический режим орошения и изменения степени засоленности почв. Такой анализ проводился по данным, опубликованным Стьюартом и др. [16]. На рис. 2.9 приведены данные для сравнительного анализа результатов моделирования и натурных наблюдений; эти зависимости получены в условиях переменной интенсивности и режима орошения. Хорошее согласование между расчетными и фактическими данными отмечается в случае, когда содержание солей в почве невелико. Вместе с тем в условиях значительной засоленности почвенного покрова модель дает завышенные значения урожай-

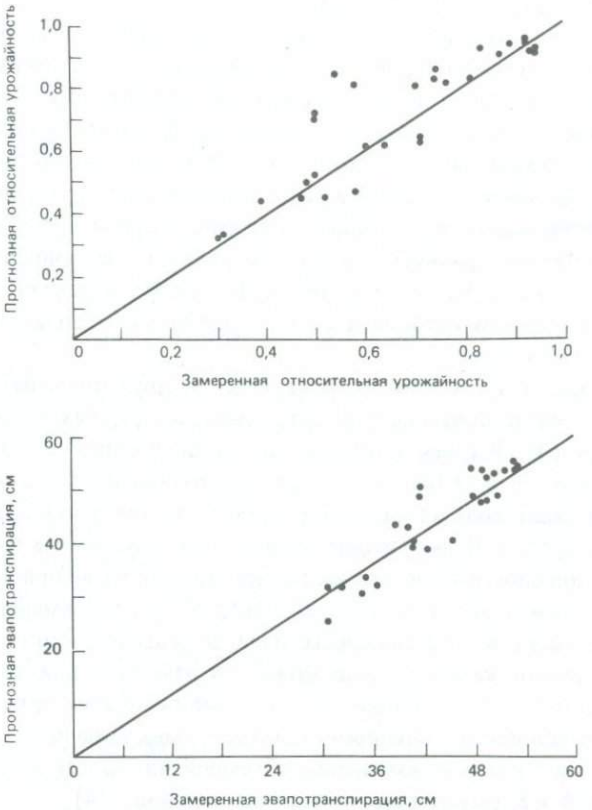


Рис. 2.8. Сопоставление расчетных и фактических значений урожайности и эвапотранспирации в условиях различной степени засоленности почв на начало сезона (расчеты выполнялись на модели Чайлдза и Ханкса [1] по данным, опубликованным в работе [16]).

ности. Данные полевых наблюдений свидетельствуют о том, что на ранних стадиях развития растений влияние степени засоленности почв на урожайность выше, чем получается по результатам моделирования. В связи с этим в модель закладывается бóльшая степень влияния засоленности, чем та, которая получается расчетным путем. Модель основана на предпосылке, что повышенная минерализация почвенных вод вызывает один только эффект осмоса; предполагается, что он остается неизменным в течение всего года.

Много расчетов проводилось Чайлдзом и Ханксом [1] для изучения зависимости относительной урожайности (выраженной в единицах сухой массы) от интенсивности поливов, содержания солей в почве и

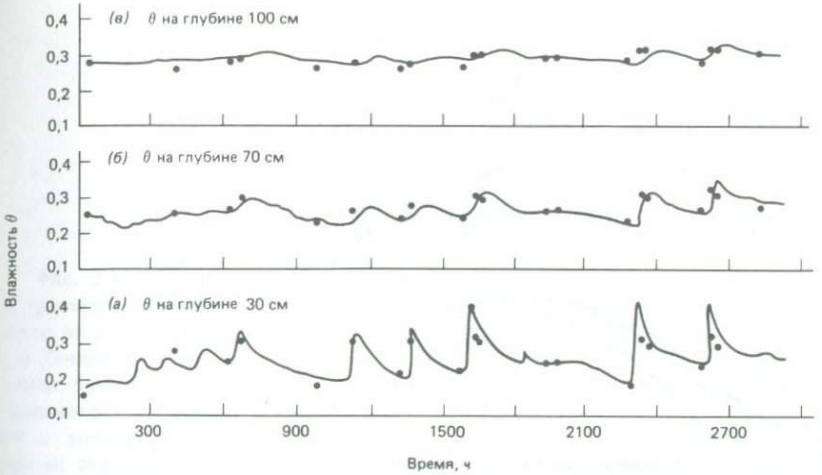


Рис. 2.9. Сопоставление прогнозных и фактических изменений влажности почв в течение сезона (расчеты выполнялись на модели Нимаха и Ханкса [13]).

плотности корневой системы. На рис. 2.10 иллюстрируется влияние, которое оказывают на относительную урожайность глубина корневой системы, начальное содержание солей, а также интенсивность орошения и дождевых осадков. Для расчетов использовались данные полевых наблюдений, опубликованные в работе [13]. Эти данные относятся к природной ситуации, при которой существовала возможность восходящей миграции влаги на высоту 2 м по отношению к уровню грунтовых вод. Поскольку поток влаги был направлен вверх, глубина корневой системы оказывала существенное влияние на относительную урожайность при условии, что количество поступающей в почву воды было намного меньше, чем потери воды в процессе эвапотранспирации. В случае когда количество воды, идущей на орошение, превышало интенсивность эвапотранспирации, относительная урожайность независимо от интенсивности поливов оставалась равной 1,0. На рис. 2.11 приведены прогнозные значения дренирования и восходящего потока для той же природной ситуации, которая отражена на рис. 2.10. Расчеты показали, что интенсивность восходящего потока на участках, где растут культуры с глубокой корневой системой, в четыре раза выше, чем на участках, где растения имеют мелкую корневую систему. Относительное влияние, оказываемое начальной минерализацией почвенных вод на восходящий поток, больше при глубокой, чем при мелкой корневой системе. Культуры, имеющие мелкую корневую систему, всегда дают меньшую урожайность, чем культуры с глубокой корневой системои. Это объясняется тем, что

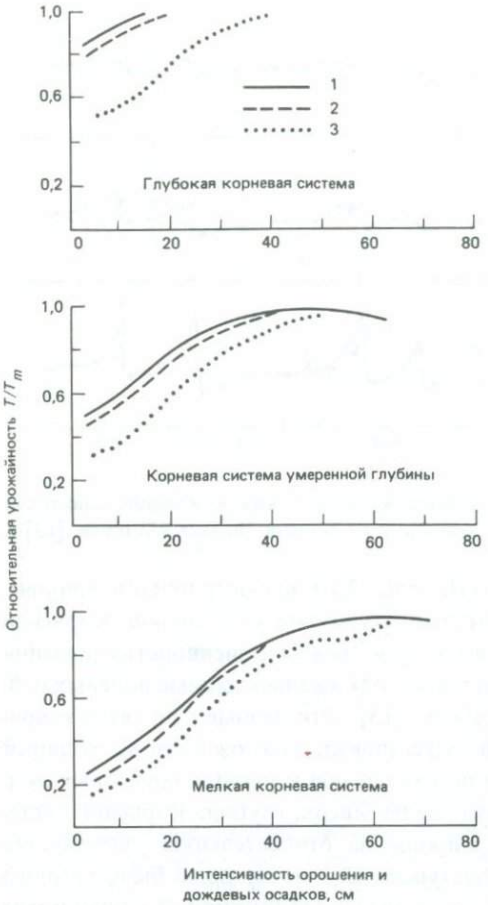


Рис. 2.10. Результаты расчетов, проводившихся на модели Чайлдза и Ханкса [1] с целью оценки зависимости величины относительной транспирации от глубины корневой системы, начальной степени засоленности почв, интенсивности орошения и дождевых осадков. Изолинии минерализации почвенных вод: *1* – 20 мг-экв./л; *2*– 50 мг-экв./л; *3*–200 мг-экв./л.

чем меньшую мощность имеет корневая зона, тем меньше в ней запас влаги.

Одним из важных достоинств модели является возможность воспроизведения ситуаций, которые по тем или иным причинам практического характера в полевых условиях изучать нецелесообразно. Такая ситуация иллюстрируется рис. 2.12 [1], на котором показана зависимость относительной урожайности от интенсивности поливов в многолетнем разрезе. Принималось, что в течение всего рассматриваемого промежутка времени (нескольких лет) климатические условия оставались неизменными. При наибольшей интенсивности орошения (43 см/год, что приблизительно на 5 см меньше ET) относительная урожайность после шести лет поливов не снизилась, несмотря на непрерывное накопление солей

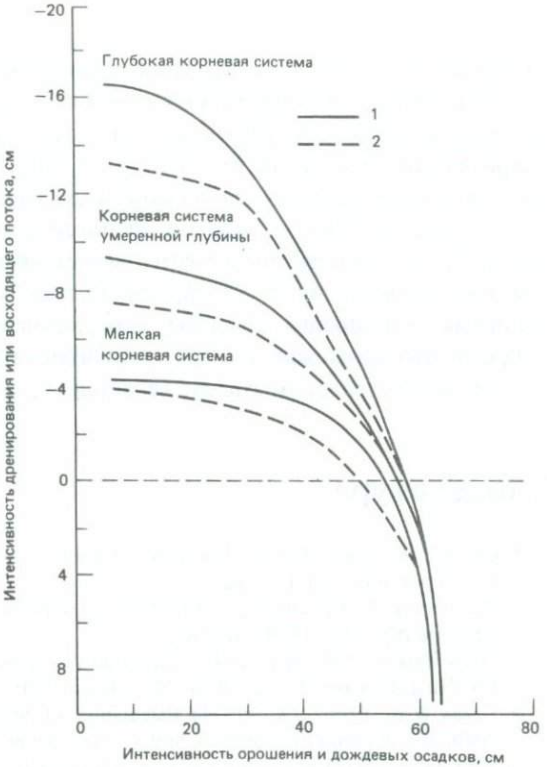


Рис. 2.11. Результаты расчетов, проводившихся на модели Чайлдза и Ханкса [1] с целью оценки зависимости интенсивности дренирования и восходящего потока от глубины корневой системы, начальной степени засоленности почв, орошения и количества выпадающих дождевых осадков. Изолинии минерализации почвенных вод: *1* – 20 мг-экв./л; *2* – 200 мг-экв./л.

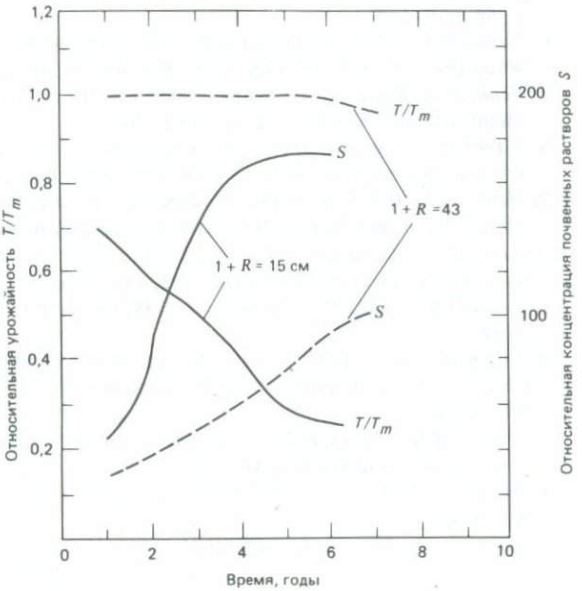


Рис. 2.12. Результаты моделирования зависимости относительной транспирации от продолжительности и интенсивности орошения и дождевых осадков (по Чайлдзу и Ханксу [1]).

в течение этого периода. Графики, приведенные на рис. 2.12, свидетельствуют о том, что уменьшение интенсивности поливов приводит к почти линейному снижению урожайности и соответствующему повышению минерализации почвенных вод в течение первых четырех лет, после чего эти параметры системы стабилизируются. При одном и том же количестве поступающей воды восходящий поток со временем уменьшается до нуля. Если расчеты продолжить, может оказаться, что дренирование системы происходит до тех пор, пока не наступает баланс солей. Иными словами, в принципе могли бы быть достигнуты равновесные условия. Однако это возможно только при неизменных климатических условиях, что в определенном смысле является нереальным.

Литература

1. *Childs S.W., Hanks R.J.* (1975) Model of soil salinity effects on crop growth. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., **39**, 617–622.
2. *Doorenbos J., Kassam A.H.* (1977) Yield response to water. FOA Irrigation and Drainage Paper No. 33, Rome, Italy.
3. *Doorenbos J., Pruitt W.O.* (1977) Guidelines for predicting crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 24, Rome, Italy.
4. *Green R.E., Corey J.C.* (1971) Calculation of hydraulic conductivity: a further evaluation of predictive methods. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., **35**, 3–8.
5. *Hanks R.J.* (1974) Model for predicting plant yield as influenced by water use. Agron. J., 66, 660–665.
6. *Hanks R.J.* (1983) Yield and water use relationships. In: Limitations on Efficient Water Use in Crop Production. Amer. Soc. Agron., pp. 393–411.
7. *Hanks R.J., Bowers S.A.* (1963) Influence of the diffusivity-moisture content relation on infiltration. SSSA Proc., **27** (3), 263–265.
8. *Hanks R.J., Gardner H.R.* (1965) Influence of different diffusivity water content relation on evaporation of water from soils. SSSA Proc., **29** (5), 495–498.
9. *Hanks R.J., Hill R.W.* (1980) Modeling Crop Response to Irrigation in Relation to Soils, Climate and Salinity. International Irrig. Information Center. Bet Dagan, Israel.
10. *Hanks R.J., Rasmussen V.P.* (1982) Predicting crop production as related to plant water stress. Advances in Agronomy, **35**, 193–215.
11. *James D.W., Hanks R.J., Jurinak J.J.* (1982) Modern Irrigated Soils. John Wiley, New York.
12. *Jensen M.E.* (ed.) (1973) Consumptive use of water and irrigation water requirements. Techn. Com. on Irrigation Water Requirements. Irrigation and Drainage Div. ASCE, New York.
13. *Nimah M.N., Hanks R.J.* (1973) Model for estimating soil water and atmospheric interrelations. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., **37**, 522–532.
14. *Retta A., Hanks R.J.* (1980) Manual for using model PLANTGRO. Utah Agr. Exp. Sta. Res. Rpt. 48.
15. *Shalhevet J., Mantell A., Bielorai H., Shimshi D.* (1976) Irrigation of Field and Orchard Crops under Semi-Arid Conditions. IIIC, Volcani Center, Bet Dagan, Israel.

16. *Stewart J.I., Danielson R.E., Hanks R.J., Jackson E.B., Hagan R.M., Pruitt W.O., Franklin W.T., Riley J.P.* (1977) Optimizing Crop Production through Control of Water and Salinity Levels in the Soil. Utah Water Research Lab. PR 151–1, Logan, Utah.
17. *Wenda W.I., Hanks R.J.* (1982) Corn yield and evapotranspiration under simulated drought conditions. Irrig. Sci., **2**, 193–204.
18. *Wight J.R., Hanks R.J.* (1981) Predicting range herbage production with water balance – climate model. Range Management, **34**, 307–311.
19. *Wolf J.K.* (1977) The evaluation of a computer model to predict the effects of salinity on crop growth. MS thesis, Utah State University, Logan, Utah.

3. Гидролого-гидрогеологические условия склонов

М.Дж. Керкби

3.1. Элементы круговорота воды в пределах склона. Около 5% выпадающих на площади водосборного бассейна атмосферных осадков попадает непосредственно в водотоки и водоемы. Остальная часть осадков достигает водотоков, стекая по склону, расходуется на эвапотранспирацию или просачивается в глубокие водоносные горизонты. Несмотря на то что неравномерность пиковых расходов водотоков обычно определяется режимом атмосферных осадков, решающую роль в их распределении на площади водосборного бассейна играют гидрологические и гидрогеологические процессы в пределах склона. Они же, следовательно, являются определяющими при выработке гидролого-гидрогеологических прогнозов, которые пытаются получать путем воспроизведения на моделях действующих в системе физических процессов.

Если рассматривать склоны более детально, они представляют собой сложную трехмерную мозаичную структуру, включающую почвы, растительность и горные породы, трудно поддающиеся изучению. Названные компоненты системы приурочены к различным формам рельефа, которые, по-видимому, можно считать несколько менее сложными и поэтому более доступными для исследований. Наши представления о тонкостях процессов, протекающих в пределах однородных элементов почв, все еще остаются неполными, а денежные и временны́е затраты, необходимые для получения более детальной информации об этих процессах, в большинстве случаев слишком большими для того, чтобы проводить такие исследования даже в пределах небольших водосборных бассейнов. В связи с этим в учении о гидрологии и гидрогеологии склонов доминирует направление, приверженцы которого стремятся упростить реальные процессы до такой степени, чтобы можно было построить достаточно правдоподобные модели. История этого направления свидетельствует о том, что простые подходы имели большее распространение, чем более сложные. Серьезной проверкой адекватности моделей является анализ возможности прогнозирования потоков в пределах водосборных бассейнов, где не проводились гидрометрические исследования. Существуют

M.J. Kirkby, Professor of Physical Geography, University of Leeds, UK.

серьезные сомнения относительно того, что хотя бы одна из существующих моделей выдержит эту проверку.

Самые простые модели основаны на разделении атмосферных осадков, выпадающих в пределах водосборного бассейна, на несколько отличных друг от друга составляющих, которые затем можно рассматривать раздельно, в минимальной степени учитывая их взаимодействие. Наиболее плодотворной в этом отношении моделью в свое время, несомненно, была теория инфильтрации Хортона [21]. Основной идеей, заложенной в эту теорию, является разделение воды, стекающей в виде поверхностного стока, и воды, инфильтрующейся в почву и впоследствии расходующейся на эвапотранспирацию и восполнение запасов водоносных горизонтов. В 30-е годы предлагалось рассматривать иные или дополнительные элементы стока [22]. Однако модель инфильтрации преобладала в учении о гидролого-гидрогеологических условиях склонов на протяжении 20 лет, пока не появились работы Хьюлетта и других авторов, относящиеся к лесным почвам [18, 19, 40]. В последние 20 лет особое внимание уделяется не только проблемам поверхностного стока, но и соотношению между потоком в почвенном покрове и фильтрацией подземных вод (см., например, работы [9, 13]), разделению потока в почвенном покрове на поток в относительно уплотненных блоках почвы и поток в порах большего размера – от трещин до каналов [3, 23]. Основные элементы стока в пределах склона приведены на рис. 3.1.

Главными элементами, на которые расходуются атмосферные осадки, являются эвапотранспирация, поверхностный сток, движение подземных вод в условиях полного и неполного насыщения. С этими элементами водного баланса связаны процессы перехвата потока, к которым относятся удержание воды на поверхности растений и инфильтрация. Важный аспект гидролого-гидрогеологических условий склонов – влияние, которое оказывают на пространственную структуру потока рельеф и состав пород, слагающих склон. Обзор элементов водного баланса, а также гидрологических и гидрогеологических процессов, протекающих в пределах водосборного бассейна, приводится скорее с целью поставить эту проблему, чем дать ее исчерпывающую характеристику. Более детально с этими вопросами можно ознакомиться, прочитав работу [24].

Как было показано, удержание дождевых осадков на поверхности растений и их испарение в условиях затенения представляют собой очень существенные процессы, особенно в лесных массивах, расположенных в условиях гумидного климата. В ряде случаев [32] аэродинамические условия леса обусловливают значительно большую интенсивность испарения, чем потенциальная испаряемость в условиях низкорослого травяного покрова. Несмотря на то что названные составные части водного

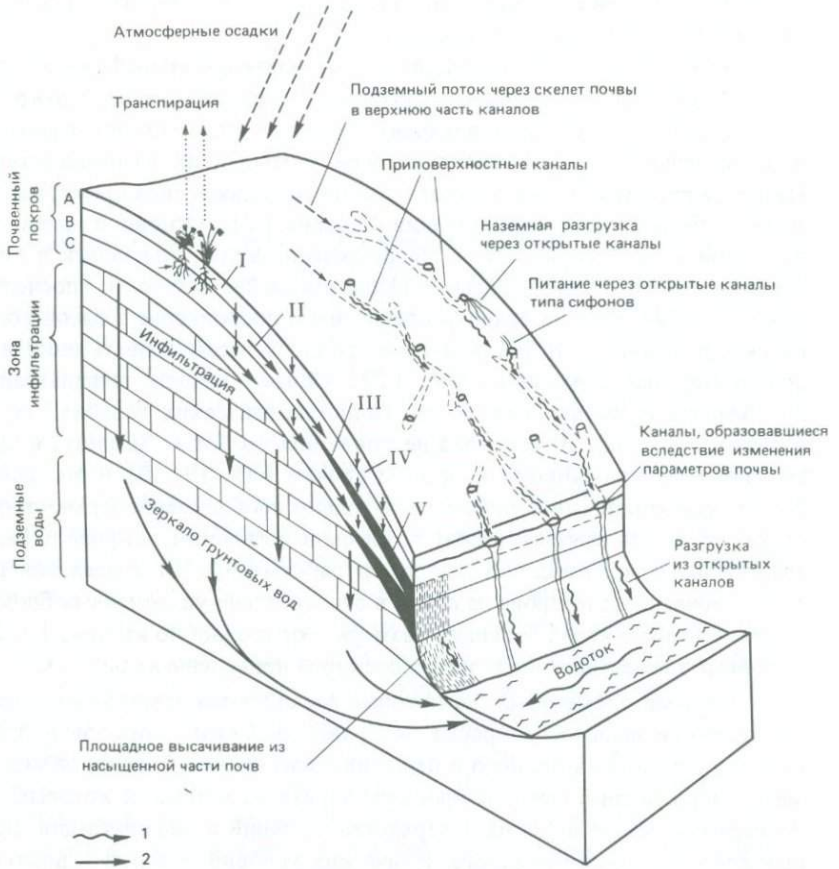


Рис. 3.1. Элементы поверхностного и подземного стока в пределах склона [1]. *1* – турбулентное течение воды; *2* – ламинарное течение воды. *I* – извлечение влаги корнями растений; *II* – латеральное движение влаги в скелете почвы в условиях неполного насыщения; *III* – насыщенный водой клин почвы; *IV* – миграция влаги в скелете почвы в условиях неполного насыщения; *V* – движение воды в скелете почвы в условиях полного насыщения.

баланса могут играть ведущую роль, их площадное распределение сильно зависит от характера землепользования, в связи с чем рельеф и свойства почв могут оказывать на них лишь косвенное влияние. Скорость транспирации сказывается не только на климатических условиях в целом, что следует из уравнения Пенмана – Монтейта [30, 28], но и на локальных условиях развития растений и влажности почв. Поскольку влажность почв изменяется закономерно, обычно увеличиваясь вниз по

падению склона, можно предположить, что и транспирация должна в какой-то степени следовать этой закономерности. На практике наибольшее значение этот эффект имеет в случаях, когда транспирация ограничена засушливым климатом. Считается, что различия в интенсивности стока могут играть очень важную роль лишь в экстремальных условиях. Ниже будет рассмотрен вопрос об изменчивости влажности почв, влияние которой при моделировании стока в пределах склонов на скорость транспирации до настоящего времени в большинстве случаев игнорировалось.

Накопление воды в понижениях рельефа соотносится с интенсивностью испарения из почвенного покрова примерно так же, как соотносится влага, удерживаемая растениями, с испарением в условиях затенения. Существуют, однако, и заметные различия. Накопление воды в углублениях в среднем может составлять несколько миллиметров. Причем в углублениях одной и той же формы накапливается больше воды в том случае, если они расположены на ровной местности, а не на склоне. Разумеется, могут наблюдаться существенные различия в форме углублений в зависимости от градиента уклона и характеристик почв. Так, крутые неустойчивые склоны обычно характеризуются обилием форм микрорельефа, а на пологонаклонных территориях с почвами, имеющими высокую влажность, могут наблюдаться крупные углубления, образованные копытными животными. С позиций эвапотранспирации эти эффекты обычно не имеют очень большого значения, в связи с чем они не включаются в гидролого-гидрогеологические модели склонов.

Формирование поверхностного стока происходит по меньшей мере в трех случаях. Если количество выпадающих дождевых осадков превышает объем воды, который может вместить почвенный покров, т. е. если наступает предел скорости инфильтрации, излишки воды стекают по поверхности земли. Этот процесс инфильтрации был рассмотрен Хортоном; описанный им тип поверхностного стока называется *стоком Хортона* или *стоком в условиях предельной инфильтрации.* Поверхностный сток происходит также после дождя, даже небольшой интенсивности, когда почвы полностью насыщены водой. Этот тип стока называется *стоком в условиях излишнего насыщения.* Третий тип поверхностного стока — *возвратный сток.* Он образуется даже при просачивании в землю всех выпавших атмосферных осадков. Формирование стока связано с выходом на поверхность подземных вод, что обусловливается сменой фильтрационных свойств грунтов или изменением конфигурации склона. В целом поверхностный сток Хортона преобладает в районах с полузасушливым климатом и (или) интенсивными дождевыми осадками; сток в условиях излишнего насыщения встречается преимущественно на

территориях лесных массивов с незначительной интенсивностью дождей; на склонах с вогнутым профилем и на участках слияния потоков преобладает возвратный тип поверхностного стока.

В пределах любого водонасыщенного почвенного покрова может наблюдаться подземный сток. Механизмы его формирования аналогичны механизмам формирования поверхностного стока. Иными словами, может происходить искривление потока инфильтрующихся вод в пределах слабопроницаемого горизонта при условии, что в нем достигнут предел скорости инфильтрации; искривление потока может происходить также выше полностью насыщенного водой слоя; возможно формирование возвратного потока из более глубоких горизонтов почвенного покрова к рассматриваемому уровню. Во многих случаях горизонт A^1, выделяемый в почвах лиственных лесов, имеет высокое содержание органических соединений и характеризуется хорошей проницаемостью. Как правило, в основании этого слоя происходит искривление вертикального потока. Согласно общей закономерности, с глубиной степень выветривания пород снижается и увеличивается их плотность. Совершенно естественно поэтому, что на некоторой глубине всегда наблюдается искривление инфильтрационного потока. В случае если фронт выветривания выражен четко, он образует региональную поверхность искривления потока.

В полностью насыщенных грунтах вода занимает все доступное для нее поровое пространство. Преобладающее количество воды движется в самых крупных порах, поскольку скорость ламинарного потока прямо пропорциональна квадрату диаметра пор. В условиях же недостатка насыщения водой заполнены, как правило, самые мелкие поры; крупные поры заполнены водой лишь частично. Общий расход потока в этом случае при заданном гидравлическом градиенте ниже, чем в водонасыщенных грунтах, однако основной объем воды по-прежнему движется по наиболее крупным порам. Если существует сеть взаимосвязанных пор, например система трещин и каналов, то наиболее быстрые струи потока огибают более плотные блоки грунта. В связи с этим расход через грунт выше, чем можно было бы предположить исходя из его средних фильтрационных свойств. Соотношение между обходным потоком по порам и потоком через блоки грунта аналогично соотношению между поверхностным и подземным стоком, но на более низком уровне. Аналогичная концепция лежит в основе моделей, воспроизводящих эти потоки. Скорость движения воды в поверхностных водотоках и подземных поровых потоках может быть достаточно высокой и принимать

---

[1] Верхний слой почвы. – *Прим. ред.*

критические значения, обусловливающие переход от ламинарного движения к турбулентному. Это вызывает повышенное эрозионное воздействие на границу водного потока с твердой фазой. Таким образом, эрозия, связанная с самыми крупными потоками, может образовывать новые или расширять существующие русла поверхностных водотоков и подземные каналы. Такие каналы в еще большей степени концентрируют поток и увеличивают его скорость.

Очевидно, что сочетание всех элементов склона и их изучение представляет собой очень сложную систему, особенно если учесть все возможные ее аспекты. Однако многообразие теоретически вероятных сочетаний различных элементов в пределах одного и того же склона реализуется редко. В пределах всего водосборного бассейна, являющегося наиболее крупной единицей гидролого-гидрогеологического прогнозирования, разнообразие природных условий, характерное для отдельных склонов, нивелируется эффектами площадного осреднения. При схематизации природных условий с целью создания адекватных, но простых моделей обычно принимают одну из двух упрощающих концептуальных предпосылок: если считать, что все потоки имеют структуру одного и того же типа, тогда нет прямой необходимости в их членении; если же моделируется только один, преобладающий элемент потока, тогда он подразделяется на две составные части. В последнем случае выбор доминирующего элемента потока должен проводиться с учетом локальных климатических условий и морфологии склона. В следующих разделах главы несколько более детально анализируются отдельные элементы склона и протекающие в них гидродинамические процессы. Далее кратко рассматриваются модели склона как единой целостной системы.

3.2. Инфильтрация. Инфильтрация[1] – это процесс, в результате которого дождевые осадки или вода из водоемов проникают в землю через поверхность почвы. Нами это понятие трактуется именно таким образом, хотя многие заложенные в него принципы в равной степени могут быть отнесены к термину "просачивание"[1], означающему нисходящее движение воды до некоторого относительно непроницаемого

---

[1]Термины "инфильтрация" и "просачивание" рассматриваются как синонимы не только советскими гидрогеологами (см. Словарь по гидрогеологии и инженерной геологии. –М. : Недра, 1971), но и зарубежными (Толковый словарь английских геологических терминов. – М. : Мир, 1977). Не проводит четких различий в трактовке этих терминов в дальнейшем и автор данной главы М. Дж. Керкби.– *Прим ред.*

слоя, в пределах которого может происходить искривление потока. Движение воды осуществляется под действием гидравлического градиента, возникающего вследствие силы тяжести и капиллярного давления в порах грунта. В большинстве работ, касающихся проблем инфильтрации (первая работа в этом направлении была опубликована Хортоном [21]), основное внимание уделяется определению предельной скорости инфильтрации в различных типах грунтов и ее изменению во времени в условиях подпора. В последнее время в большей степени занимаются изучением закономерностей продвижения фронта насыщения, возникающего в результате дождей постоянной интенсивности (см., например, [26]). Такая постановка задачи ближе к реальным условиям.

Сравнительно просто процесс инфильтрации может быть проинтерпретирован в грунтах, характеризующихся несложным законом распределения размеров пор, т. е. в случаях, когда в грунте нет большего количества крупных пор, чем можно ожидать исходя из анализа "хвостовых" частей нормального или аналогичных статистических распределений. В этот класс не попадают многие реально существующие грунты, имеющие большие трещины или иные системы макропор. В простейшем случае "грунт" можно моделировать как набор параллельных пластин, находящихся на одинаковом (незначительном) удалении друг от друга, скажем на расстоянии $2r$. Принимается, что инфильтрация осуществляется с максимальной скоростью; инфильтрующаяся вода достигает глубины h за время t. Общий гидравлический градиент состоит из двух компонентов: гравитационного градиента g и градиента, возникающего за счет направленных вниз сил поверхностного натяжения, действующих по периметру порового пространства. Следовательно, общий гидравлический градиент между движущимся фронтом насыщения и земной поверхностью можно описать следующей зависимостью:

$$G = \varrho g + \frac{T}{rh} , \qquad (3.1)$$

где T и ϱ – поверхностное натяжение и плотность воды. Средняя скорость движения ламинарного потока в насыщенной водой одиночной поре указанной ширины составит

$$v = Gr^2/3\eta = \frac{\varrho g r^2}{3\eta}\left(1 + \frac{T}{\varrho rgh}\right) , \qquad (3.2)$$

где η – вязкость воды.

Мгновенная скорость инфильтрации получается путем умножения этой скорости движения потока на часть сечения грунта, занимаемую поро-

вым пространством (p). Скорость инфильтрации i связана с общим объемом инфильтрующейся воды следующим соотношением:

$$i = A_0 + B_0/S, \tag{3.3}$$

где $A_0 = \varrho pgr^2/3\eta$, $B_0 = p^2rT/3\eta$ and $S = ph$.

В приведенных выше зависимостях и далее в этой главе при переходе от пор с параллельными стенками, например, к цилиндрическим порам следует ввести поправку на их конфигурацию.

Это выражение представляет собой давно известное уравнение инфильтрации Грина – Ампта [17]. Как было установлено, оно вполне адекватно описывает инфильтрационный поток в песках при условии, что размеры пор колеблются в небольшом интервале.

Следующим шагом, приближающим модель к реальности, была более сложная постановка задачи. Грунт стали рассматривать как систему, состоящую, в частности, из пор двух размеров: крупных ненасыщенных пор, в пределах которых преобладает гравитационное движение воды, и мелких пор, в которых доминирующим является капиллярное течение. В такой постановке для узких пор

$$i_1 = A_1 + B_1/S, \tag{3.4a}$$

для крупных пор

$$i_2 = A_2, \tag{3.4b}$$

где A_1, A_2 и B – константы, S – емкость мелких пор.

Складывая эти выражения и вводя соответствующие весовые коэффициенты, отражающие соотношение между порами различного размера, получим

$$i = A + B/S, \tag{3.5}$$

где A и B теперь – взвешенные средние значения. Отличие этого уравнения от уравнения (3.3) заключается в том, что здесь емкость S – это не общий объем инфильтрующейся воды. В данном случае она складывается из скоростей

$$\mathrm{d}S/\mathrm{d}t = i - \lambda A, \tag{3.6}$$

соответствующих некоторому отношению $\lambda = A_2/(A_1 + A_2)$, лежащему в диапазоне $0 \leqslant \lambda \leqslant 1$.

В предельном случае, при $\lambda = 1$ ($A_1 = 0$) (инфильтрация в сухой грунт в условиях подпора), эта зависимость может быть переписана следующим образом[31, с. 257–264]:

$$i = A + (B/2t)^{1/2}. \tag{3.7}$$

Было установлено, что приведенное выражение для начальных стадий инфильтрации в различных однородных грунтах позволяет получать

результаты, хорошо согласующиеся с экспериментальными данными. При значительной продолжительности инфильтрации совпадение получается неполное. Другим алгебраическим выражением, широко используемым для описания уменьшения во времени максимальной скорости инфильтрации, является выражение, применявшееся Хортоном

$$i = A + B\,\exp(-kt) \tag{3.8}$$

для постоянных значений A, B и k.

Это уравнение хуже согласуется с экспериментальными данными, чем зависимости, приведенные выше. Главным образом это относится к начальным стадиям инфильтрации. Уравнение Хортона, по-видимому, вообще не имеет физической основы, и тем не менее оно очень прочно утвердилось в специальной литературе.

В более общем случае гидравлический градиент определяется, исходя из выражений типа уравнения (3.1), как сумма по площади, ограниченной кривой распределения размеров пор. Таким образом,

$$G = \varrho g(1 - \mathrm{d}\psi/\mathrm{d}z) \tag{3.9}$$

где ψ – гидравлический потенциал, равный натяжению (отрицательное значение) или давлению (положительное значение) в массе воды m на глубине z. Исходя из этого, расход на любой глубине (в эффективной части сечения, pv) можно в обобщенном виде определить как

$$q = \frac{K}{\varrho g} \cdot G = K(1 - \mathrm{d}\psi/\mathrm{d}z) = K - K\,\frac{\mathrm{d}\psi}{\mathrm{d}\theta}\,\frac{\mathrm{d}\theta}{\mathrm{d}z} =$$

$$= K - D\,\mathrm{d}\theta/\mathrm{d}z\,, \tag{3.10}$$

где K – коэффициент фильтрации грунтов (м/с), θ – влажность грунтов, выраженная в долях объема, и $D = K\,\mathrm{d}\psi/d\theta$ – влагопроводность грунта ($м^2/с$).

В общем случае K, ψ и, следовательно, D изменяются в зависимости от влажности грунта. Таким образом, движение воды в грунте описывается уравнением (3.10) совместно с уравнением неразрывности потока или сохранения массы:

$$\frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\partial \theta}{\partial t} = 0\,, \tag{3.11}$$

где t – время, прошедшее с начала инфильтрации.

Уравнение (3.11) решается при следующих краевых условиях:

первоначально (при $t = 0$) $\theta = \theta_0(z)$ (начальный профиль влажности); в сечении $z = 0$ для всех t в условиях подпертой инфильтра-

ции $\psi = 0$ или $q = q_0$ для условий с постоянной скоростью инфильтрации (до запруживания участка).

Эти уравнения, за исключением самых простых и скорее неправдоподобных случаев, можно решить только численными методами. В большинстве случаев численные расчеты свидетельствуют о том, что движущийся фронт увлажнения имеет четко выраженный характер. Выше его находится зона передачи давлений, в пределах которой грунт находится в практически полностью водонасыщенном состоянии. Четкость фронта увлажнения связана с тем, что в сухих грунтах и коэффициент фильтрации, и влагопроводность невелики, а по мере насыщения резко возрастают (рис. 3.2).

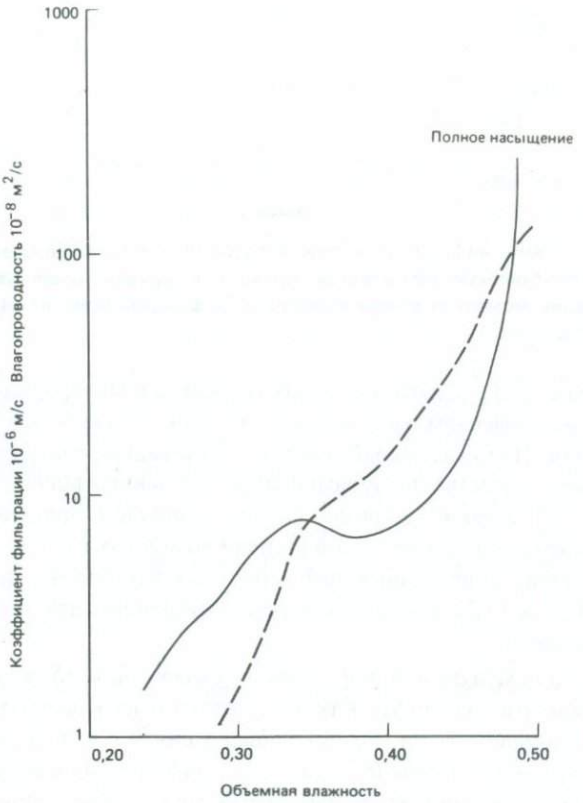


Рис. 3.2. Коэффициент фильтрации и влагопроводность светлых глин формации Йоло [31].

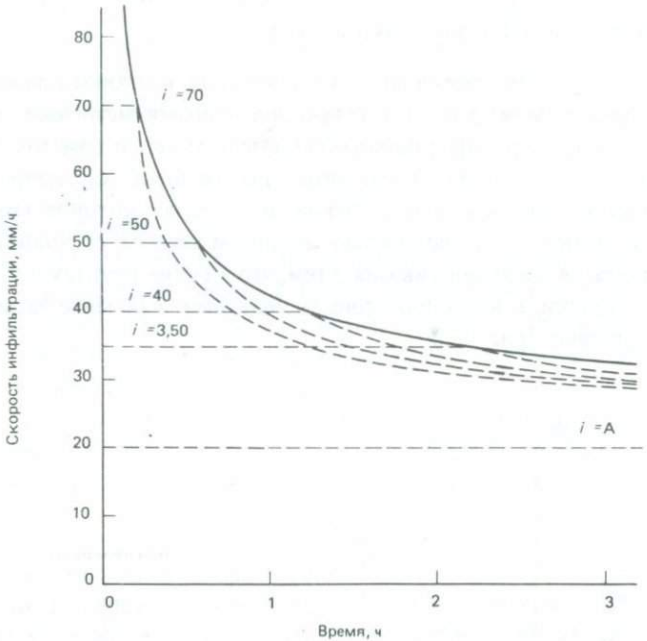


Рис. 3.3. Режим инфильтрации при постоянной скорости дождевых осадков различной интенсивности (пунктирная кривая) и кривая, соединяющая точки, соответствующие моментам начала насыщения (сплошная кривая). $A = Z_0$ мм/ч, $B = 500$ мм^2/ч, $\lambda = 1$.

Уравнение (3.3) применимо в случае, когда влагопроводность равна нулю, за исключением очень узкого диапазона влажности вблизи точки насыщения. Положительный опыт использования этой упрощающей предпосылки в качестве допустимой аппроксимации кривой, приведенной на рис. 3.3, а также широкое распространение в природе резкого фронта увлажнения в значительной степени во многих случаях оправдывают применение приведенных выше простых алгебраических уравнений типа (3.3) и (3.5) в качестве адекватной основы для моделирования инфильтрации.

Воду, содержащуюся в порах зоны увлажнения (S в уравнении (3.5)), можно рассматривать как запас влаги ненасыщенных грунтов. Для анализа инфильтрации, возникающей в связи с дождями постоянной или переменной интенсивности, а не инфильтрации из водоемов, нет необходимости выводить новые выражения, описывающие процесс инфильтрации, вместо выражений, полученных для условий подпора. Для этой цели можно использовать уравнения, описывающие инфиль-

трацию в терминах емкости (уравнения (3.3–3.6)). Вместе с тем временны́е зависимости (например, уравнение (3.7)) являются неприемлемыми. В некоторый момент времени t_p могут наступить условия подпора, когда скорость инфильтрации равна скорости выпадения дождевых осадков. Подставляя уравнение (3.5) в уравнение (3.6), вышеизложенное положение для сухих грунтов можно представить следующим образом:

$$S = (i - \lambda A)t\,; \quad 0 \leqslant t \leqslant t_p\,. \tag{3.12}$$

В условиях подпора

$$i = A + B/((i - \lambda A)t_p)\,,$$

$$\therefore \quad t_p = B/((i - A)(i - \lambda A))\,. \tag{3.13}$$

Рис. 3.3 иллюстрирует процесс инфильтрации до и после насыщения. На рисунке приведена "огибающая кривая инфильтрации", описываемая уравнением (3.13) [26]. В случае если грунт полностью насыщен водой до самой земной поверхности, подпор возникает немедленно при дожде любой интенсивности. Иными словами, уравнение (3.13) и рис. 3.3 относятся только к поверхностному стоку выделенного Хортоном типа.

При инфильтрации с высокой скоростью грунт увлажняется повсеместно. Однако, когда дождь прекращается, грунт, находящийся ниже фронта увлажнения, остается в более влажном состоянии, поскольку верхние слои осушаются в результате дренирования. В порах реального грунта, характеризующихся переменным диаметром, потенциал содержащейся в них воды различен в зависимости от того, насыщаются они водой или осушаются. Строго говоря, увлажнение определяется наибольшим диаметром поры, осушение – ее наименьшим диаметром. Таким образом, при заданной влажности натяженность почвенной влаги (отрицательный потенциал почвенной воды) при увлажнении меньше, чем при осушении. На рис. 3.4 приведены профили влажности, полученные в процессе инфильтрации в условиях подпора и после ее прекращения. В первом приближении эти кривые можно интерпретировать как зависимости, характеризующие дренирование до некоторого характерного значения влажности. В качестве такого характерного значения можно принять эмпирический параметр – "полевую влагоемкость", представляющую собой влажность грунта спустя 48 ч после начала дренирования.

В некоторых случаях существенную роль играет такой фактор, как поток воздуха, возникающий вследствие вытеснения его из пор в процессе инфильтрации. В условиях почти полного насыщения грунта воздух вытесняется через мелкие поры и может стать ведущим факто-

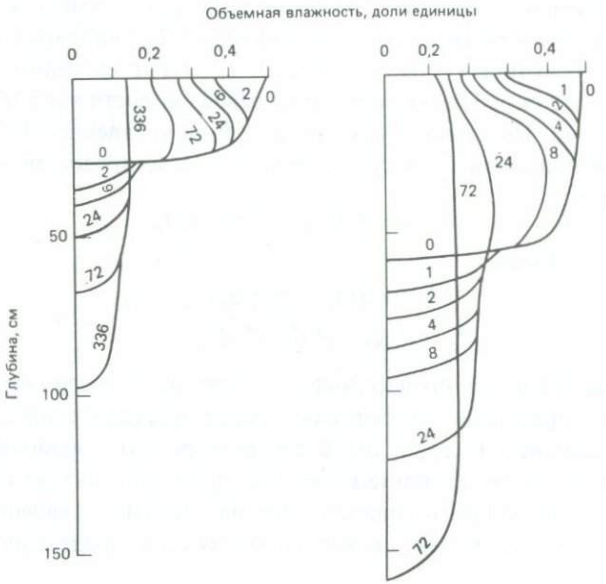


Рис. 3.4. Вертикальное перераспределение почвенной влаги в результате инфильтрации в рассланцованный вулканический пепел. Время дано в часах с начала инфильтрации [42].

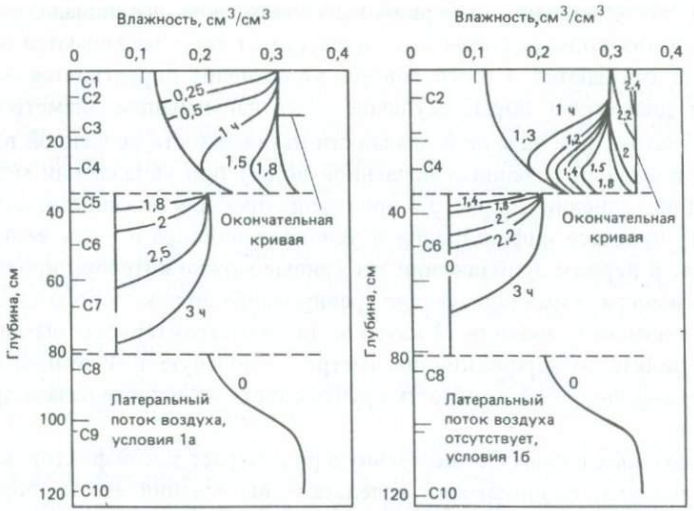


Рис. 3.5. Инфильтрация и дренирование в слоистых песчанистых почвах при постоянном расходе инфильтрационного потока [39].

ром, определяющим инфильтрацию [29]. Помимо этого свойства грунтов обычно изменяются с глубиной. На границах между различными слоями будет выполняться условие равной натяженности влаги по обе стороны границы. Однако могут наблюдаться и резкие изменения влажности грунтов. На рис. 3.5 показан процесс инфильтрации в слоистых почвах [39]. В ситуации когда выше относительно водоупорного горизонта наступают условия насыщения, скорости латерального движения на склоне могут быть выше, чем скорости вертикальной инфильтрации, в связи с чем может возникнуть существенный подземный поток.

При условии что инфильтрация происходит с постоянной скоростью, с использованием уравнений (3.5) и (3.6) при $\lambda = 1$ общий объем воды, инфильтрующейся в результате ливня с общей суммой осадков R, выпадающих с постоянной интенсивностью i, можно определить как

$$F = R \text{ при } R \leqslant A \quad \text{или} \quad R \leqslant Bp/(Aq^2), \tag{3.14}$$

$$F = R + \frac{Bp}{Aq} + \left(\frac{2B}{A}\right)^{1/2}\left(pR - \frac{Bp^2}{Aq^2}\right)^{1/2} \text{ при } R \geqslant Bp/(Aq^2),$$

где $p = A/i < 1$ и $q = 1 - p$.

Результаты расчетов, выполнявшихся по этой формуле, приведены на рис. 3.6. При расчетах значения A и B принимались теми же, что и на рис. 3.3. На рисунке видно, что хотя различной интенсивности выпадающих дождевых осадков соответствуют различные кривые суммарной инфильтрации, каждая из них достаточно точно может быть аппроксимирована двумя прямыми линиями, описываемыми следующими уравнениями:

$$F = R \text{ при } R \leqslant R_c,$$
$$F = R_c - \alpha(R - R_c) \text{ при } R \geqslant R_c, \tag{3.15}$$

где R_c – пороговое значение объема выпадающих дождевых осадков и α – коэффициент (меньше 1).

Установлено, что при отсутствии детальной информации об интенсивности выпадающих дождей на этой модели можно получить хороший прогноз поверхностного стока и инфильтрации в результате ливней. При этом значения α и R_c должны задаваться в соответствии с локальными климатическими условиями и свойствами грунтов. Представляется, что растительный покров, в значительной мере определяя структуру почв и предохраняя поверхностную оболочку земли от выветривания, оказывает очень существенное влияние на параметры. Это иллюстрируется табл. 3.1, составленной по результатам наблюдений за стоком в пределах лёссовых грунтов, приуроченных к бассейну реки Миссисипи (Мак-Гиннис, 1935).

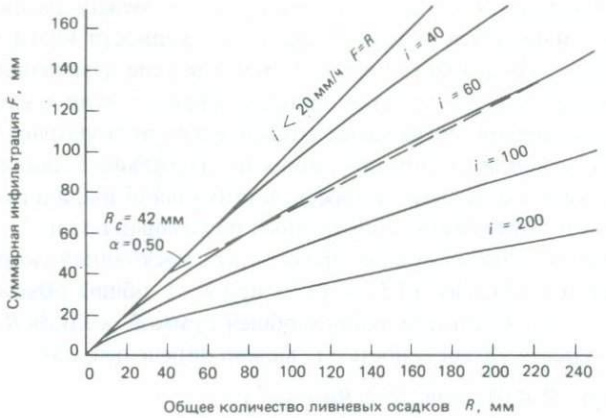


Рис. 3.6. Кривые суммарной инфильтрации, рассчитанные для случая с постоянной интенсивностью дождевых осадков. Аппроксимирующая прямая линия построена при $i = 60$ мм/ч (она показана пунктиром). $A = 20$ мм/ч, $B = 500$ мм^2/ч.

Таблица 3.1.

Растительный покров	R_c	α
Отсутствует	5 мм	0.40
Трава	37 мм	0.88
Густой лес	38 мм	0.97

Если интенсивность инфильтрации не превышает пороговое значение дождевых осадков R_c, эмпирическая модель, использовавшаяся при составлении этой таблицы, будет эквивалентна модели емкости, согласно которой выпадающие дождевые осадки заполняют некоторый резервуар емкостью R_c, после чего наступает переполнение системы и затопление соответствующего участка. Условия, в наибольшей степени соответствующие этому случаю, встречаются в не покрытых растительностью почвах полузасушливых районов. Их влагоемкость составляет 1–2 мм, что позволяет дождевым каплям промочить лишь самый верхний слой. Проницаемость этих почв настолько незначительна, что в нижележащих горизонтах существенный инфильтрационный поток возникнуть не может.

3.3. Просачивание в ненасыщенных грунтах. Процессы инфильтрации и последующего просачивания происходят главным образом в условиях

неполного насыщения. Поскольку коэффициент фильтрации ненасыщенных грунтов относительно невелик (см. рис. 3.2), движение потока в основном определяется различиями в натяженности влаги. Вообще-то говоря, изолинии равной натяженности строго параллельны поверхности почвы, т. е. гравитационный градиент и градиент натяженности имеют максимальные значения в направлении нисходящего просачивания влаги. Значения этих градиентов по падению склона недостаточны для того, чтобы вызвать перемещение значительного количества воды. Только в условиях полного насыщения на относительно водоупорном горизонте или в другом месте возникает существенный поток, направленный по падению склона и определяющийся гравитационными градиентами (практически без участия градиентов натяженности). Следовательно, было бы вполне обоснованным и разумным провести грань между просачиванием почвенной влаги в условиях неполного насыщения и подземным потоком, движущимся по падению склона в условиях полного насыщения. Встречаются, однако, и незначительные локальные аномалии, нарушающие эту закономерность.

В предыдущем разделе при рассмотрении процесса инфильтрации принималась предпосылка о том, что поровое пространство грунтов настолько тесно взаимосвязано, что влага в них перемещается поддающимся определению четким фронтом увлажнения. Наряду с этим во многих природных грунтах существуют достаточно большие взаимосвязанные пустоты, по которым может мигрировать значительное количество воды в обход относительно более плотных блоков. В некоторых случаях в качестве таких пустот выступают трещины. В других случаях эффективными путями миграции влаги могут служить пустоты между агрегатами почвы, трубчатые полости, оставленные корнями, следы ископаемой фауны. Достаточно полный обзор этих вопросов приведен Бевеном и Германном [3]. Как было установлено, в масштабе склона также существуют подземные каналы, по которым поток может огибать относительно более плотные блоки грунта. Если пренебречь гистерезисом, заданная натяженность почвенной влаги характеризует самые крупные поры, которые могут находиться в водонасыщенном состоянии. При натяженности h (в единицах высоты столба воды) наиболее крупные из водонасыщенных пор имеют радиус

$$r = T/\varrho g h \qquad (3.16)$$

(обозначения те же, что и в приведенном выше уравнении (3.1)). Стенки пор более крупного размера будут покрыты пленкой воды толщиной r; эти поры могут лишь частично заполняться водой. Нисходящий поток в макропорах определяется двумя факторами: инфильтрацией в стенки поры и динамикой потока в поре.

Динамика потока оказывает решающее влияние на скорость, с которой вода может проникать в макропору. В свою очередь она определяется либо диаметром поры, либо преобладающей натяженностью почвенной влаги. Для пор с плоскими стенками поток, движущийся вдоль одной стенки (или половину потока в целой поре), можно описать следующей зависимостью:

$$q = Gr^3/3\eta = \varrho g r^3/3\eta \,, \tag{3.17}$$

выведенной из приведенного выше уравнения (3.2), не учитывающего натяженность. Для ненасыщенных пор критическое значение r определяется по вышеприведенному уравнению (3.16) исходя из величины натяженности почвенной влаги h.

Нисходящий поток воды движется по макропоре со скоростью, определяющейся главным образом латеральными инфильтрационными потерями через ее стенки. Таким образом, на глубине z суммарная латеральная инфильтрация составит

$$f = (2B(t - t_z))^{1/2}, \tag{3.18}$$

где t_z – время, через которое инфильтрационный поток достигает глубины z.

Расписав выражение для t_z в уравнении (3.18), при постоянной скорости притока через поверхность почвенного покрова имеем

$$f = B(2t/B - \pi^2 z^2/2q_0^2)^{1/2}, \tag{3.19}$$

$$q = q_0\left\{1 - \frac{2}{\pi}\sin^{-1}\left[\frac{\pi z}{2q_0}\left(\frac{B}{E}\right)^{1/2}\right]\right\}, \tag{3.20}$$

где q_0 – расход на поверхности почвенного покрова.

Профили продвижения потока в макропоре и латеральной инфильтрации через ее стенки приведены на рис. 3.7. Слой стока через макропору определяется по приведенному выше уравнению (3.17). Более полно разработанная теория инфильтрации через макропоры рассмотрена Бевеном и Германном [3].

Глубину проникновения воды вниз по макропоре можно определить как

$$z_* = \frac{2q_0}{\pi}\sqrt{\frac{t}{B}} \,. \tag{3.21}$$

Для сравнения глубина проникновения воды с поверхности в относительно более плотные блоки грунта, если пренебречь (незначительной) проводимостью, составляет

$$z_0 = (2Bt)^{1/2}/\epsilon \,, \tag{3.22}$$

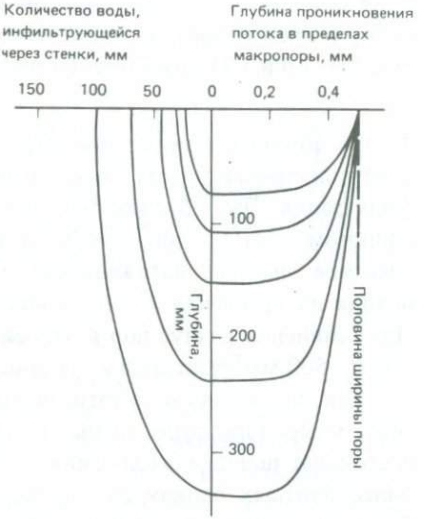


Рис. 3.7. Поток воды, рассчитанный для макропоры ($r_0 = 0{,}5$ мм) при наличии инфильтрации через стенки.

где ϵ – действительная пористость грунта, что следует из вышеприведенного уравнения (3.18).

И в первом и во втором случае глубина проникновения воды увеличивается пропорционально корню квадратному из времени, прошедшего с начала инфильтрации в условиях подпора. Вместе с тем член $B^{1/2}$ находится в числителе уравнения (3.22) и в знаменателе уравнения (3.21), на основании чего можно сделать заключение о том, что глубина проникновения воды в макропору в условиях низких начальных скоростей инфильтрации (низких B) будет значительной, в то время как глубина проникновения воды в макропору при высоких начальных скоростях инфильтрации будет небольшой. В связи с этим очевидно, например, что в трещиноватых глинах открытые трещины будут сдерживать процесс инфильтрации.

Критические условия для преобладающего потока в макропоре и связанные с ним условия обтекания можно оценить, приняв две глубины проникновения (z_* и z_0) равным друг другу и подставив вместо q_0 значение притока в макропору, определяющееся в соответствии с приведенным выше уравнением (3.17). Тогда

$$z_* = z_0 ,$$

или

$$\frac{2}{\pi} \cdot \frac{\varrho g r_c^3}{3\eta} \sqrt{\frac{t}{\beta}} = \frac{\sqrt{(2Bt)}}{\epsilon} ,$$

или

$$r_c = \left[\frac{3\eta}{g} \frac{\pi}{\sqrt{2}} : \frac{B}{\epsilon} \right]^{1/3} . \qquad (3.23)$$

Если принять пористость ϵ равной 0,4 и B =500 мм^2/ч (те же значения, которые использовались при построении графиков, приведенных на рис. 3.3, 3.6 и 3.7), критический радиус составит

$$r_c \simeq 60 \text{ мкм}.$$

Таким образом, в порах диаметром более 120 мкм ($2\,r_c$) (в случае если они присутствуют) может наблюдаться значительная обходная инфильтрация. Это обусловлено тем, что натяженность почвенной влаги слишком мала для того, чтобы такие поры были заполнены водой. Критическое значение натяженности на поверхности почвенного покрова, исходя из уравнения (3.16), составляет 25 см высоты водного столба. Для сравнения радиус пор в относительно более плотных блоках грунта при B =500 мм^2/ч, исходя из уравнения (3.3), составляет r =0,012 мкм.

Как следует из рассмотренного выше примера, обходное движение через макропоры будет происходить в том случае, когда почва близка к состоянию полного насыщения, а макропоры и поры в относительно более плотных блоках сильно различаются по своим размерам. Такая большая разница в размерах пор в грунте обычно связана с бимодальным распределением. Реже крупные поры образуют простые экстремумы на "хвостовых" частях логнормального и других одномодальных распределений. Течение в макропорах можно определить как движение воды в крупных порах, ограниченное инфильтрацией через стенки пор в относительно более плотные блоки грунта. В отличие от этого в относительно более плотных блоках преобладает объемная вертикальная инфильтрация. Как свидетельствуют результаты экспериментального изучения большинства реальных грунтов [33], обычно нет необходимости моделировать и поток в макропорах, и поток в относительно более плотных блоках грунта, поскольку чаще резко преобладает либо один, либо другой тип потока. Оценка общего количества движущейся в макропорах воды была получена [38] путем вычитания из общего количества выпавших дождевых осадков объема воды, инфильтрующейся через относительно более плотные блоки грунта. Если известен закон распределения размеров порового пространства на поверхности почвенного покрова, тогда на основании уравнения (3.17) можно оценить плотность суммарного потока через макропоры. Последующее вычитание этой величины из суммарного количества выпавших осадков даст окончательную разность – оценку интенсивности поверхностного стока типа Хортона.

При анализе реакции склона в целом на выпадающие дождевые осадки очень важно учитывать продолжительность дождя. Процессы инфильтрации и движения воды в грунте в условиях неполного насыщения, поскольку они протекают медленно, являются наиболее значимыми меха-

низмами задержки стока. Когда подземный сток на склоне идет преимущественно в условиях полного насыщения, то инфильтрационная задержка до зоны насыщения преобладает. Если же поток, направленный по падению склона, движется в условиях неполного насыщения, тогда продолжительность инфильтрации не имеет такого большого значения, как продолжительность стока по падению склона. В случае если происходит значительное движение воды в макропорах, время инфильтрационной задержки можно определить, переписав уравнение (3.21) относительно t, приняв приток воды в макропору q_0 постоянным во времени:

$$t_* = B\left(\frac{\pi z}{2q_0}\right). \tag{3.24}$$

Определенному распределению размеров пор соответствует распределение притока воды q_0, который также зависит от общего количества выпадающих дождевых осадков. Если интенсивность выпадающих дождей незначительна и существует уверенность в том, что не все макропоры насыщены водой (т.е. отсутствует поверхностный сток), тогда преобладающая часть расхода q_0 связана с порами, частично заполненными водой. В этом случае при постоянной интенсивности дождевых осадков i можно записать следующее приблизительное выражение:

$$t_* = \frac{B}{2i^2}\left((\pi\ \Delta z + 1)^2 + 1\right), \tag{3.25}$$

где Δ – плотность частично заполненных водой макропор, определяемая как отношение протяженности пор к единице площади поверхности почвенного покрова. В соответствии с этим выражением на поверхности почвы ($z = 0$) $t_* = B/i^2$, что соответствует времени наступления подпора и полного насыщения макропор (см. приведенное выше уравнение (3.13) при $A = 0$). Входящая в уравнение (3.25) глубина z – это глубина до поверхности зоны полного насыщения (в случае если она существует). Эта глубина полностью зависит от первоначальной влажности грунта. Когда дождь прекращается, макропоры быстро осушаются в результате инфильтрационных потерь через стенки. Вниз продолжает двигаться лишь небольшая часть воды.

Описанный выше упрощенный анализ значительно усложняется, если рассматривать сложную геометрию пор. Вышеприведенный подход всецело был основан на предпосылке, что движение воды происходит в вертикальных трещинах с параллельными стенками; эти трещины разделяют структурные элементы грунта, имеющие по сравнению с ними бóльшие размеры. Принималось также, что поток в относительно более плотных блоках грунта является изотропным (т.е. B имеет одно и то же значение и при вертикальной, и при латеральной инфильтрации). Близ-

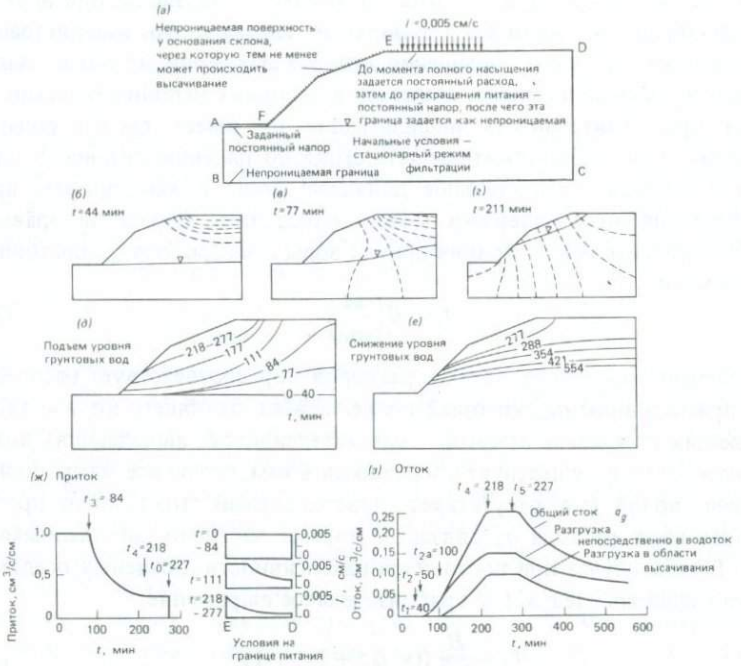


Рис. 3.8. Подземный сток в пределах небольшого идеализированного двумерного склона: *а* – граничные и начальные условия; *б – г* – гидравлический напор (пунктирные линии) и положение зеркала грунтовых вод (сплошные линии) на указанный момент времени; *д, е* – подъем и снижение уровня грунтовых вод; *ж* – инфильтрационное питание по линии ED: *з* – гидрограф стока и его составные части [13].

кое расположение макропор обусловливает полное насыщение грунта, в связи с чем скорость движения воды по макропорам возрастает. Другим усложняющим обстоятельством является тот факт, что геометрия стенок макропоры может не в точности повторять геометрию структурных элементов грунта. Так, например, полости, оставленные корнями, могут быть заполнены остатками устойчивой к гниению коры, что снижает проницаемость порового пространства. Кроме того, в обогащенных глинистым материалом грунтах стенки макропор всех видов обычно покрываются глинистыми наростами, приводящими к их "запечатыванию". Из сказанного можно сделать вывод о том, что простым методом анализа необходимо пользоваться с осторожностью. Следует, однако, помнить также и о том, что модели движения воды в грунте, основанные на рассмотрении только объемного массопереноса и не учитывающие об-

ходную инфильтрацию, в прошлом приводили к хорошим результатам и поэтому их нельзя списывать со счета.

Наиболее плодотворная попытка моделирования движения влаги в грунтах в условиях полного и неполного насыщения была предпринята Фризом [13, 14] . Он разработал двумерные профильные модели, имитирующие потоки в однородных и слоистых изотропных грунтах и получил численное решение двумерных аналогов уравнений в частных производных (3.10) и (3.11), приведенных выше. Эти решения были получены с учетом изменений коэффициентов фильтрации и влагопроводности, связанных с колебаниями влажности грунтов, но без учета гистерезисных явлений, наблюдающихся при циклическом увлажнении и осушении грунта. Результаты моделирования показали, что разгрузка потока у основания склона определяется условиями движения воды в зоне полного насыщения. Этому вопросу будет посвящен следующий раздел настоящей главы. Полученное же Фризом общее решение позволяет гораздо более правдоподобно, чем любой упрощенный метод, имитировать процессы задержки инфильтрационного потока и потока, направленного по падению склона. На рис. 3.8, *б–е* показаны рассчитанные на модели изменения гидравлического напора и положения зеркала грунтовых вод в период и после окончания ливня; на рис. 3.8, *з* приведены соответствующие гидрографы стока. Из рисунков видно, что в рассмотренном примере зеркало грунтовых вод начинает реагировать спустя 44 мин после начала дождя, расход потока – спустя 50 мин и возвратный сток, формирующийся в области высачивания, – спустя 100 мин после начала дождя.

3.4. Неглубокий подземный сток в условиях полного насыщения[1]. Водонасыщенные грунты могут либо встречаться в пределах горизонта подвешенных грунтовых вод, расположенного над относительно водоупорными породами, либо находиться в сплошной зоне полного насыщения на глубине. В случае когда избыток дождевых осадков выше, чем значение коэффициента фильтрации в условиях полного насыщения на некоторой глубине, породы обычно находятся в водонасыщенном со-

[1] Зарубежные специалисты кроме поверхностного стока (surface runoff, overland flow) и подземного (ground-water runoff, ground-water flow) выделяют также неглубокий подземный сток выше уровня грунтовых вод, или подповерхностный сток (subsurface flow). Последний термин имеет ряд синонимов – shallow subsurface storm flow, storm seepage, subsurface storm flow, subsurface runoff, shallow percolation, interflow. Строго говоря, любой сток ниже поверхности земли является подземным. Однако ввиду кратковременности стока в зоне аэрации его рассматривают обычно как часть поверхностного стока. – *Прим. ред.*

стоянии. Эта ситуация очень характерна для районов с гумидным климатом. Исключением здесь являются хорошо проницаемые водоносные горизонты, особенно кавернозные известняки. В зоне аридного климата грунты, расположенные выше проницаемых коренных пород, могут находиться в условиях полного насыщения только в том случае, когда избыток дождевых осадков временно превышает наименьшую в пределах всего разреза зоны аэрации величину проводимости, а также при условии, что это минимальное значение зафиксировано ниже поверхности земли. В обоих случаях породы в самой верхней части водонасыщенного слоя обычно бывают более проницаемыми по отношению к невыветрелым коренным породам или породам, слагающим непроницаемые горизонты. Следовательно, в условиях, когда горизонты полностью насыщены водой, они вносят несопоставимо большой вклад в общую величину склонового стока и обычно определяют его интенсивность.

Неглубокий подземный сток в условиях полного насыщения в ряде случаев может определять гидрограф склонового стока, возникающего в результате ливня. Фриз [14] показал, что для этого необходимы, по-видимому, следующие условия: выпуклый профиль склона, глубоко прорезанное русло, высокая проводимость грунтов в условиях полного насыщения. Вместе с тем общее влияние потока в зоне насыщения является значительным для склонов самой различной конфигурации, включая наиболее часто встречающиеся склоны с выпукло-вогнутым профилем. В большинстве из рассмотренных случаев основным элементом разгрузки служит поверхностный сток, возникающий в результате избыточного насыщения грунтов. Разгрузка осуществляется в зоне насыщения (высачивания), расположенной у основания склона. Из сказанного следует, что определяющее значение при создании любой модели движения воды в условиях полного насыщения имеет оценка этой "определяющей водонасыщенной области", а также изменений, происходящих в ее пределах в процессе выпадения ливневых осадков.

В грунтах с четко выделяющимися слоями наибольший скачок в проницаемости обычно приурочен к подошве горизонта *A* и к границе раздела грунт – коренные породы. В подзольных почвах глинистый слой – хардпэн, – приуроченный к горизонту *B*, может также выступать в качестве непроницаемого слоя. На распаханных и пастбищных территориях самые верхние слои почвы обычно наименее проницаемые, за исключением тех участков, где наблюдаются трещины. На верхние слои почв, не покрытые растительностью, дождевые капли оказывают "закупоривающее" воздействие, в результате чего они становятся менее проницаемыми, чем нижележащие горизонты. Иными словами, условия мигра-

ции влаги в грунтах варьируют в широком диапазоне, хотя, по-видимому, наиболее характерным является разрез, в котором проницаемость грунта неуклонно уменьшается с глубиной. Это связано со снижением активности органики и увеличением геостатического сжатия.

В простых условиях неограниченного избытка дождевых осадков, выпадающих с постоянной интенсивностью (рис. 3.9), степень насыщения грунтов можно оценить следующим образом. Для участка площадью a, дренирование которого происходит в сечении шириной 1 м, расход установившегося потока, соответствующий избытку выпавших осадков, составляет

$$q = ia. \tag{3.26}$$

Этот расход может быть выражен также через гидравлический градиент и закон Дарси для проницаемых пород. Если принять, что уровень грунтовых вод параллелен поверхности почвенного покрова, то гидравлический градиент равен уклону земной поверхности, а расход можно выразить следующей зависимостью:

$$q = q_0 \phi(D) s, \tag{3.27}$$

где D – общий недостаток насыщения грунтов, q_0 – расход в водонасыщенных грунтах в точке разгрузки при единичном гидравлическом градиенте, $\phi(D)$ – отношение расхода при недостатке насыщения D к расходу в условиях полного насыщения и s – локальный градиент в точке разгрузки.

Приравнивая эти выражения, получим

$$\phi(D) = \frac{i}{q_0} \cdot \frac{a}{s}. \tag{3.28}$$



Рис. 3.9. Схема потока (q) в элементе водосборного бассейна (рассматривается единичный поток шириной 1м); a – общая площадь области стока (1 м^2/1м).

Очевидно, что поскольку ϕ является неизменно убывающей функцией, недостаток насыщения должен снижаться с увеличением интенсивности дождевых осадков. Помимо этого существует также строго определенное соответствие между D, параметрами локального рельефа (a/s) и грунта (q_0). Таким образом, недостаток насыщения невелик (т.е. грунты находятся в увлажненном состоянии) в районах с маломощным или непроницаемым чехлом рыхлых отложений (небольшой расход q_0), в понижениях рельефа (большая площадь a) или на участках с небольшими уклонами (невысокими s). В районах с типичным выпукло-вогнутым профилем недостаток насыщения остается примерно постоянным на выпуклых участках $(a \times s)$, а затем постепенно снижается на вогнутых участках (a увеличивается, а s снижается). В частности, условия насыщения достигаются при $\phi(D) = 1$ или $a/s = q_0/i$.

Эти выражения непригодны для оценки ливневого стока, однако могут применяться в качестве аппроксимации состояний, предшествующих началу ливня. Движение воды в условиях насыщения, возникающее в ходе ливня, может быть описано, если решение уравнения неразрывности, основанное на концепции кинематической волны, подставить в закон фильтрации, описываемый уравнением (3.27):

$$\frac{1}{w}\frac{\partial(wq)}{\partial x} - \frac{\partial D}{\partial t} = i, \tag{3.29}$$

где w – ширина элемента водосборного бассейна на расстоянии x (замеренном вдоль линий тока) от водораздела и i – величина питания, поступающего в зону насыщения за определенный промежуток времени. Питание может задерживаться процессами инфильтрации в зоне аэрации и перераспределяться выше зоны насыщения. Следовательно, его нельзя рассматривать как величину строго постоянную в пространстве, даже в пределах небольших водосборных суббассейнов. Это связано со значительной изменчивостью механизмов инфильтрационной задержки стока. Скорость преобразования кинематической волны тогда составит

$$c = \frac{\partial q}{\partial D} - q_0 s \frac{\mathrm{d}\phi(D)}{\mathrm{d}D}. \tag{3.30}$$

Можно без труда проанализировать два простых случая: поток на выпуклом водоразделе и поток, описываемый экспоненциальной функцией тока ϕ.

Для выпуклого водораздела $(a = x \propto s)$, сложенного однородными грунтами $(q_0 = \text{const})$, значение недостатка насыщения всегда остается неизменным в пространстве, что соответствует условию

$$\frac{\mathrm{d}D}{\mathrm{d}t} = \alpha q_0 \phi(D) - i, \tag{3.31}$$

где a постоянное отношение s/x.

Решение этого уравнения существует в широком диапазоне значений функции θ. В простейшем, линейном случае, когда движение воды происходит в грунтах с постоянной проводимостью q_0,

$$\phi(D) = 1 - D/D_*$$

а при условии неизменной интенсивности выпадающих в течение определенного промежутка времени осадков

$$D_* - D = \frac{i}{\beta} + A\varrho^{-\beta t}, \tag{3.32}$$

$$q = \beta x\left(\frac{i}{\beta} + A\varrho^{-\beta t}\right), \tag{3.33}$$

где A – постоянная интегрирования и $\beta = aq_0/D_*$.

На рис. 3.10 это решение приведено для ливней одинаковой продолжительности. Величина задержки рассчитана в соответствии с уравнением (3.25) при условии постоянной глубины z до зоны насыщения.

Второй рассматриваемый частный случай – это ситуация, когда функция тока ϕ может быть представлена в виде экспоненциальной зависимости:

$$\phi(D) = \exp(-D/m) \tag{3.34}$$

при постоянной m, характеризующей скорость изменения проницаемости с глубиной, и предпосылке о том, что в течение рассматриваемого промежутка времени интенсивность дождевых осадков постоянна в любой точке пространства.

В этом случае, который, как было установлено, в ряде ситуаций является неплохой аппроксимацией природных условий [25, 4], значения недостатка насыщения от точки к точке отличаются на некоторую постоянную величину, а расходы изменяются в геометрической прогрессии. Расход можно записать как

$$q = q_* \cdot j,$$

где j – независимая переменная пространства и q_* – независимая переменная во времени.

Тогда уравнение (3.29) можно переписать следующим образом:

$$\frac{1}{w}\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}x}(wq_*) = \frac{1}{j}\left(i - \frac{m}{j}\frac{\mathrm{d}j}{\mathrm{d}t}\right). \tag{3.35}$$

Левая часть этого уравнения есть функция одних только пространственных координат, а правая часть – только времени. Обе части, следовательно, должны быть равны некоторой постоянной величине λ, которую

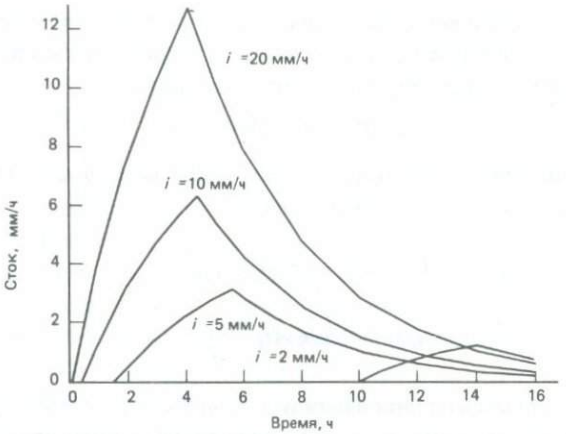


Рис. 3.10. Подземный сток на выпуклом водоразделе при движении воды по линейному закону (уравнение 3,33) и времени инфильтрационной задержки, пропорциональном $1/i^2$ (уравнение 3,25).

без ущерба для общности можно принять равной единице. Тогда

$$dj/dt = j(i-j)/m\,,$$

$$q_* = a \tag{3.36}$$

Таким образом, j можно рассматривать просто как сток с единицы площади. В данном случае принимается, что он постоянен в пространстве.

Для ливня, имеющего в течение рассматриваемого промежутка времени постоянную интенсивность i и выпадающего на территории склона, характеризующегося некоторым начальным значением стока j_*, часть гидрографа до максимума можно описать следующей зависимостью:

$$j = i/[1 + (i/j_* - 1)\exp(-it/m)]\,. \tag{3.37}$$

Если ливень продолжается в течение некоторого промежутка времени t_* и этот промежуток впоследствии сменяется периодом с нулевой интенсивностью дождевых осадков, то часть гидрографа, соответствующую этому периоду, можно аппроксимировать как

$$j = m/(t + t_0)\,, \tag{3.38}$$

где

$$it_0/m = 1 - it_*/m + (i/j_* - 1)\exp(-it_*/m).$$

Форма этого гидрографа стока приведена на рис. 3.11; гидрографы построены при различной интенсивности ливня и различных условиях предшествующего увлажнения.

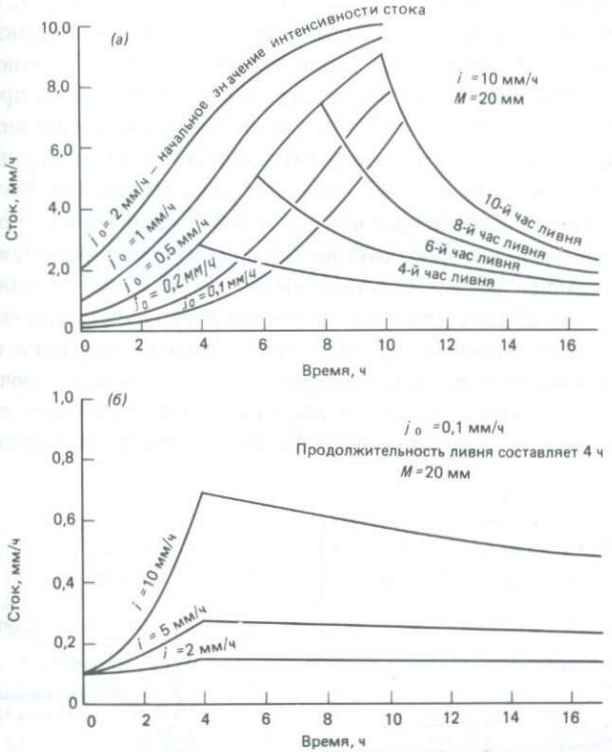


Рис. 3.11. Скорости потока, рассчитанные в соответствии с экспоненциальным законом течения. *а* – влияние интенсивности предшествующего стока и продолжительности ливня; *б* – влияние интенсивности дождевых осадков.

Для любого момента времени недостаток насыщения определяется зависимостью

$$\phi(D) = \exp(-D/m) = \frac{ja}{q_0 s} \cdot \qquad (3.39)$$

Это выражение аналогично приведенному выше уравнению (3.28) с той лишь разницей, что постоянная интенсивность дождевых осадков j заменена мгновенной скоростью стока i . Как и прежде, на основании этого выражения можно вывести критерий, индицирующий условия полного насыщения $(D = 0 : \phi(D) - 1)$. Затем, исходя из результатов исследования наземных параметров системы и свойств грунта, можно оценить площадь зоны полного насыщения, хотя в ряде случаев поверхностный сток может быть адекватно оценен путем экстраполяции экспоненциальной функции, описывающей $\phi(D)$, в область отрицательных значений

недостатка насыщения (т.е. в область поверхностного стока). С этим подходом связаны два основных ограничения. Первое из них заключается в необходимости выполнения условия пространственной однородности интенсивности осадков, выпадающих за рассматриваемый промежуток времени, т.е. условия, при котором не принимаются во внимание площадные изменения величин эвапотранспирации и инфильтрационной задержки, связанные с изменчивостью недостатка насыщения. Второе ограничение возникает в связи с негибкостью экспоненциального представления функции тока, которое, хотя во многих случаях и является неплохой аппроксимацией реальной зависимости, тем не менее не может считаться достаточно общим для того, чтобы во всех случаях служить наилучшим из всех возможных представлений. Этим недостаткам следует противопоставить достоинства рассматриваемого подхода, заключающиеся в том, что он основан на явном выражении, связывающем суммарное влияние свойств грунтов и рельефа на элемент водосборного бас-

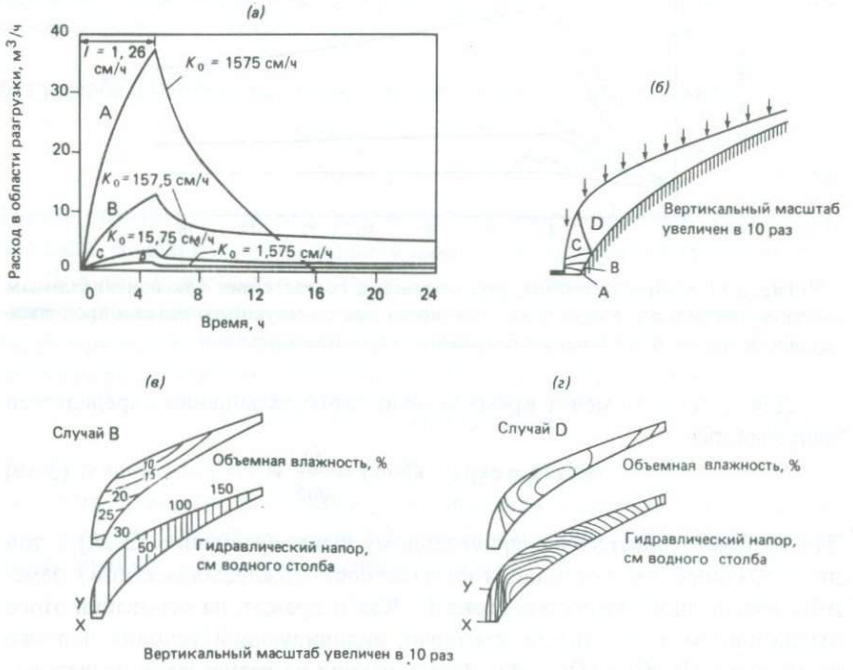


Рис. 3.12. Расчетные гидрографы стока и условия увлажненности для склона с выпуклым профилем. *а* – гидрографы для различных значений коэффициента фильтрации в условиях полного насыщения; *б* – положение зеркала грунтовых вод; *в* – влажность и гидравлический напор спустя 5 ч после начала ливня при $K_0 = 157{,}5$ см/ч; *г* – то же, что и *в*, но при $K_0 = 1{,}57$ см/ч [14].

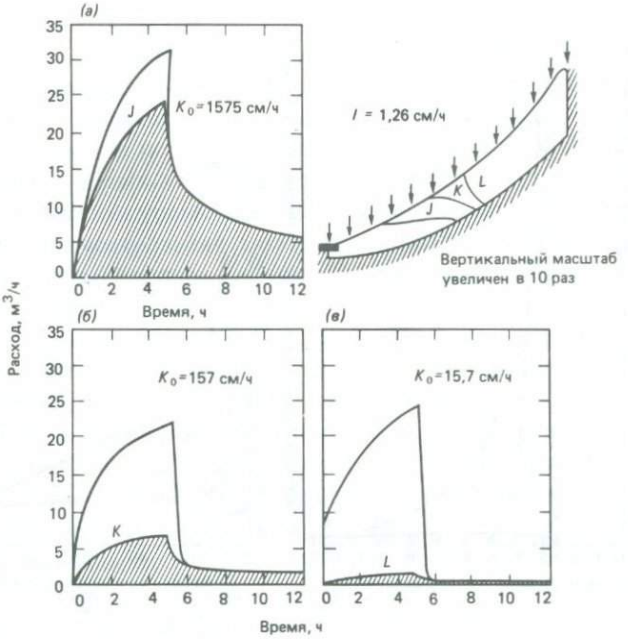


Рис. 3.13. Расчетные гидрографы стока и положение зеркала грунтовых вод на склоне с вогнутым профилем [14].

сейна. Модель, основанная на этом подходе и учитывающая различные значения m и q_0 для каждого элемента водосборного бассейна, как выяснилось, служит достаточно удачной основой для имитации склонов при моделировании водосборных бассейнов [5].

На рис. 3.12 и 3.13 приведены примеры модельных расчетов Фриза [14] для выпуклого и вогнутого склонов соответственно. Только в пределах склонов с выпуклым профилем, характеризующихся высокой проводимостью в условиях насыщения, отмечается значительная реакция гидрографа на подземный сток. Для склонов с вогнутым профилем при высоких значениях проводимости преобладает высачивание, т.е. возвратный тип поверхностного стока. При низких же значениях проводимости преобладает поверхностный сток, возникающий в условиях избыточного насыщения. У основания вогнутых склонов отмечаются низкие градиенты зеркала грунтовых вод, поднимающегося в результате насыщения зоны аэрации. Это достаточно просто было показано выше.

Расчетные гидрографы, полученные тем или иным из описанных выше способов, можно сопоставить с различными примерами замеренных склоновых гидрографов, приведенных на рис. 3.14. На рис. 3.14, *а*

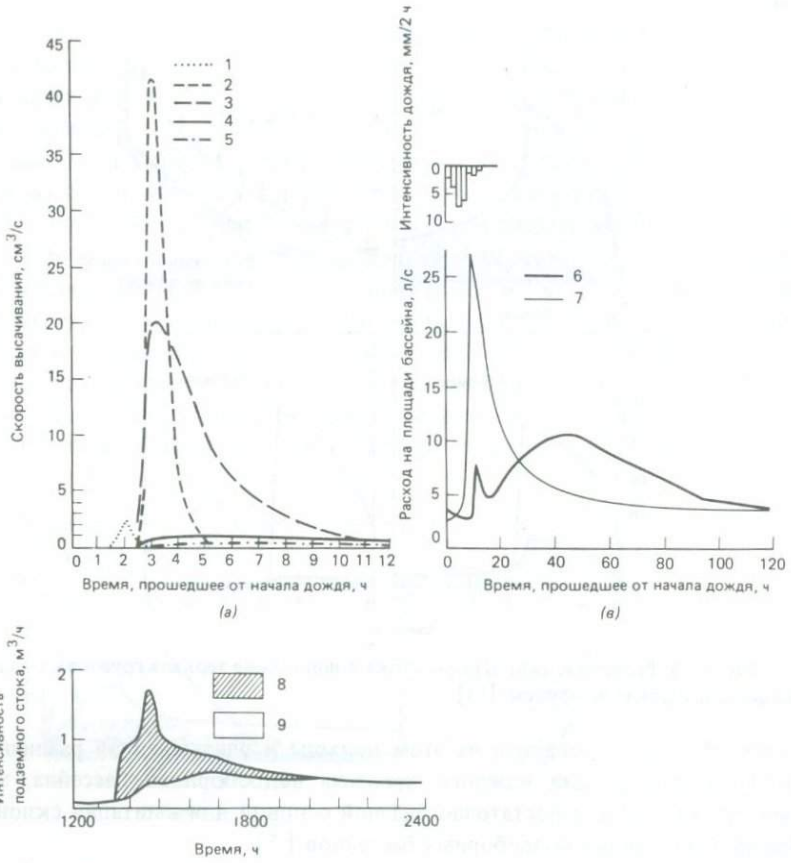


Рис. 3.14. Гидрографы подземного стока, построенные по экспериментальным данным. *а* – расход потока, образовавшегося в результате ливня интенсивностью 102 мм. Гидрографы приведены для различных глубин в лесных почвах [40]; *б* – расход подземного потока, образовавшегося в результате ливня интенсивностью 44 мм. Гидрографы даны для двух глубин песчанистых грунтов формации Вермонт [8]; *в* – суммарный расход в пределах двух смежных водосборных суббассейнов площадью 0,1 км^2, расположенных в пределах бассейна Ист-Твин, Сомерсет, Англия [6]. *1* – поверхностный сток по лиственному покрову; *2* –то же в интервале 0–56 см; *3* – то же в интервале 56–90 см; *4* – то же в интервале 90–120 см; *5* – то же в интервале 120–150 см; *6* – Нижний бассейн (жирная линия); *7* – Верхний бассейн (тонкая линия); *8* – глубина 0–60 см; *9* – глубина 60–180 см.

показаны расходы на различных глубинах в лесных почвах в период ливня интенсивностью 10 мм; на рис. 3.14, *б* показан неглубокий подземный сток в песчанистых почвах на территории шт. Вермонт в период ливня интенсивностью 44 мм; на рис. 3.14, *в* иллюстрируется различная реакция двух смежных районов, характеризующихся контрастными свойствами грунтов и рельефов. Из рисунков видно, что наблюденные гидрографы в общих чертах по форме и виду могут укладываться в модели различного уровня детальности. Выбор той или иной модели для целей прогнозирования может проводиться в соответствии с конкретными потребностями и имеющимися в распоряжении денежными средствами.

Усложняющим обстоятельством, которое не учитывалось в приведенных выше построениях, является роль природных и искусственных линейных пустот – "трубок" и, возможно, других макропор в формировании значительного потока по падению склона. Такие пустоты, как было описано в литературе [12, 23], встречаются в различных природных условиях – от районов с полузасушливым климатом до зоны чрезмерного увлажнения. Их диаметр колеблется в диапазоне от первых миллиметров до 2 м и более. Они могут образовывать обширные системы, в которых, однако, пустоты взаимосвязаны лишь на локальных участках (рис. 3.15). Трубки действуют так же, как и

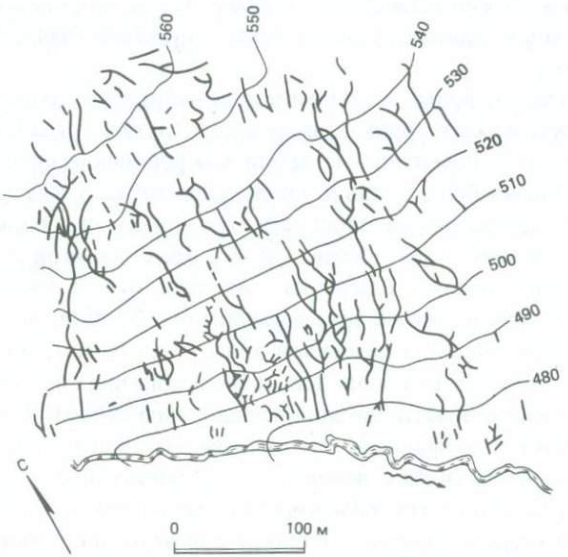


Рис. 3.15. Системы трубок, закартированные на территории водосборного бассейна реки Уай, Плинлимон, Уэльс [1].

другие макропоры. При умеренных скоростях потока вода в них мигрирует вдоль стенок в виде пленок, взаимодействующих в процессе инфильтрации или восходящего движения влаги, происходящего вдоль пустот. Лишь при значительной скорости потока количество движущейся по трубкам воды становится существенным, поскольку в этом случае образуется обширный фронт увлажнения.

При глубине потока, превышающей величину 1/градиент, выраженную в миллиметрах, течение, определяющееся гравитационными силами, становится турбулентным, что приводит к снижению скорости, но значительно усиливает эрозионное воздействие на стенки. При турбулентном режиме сдвиговое напряжение определяется как

$$\tau = \varrho g r s ,$$

где τ – сдвиговое напряжение (сила/единица площади), r – средняя глубина потока (или гидравлический радиус); ρ – плотность воды и s – градиент в трубке.

Поскольку, как было установлено, за пороговым значением сопротивления сдвигу эрозия в целом возрастает быстрее, чем это могло бы происходить в соответствии с линейным законом, в больших трубках идет размыв стенок. Диаметр трубок увеличивается до тех пор, пока не происходит обрушение стенок. Следовательно, первоначальное простирание трубок можно установить по образующимся в результате обрушения неправильным линейным депрессиям, прослеживающимся на поверхности земли.

Количество воды, достаточное для активного процесса эрозии, может перемещаться в трубках лишь в том случае, когда они с обоих концов связаны с поверхностью земли макроскопическими путями фильтрации. Эрозия более активно происходит тогда, когда трубки ориентированы в вертикальной плоскости, поскольку свободный отток воды через их нижний край обычно служит предпосылкой для образования интенсивного потока. Разгрузка из этих пустот может происходить либо в водотоки, либо в зоне высачивания. Трубки действуют как обходные пути движения почвенной воды и выступают, таким образом, в качестве скоростных водоводов, обеспечивающих течение воды, поступившей в них в области питания, к подножию склона. Как было установлено, трубки в торфяниках, расположенных вблизи Плинлимона, Уэльс, имеют хорошую связь с поверхностью земли и в области питания, и в области разгрузки. Это обусловливает мгновенную реакцию системы на ливневые осадки; пиковые расходы при этом достигают 10 л/с [16]. В трубках, дренирующих небольшие оползни в районе Мендипса, юго-западная Англия, наблюдается значительная задержка стока и замедлен-

ная реакция на выпадающие осадки грунтов, к которым они приурочены. Это связано с тем, что низкая степень их раскрытия в области питания не позволяет просачиваться в них значительному объему воды.

При детальном анализе распределения воды в разрезе рыхлых отложений исследователи приходят к выводу о том, что геометрия трубок и (или) макропор ставит труднопреодолимое препятствие на пути любых попыток моделирования. Однако в том случае, если модели воспроизводят простые элементы потока и расход соответствует общей влажности (или недостатку насыщения) в пределах разреза, подземные трубки могут рассматриваться либо совместно с поверхностным стоком как его часть, либо как продолжение системы водотоков, т. е. как подсистема, по которой склоновый поток перемещается в подсистему следующего уровня. Первый подход является более предпочтительным, когда отсутствуют детальные карты системы трубок. Вместе с тем от этого выбора может зависеть форма функции тока, задаваемой в пределах склона ($\phi(D)$ в уравнении (3.27)). В соответствии с задаваемым вертикальным распределением недостатка насыщения (т. е. гистерезисом) может также возрасти диапазон возможных значений расходов. Исходя из этого, можно утверждать, что поток в трубках является важным, однако неучитываемым элементом большинства прогнозных моделей склонов и водосборных бассейнов.

3.5. Поверхностный сток. В природе поверхностный сток носит очень неравномерный характер: потоки воды разделяются на рукава у возвышенностей, заполняют понижения. На рис. 3.16 показан один из опытных участков, на которых Эмметт [10] занимался изучением гидравлики потока. Эти исследования показали, что соотношения (обычно являющиеся достаточно грубыми), полученные на основании изучения течений на лабораторных моделях склонов, неадекватно описывают реальные условия. В теории гидравлики предполагается, что скорость потока связана с его глубиной следующей зависимостью:

$$v = \frac{\varrho g d^2 s}{3\eta} \qquad \text{для ламинарного потока,} \qquad (3.40)$$

$$v = \left(\frac{\varrho g d s}{2f}\right)^{1/2} \qquad \text{для турбулентного потока,} \qquad (3.41)$$

где v – средняя скорость потока, d – средняя глубина потока и f – коэффициент трения, обычно уменьшающийся с глубиной.

Результаты полевых исследований Эмметта, полученные применительно к покрытым редкой растительностью склонам, характерным для юго-западных районов США, свидетельствуют, однако, о том, что эта зависи-

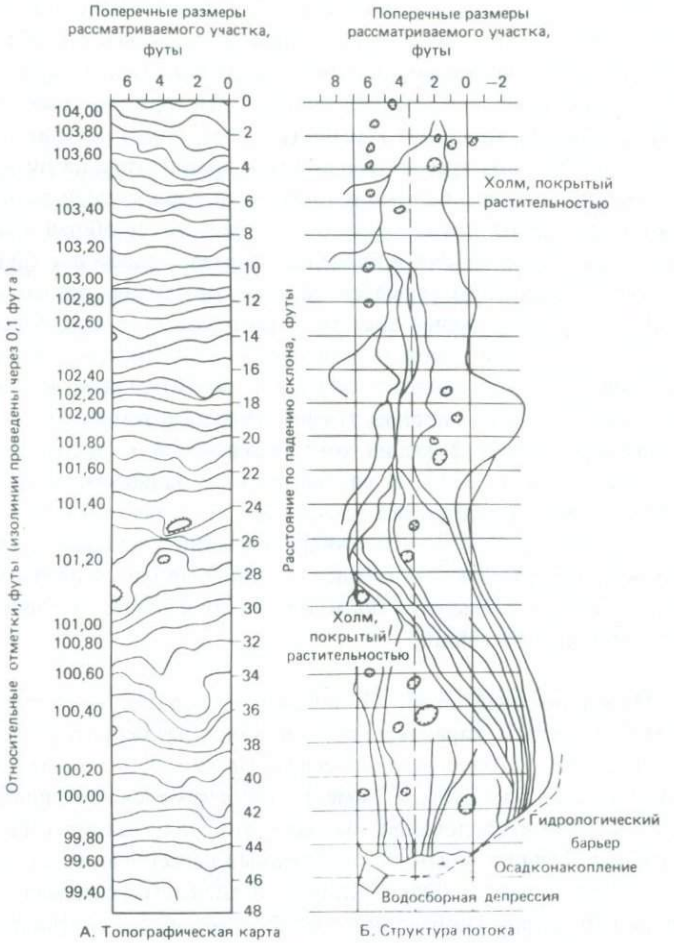


Рис. 3.16. Рельеф и преобладающие линии тока на участке стока со средним уклоном поверхности 0,10, расположенном в зоне полузасушливого климата [10].

мость выглядит следующим образом:

$$v \propto d^{\alpha}, \tag{3.42}$$

где показатель степени α изменяется в диапазоне от 0 до 1 даже в случае, когда полученные числа Рейнольдса вполне могут соответствовать ламинарному режиму течения.

Простой метод расчета поверхностного стока был предложен Бевеном в его заслуживающей внимания работе по рекам [2]. Согласно

этому подходу, вода, находящаяся в понижениях рельефа со средней глубиной d_0, принимается неподвижной. Слой воды, превышающий эту глубину, движется с постоянной скоростью v_0. Таким образом, имеем

$$q = (d - d_0)v_0 ,$$
$$v/v_0 = 1 - d_0/d . \tag{3.43}$$

Как было установлено, такой подход справедлив для рек с расходом до 10 м^3/с (река Уай, Плинлимон, Уэльс) и скоростью течения, не превышающей v_0 =1 м/с. По данным Эмметта, полученным для поверхностного стока, характерное значение v_0 составляет приблизительно 35 мм/с, средняя емкость депрессий при градиенте 0,03 равна 1,4 мм; при градиенте 0,33 она снижается до 0,04 мм. Если построить в логарифмическом масштабе графики зависимости скорости от глубины потока, то по уравнению (3.43) можно определить, что при значениях d, близких к d_0, вероятное значение показателя степени у глубины (α в уравнении (3.42)) составит 1,0. При больших глубинах α снижается до нуля. Положительной стороной этого подхода к расчету параметров потока служит то, что в нем скорость кинематической волны

$$c = \frac{\partial q}{\partial d} = v_0$$

является постоянной для всех ненулевых значений глубины потока.

На участках, где поток становится достаточно сосредоточенным, начинаются турбулентные явления и эрозия, приводящая к образованию промоин. Наличие промоин еще в большей степени стимулирует этот процесс по принципу обратной связи, так как они с каждым разом собирают все больший и больший объем воды. Часто в промежутках между ливнями промоины заполняются обломочным материалом, и тогда на новом месте образуются новые промоины. В многолетнем разрезе это приводит скорее к региональной, а не к локальной эрозии поверхности земли. Однако в случае если промоина достигает достаточно больших размеров, чтобы сохраняться год от года, она может перерасти в постоянное русло. По мере того как поток становится все более сосредоточенным, его кинематическая волновая скорость (v_0 в вышеприведенных уравнениях) увеличивается, приближаясь к значениям скорости в водотоке. В связи с этим при расчете параметров поверхностного стока следует принимать во внимание густоту речной сети.

В условиях когда формируется поверхностный сток выделенного Хортоном типа, т. е. когда интенсивность выпадающих дождевых осадков превышает предельную скорость инфильтрации, он происходит

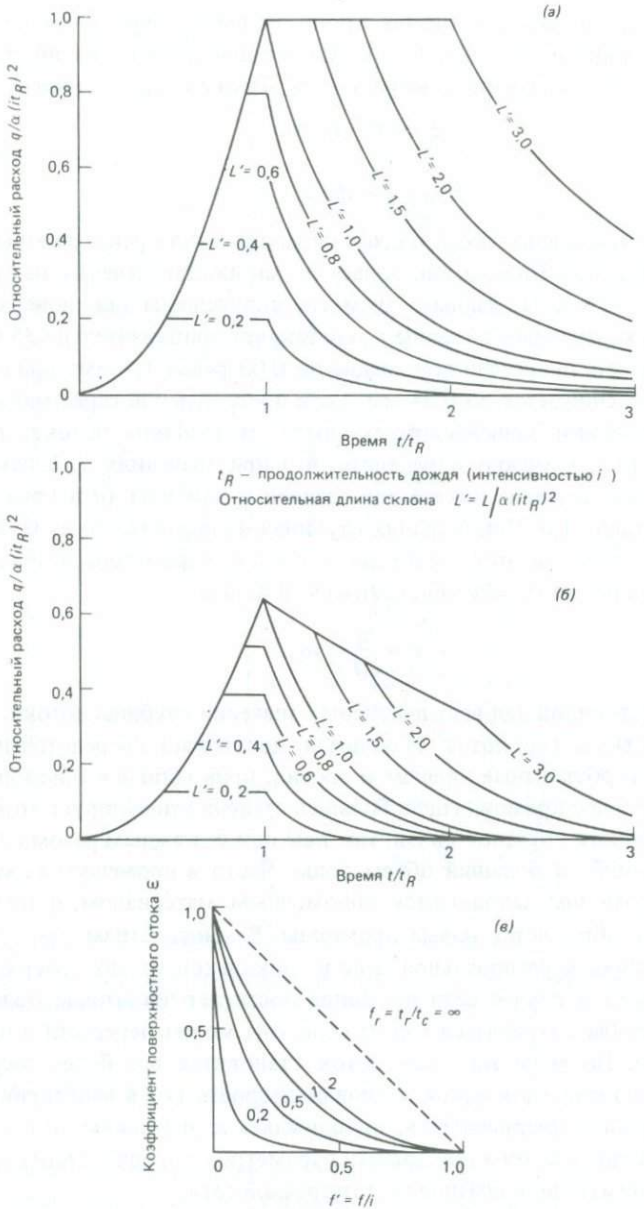


Рис. 3.17. Расчетные гидрографы поверхностного стока [41]. *а* – при нулевой инфильтрации; *б* – при инфильтрации с постоянной скоростью; *в* – суммарное количество поверхностного стока, достигающего русла водотока в условиях переменных скорости инфильтрации и продолжительности ливня.

практически на всей площади водосборного бассейна. Движение воды, стекающей по поверхности земли к руслам водотоков, определяет форму гидрографа. Вудингом [41] было получено численное решение для поверхностного стока при постоянной скорости инфильтрации. Течение воды по поверхности земли рассматривается при этом как кинематическая волна. Принимается также, что динамика потока описывается уравнением Маннинга ($v \propto d^{5/3}$, где $\alpha = 5/3$). На рис. 3.17 приведены результаты численных расчетов, выполненных применительно к различной продолжительности ливня, нулевой (см. *а*) и ненулевой (см. *б*) инфильтрации. На рис. 3.17, *в* показана роль инфильтрации в снижении общей величины поверхностного стока после прекращения кратковременного ливня. Такая ситуация очень характерна для районов с полузасушливым климатом.

В районах, где преобладает поверхностный сток, формирующийся в условиях избыточного насыщения, участки с таким типом стока обычно представляют собой узкую полосу, протягивающуюся вдоль днища долины и несколько расширяющуюся у истоков (рис. 3.18). Следовательно, расстояние, на которое вода перемещается с поверхностным стоком, и время задержки стока в открытых каналах будут небольшими. В рас-

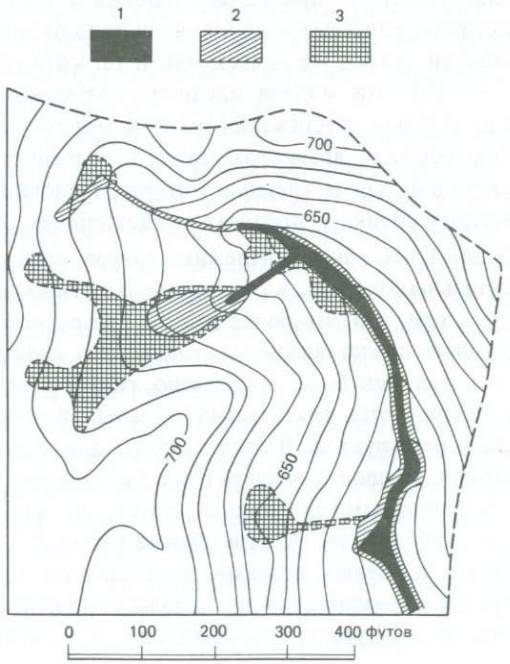


Рис. 3.18. Сезонные изменения площади избыточного насыщения на начало ливней (водосборный бассейн Вермонт) [9]. *1* – летние ливни; *2* – осенние ливни; *3* – период после снеготаяния. Горизонтали проведены через 10 футов.

смотренных примерах, где величина поверхностного стока принималась приблизительно равной 35 мм/с, кинематическая волна будет пробегать 125 м в час. Более того, даже гидрограф поверхностного стока будет определяться иными механизмами задержки. Наиболее существенный из них – механизм задержки, связанный с необходимостью затрат некоторого отрезка времени, требующегося для полного насыщения увлажненных территорий в начале ливня. Обычно площадь области поверхностного стока нарастает от водотока вверх по склону, так что последующие участки, расположенные выше по склону, начинают участвовать в поверхностном стоке, возникающем за счет избыточного насыщения, все с большим и большим запаздыванием. В этом случае при решении большинства задач, возникающих в связи с прогнозированием разгрузки в основании склонов, можно не учитывать задержку стока в открытых каналах.

3.6. Склон как единое целое. Выше были рассмотрены модели и концепции различного масштаба и уровня детальности, применяющиеся для прогноза гидрографов в пределах склонов. При создании или выборе соответствующего метода уровень детальности должен отвечать цели моделирования. В случае если первоочередное внимание уделяется прогнозам и анализу природных условий в масштабе склона или почвенного покрова, наиболее подходящими являются самые детальные модели, т. е. модели такого же класса, как и те, которые были разработаны Фризом [13–15]. Эти модели предполагают минимальные упрощения физических процессов движения воды и могут учитывать очень детальную информацию о параметрах грунта и особенностях рельефа. Вместе с тем в ситуации, когда главный интерес представляет прогнозирование параметров потока в пределах водосборных бассейнов, имеющих площадь более 1 км^2, анализ денежных затрат, необходимых для получения очень детальных данных, и объема необходимых вычислений приводит к выводу о том, что наиболее целесообразно использовать чрезвычайно упрощенные представления о склоне. Эта позиция подкрепляется тем фактом, что, как было подмечено, гидрографы водосборных бассейнов характеризуются значительно меньшей изменчивостью, чем их рельеф и свойства грунтов. В связи с этим для затушевывания частных деталей обычно проводят значительное осреднение. В соответствии с этими менее детальными подходами, которыми мы будем пользоваться в большинстве случаев, модели обычно основаны на том, что кривая интенсивности дождевых осадков, выпадающих за определенный промежуток времени, разбивается на небольшое число отдельных отрезков. Выбор модели диктуется, следовательно, тем, какие элементы стока приняты

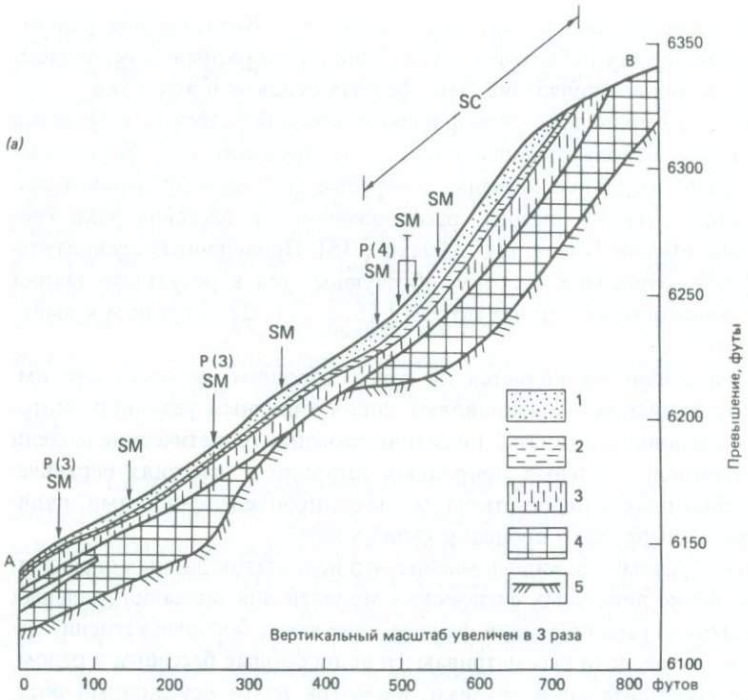
в качестве преобладающих: поверхностный сток Хортона, поверхностный сток в условиях избыточного насыщения, возвратный сток, подземный сток или прямое попадание атмосферных осадков в водотоки.

На рис. 3.19 приведены рельеф и геологический разрез (см. *а*), сетка узловых точек, использовавшаяся при моделировании (см. *б*), а также фактические и модельные значения разгрузки (см. *в*) в пределах экспериментального участка склона, расположенного в бассейне реки Рейнольдс-Крик вблизи Бойсе, шт. Айдахо [35]. Приведенные сравнительные графики относятся к стоку, образующемуся в результате таяния снега. На основании их анализа авторы [15, с. 221–222] пришли к выводу о том, что

> "их совпадение не является ни очень хорошим, ни очень плохим. Они, по-видимому, представляют собой типичный результат, который и следовало ожидать, применяя сложные теоретические модели для имитации сложных природных ситуаций в условиях ограничений, связанных с недостатком данных и неопределенностями, являющимися следствием процедур калибровки".

Таким образом, сложилось мнение, что недостаток данных ограничивает применение детальных физических моделей для описания реальных склонов. Этот ограничивающий фактор даже в еще большей степени сказывается в случае, если рассматриваются водосборные бассейны в целом. Мощность вычислительной техники, несмотря на ее неуклонный рост, также лимитирует размеры участка, который можно было смоделировать на уровне детальности, показанном на рис. 3.19.

Как можно было заметить из вышесказанного, склоновый сток может определяться одним из нескольких процессов. Поверхностный сток Хортона, поверхностный сток в условиях избыточного насыщения и возвратный сток – вот основные типы стока, с которыми сталкиваются при анализе гидрологии склонов. Эти разновидности стока выделены в отдельные классы либо в связи с различной скоростью реакции на атмосферные осадки, либо в связи с различной реакцией на паводки. Данн [8] выполнил обзор данных, имеющихся по этому вопросу. Результаты его анализа в обобщенном виде приведены на рис. 3.20. Для каждого типа стока наблюдается постепенное изменение реакции на внешние воздействия в зависимости от площади области дренирования. По мере увеличения этой площади снижаются пиковые расходы и время запаздывания становится больше. Ясно, что в случае, когда основной целью прогнозирования является оценка паводковых расходов, даже небольшое количество поверхностного стока может сказаться на гидрографе паводков. Следовательно, модели должны основываться на точной оценке пространственных закономерностей поверхностного стока.


(а)
SC
SM
P(4)
P(3)
A
B
1
2
3
4
5
Вертикальный масштаб увеличен в 3 раза
Превышение, футы
6350
6300
6250
6200
6150
6100
0
100
200
300
400
500
600
700
800 футов


(б)
Суглинистые почвы
Алевритистая глина
Верхняя группа пьезометров
Средняя группа пьезометров
Нижняя группа пьезометров
Трещиноватые базальты
Измененные базальты
Число узловых точек составляет 89 x 84
Минимальный шаг по пространству равен 1
Максимальный шаг по пространству равен 4
Z
X

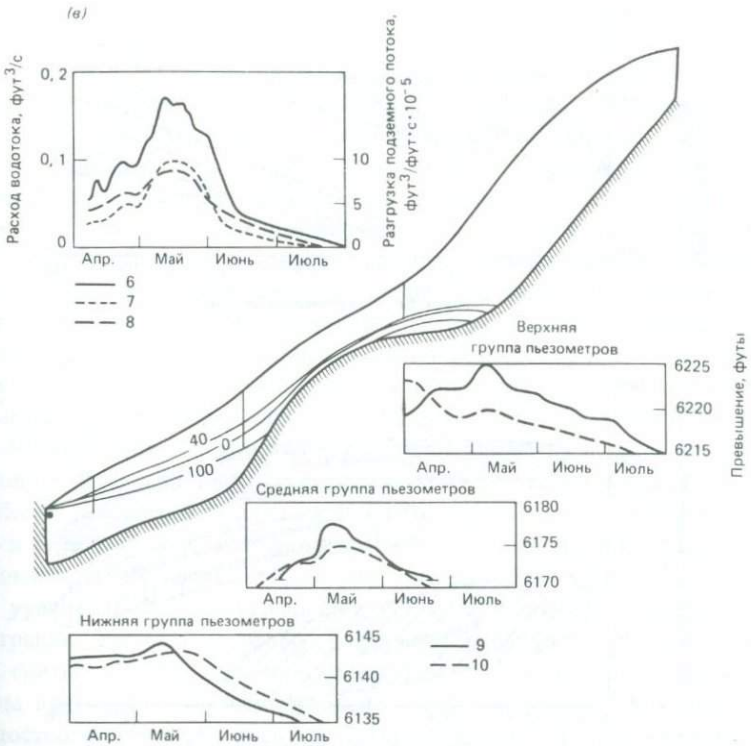


Рис. 3.19. Моделирование подземного стока на склоне экспериментального водосборного бассейна Рейнольдс-Крик, шт. Айдахо, в результате снеготаяния [35]. *а* – состав пород и техническое оснащение участка; *б* – сетка узловых точек, использовавшаяся при моделировании; *в* – модельные и фактические значения уровней воды и расхода потока. *1* – суглинистые почвы; *2* – алевритистая глина; *3* – измененные базальты; *4* – трещиноватые базальты; *5* – плотные базальты; *6* – водоток; *7* – оцененная разгрузка; *8* – модельная разгрузка; *9* – замеренный уровень воды; *10* – уровень воды, рассчитанный на модели. Р – группа пьезометров; SM – влагомер; SC – маршрутная снегомерная съемка.

ситуации, когда необходимо оценить общую форму гидрографа, основная цель моделирования должна заключаться в правильном расчленении гидрографа на все имеющие место категории стока. В обоих случаях следует рассматривать подземный поток. Это связано с необходимостью определения размеров области, в пределах которой происходит поверхностный сток, связанный с избыточным насыщением.

Некоторые из первых моделей разрабатывались с целью попытаться оценить площадь области стока прямым способом. К примеру, на модели

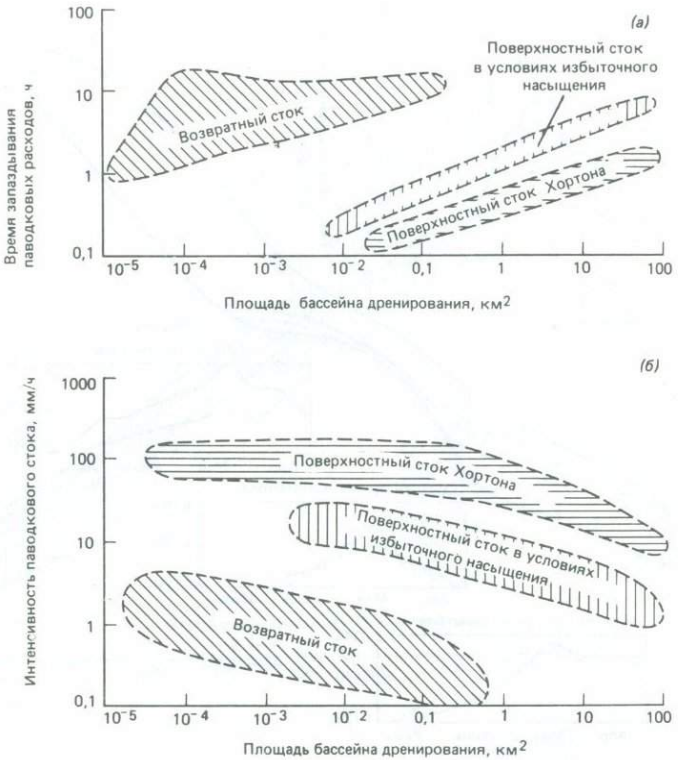


Рис. 3.20. Реакция водосборных бассейнов на процессы стока в пределах склона. *а* – времена запаздывания; *б* – скорости паводкового стока [8].

водораздела Станфорд [7] площадь области стока неявно оценивается путем анализа кривой распределения предельной скорости инфильтрации. Исходя из этого, область стока определяется как часть водосборной площади, на которой интенсивность выпадающих дождевых осадков превышает предельную скорость инфильтрации. Аналогичная идея была заложена в модель USDAHL [20]. В этой модели кривые распределения сопоставлялись со свойствами грунтов, отметками поверхности земли и расстоянием от русла водотока. Принималось, что эти параметры оказывают влияние и на скорость инфильтрации, и на скорость испарения. Разработанные ранее модели TVA [36] для оценки области стока по предыдущим значениям показателя влажности использовали эмпирические кривые. В последнем варианте этих моделей реакция на ливневые осадки имитировалась как сочетание мгновенных и замедленных гидрографов, имеющих простую треугольную форму [37]. Прогнозная оценка

количества ливневых осадков, соответствующего каждому из этих гидрографов, была получена как эмпирическая энергетическая функция двух аргументов: объема и продолжительности ливневых осадков.

При последующей разработке моделей склонов предпринимались попытки достичь большего отражения физической сущности. Значительный прогресс был достигнут в вопросах оценки поверхностного стока, происходящего в пределах упрощенных или реальных водосборных бассейнов. Такие оценки стали проводиться с использованием нескольких типов функций инфильтрации. Были получены решения, основанные на концепции кинематической волны. Эти решения описывают поверхностный сток, обычно подчиняющийся уравнению Маннинга; они предназначены для оценки зависимости волновой скорости от глубины. Вудингом в работе [41] получены решения для плоских склонов с постоянными скоростями инфильтрации (см. рис. 3.17). Смит и Вулхайзер [34] включили это решение в уравнение движения воды в условиях неполного насыщения, что позволило задать вертикальную инфильтрацию более достоверно. Полученная в итоге модель использовалась для оценки величины поверхностного стока и на основании этих оценок рассчитывался окончательный гидрограф. Энгман и Роговский [11] применили уравнение Филипа (уравнение (3.7)) для описания процесса инфильтрации. Расчеты по этому уравнению проводились с использованием снятых с карт значений свойств грунтов; в результате были получены пригодные для последующей обработки данные о величине поверхностного стока. На рис. 3.21 приведен пример расчета области избыточного насыщения и результирующих гидрографов, проводившегося именно таким способом.

Второй тип моделей, завоевавший в последние 10 лет особое внимание, основан на предпосылке о том, что бóльшая часть воды потока инфильтруется. Эта часть рассматривается как подземный сток, образующий ниже по склону участки избыточного насыщения. Поверхностный сток в этих областях формируется за счет выпадающих здесь же атмосферных осадков и высачивания подземных вод. Примером такого подхода может служить работа Трондла (гл. 12). Описанная выше модель (уравнения (3.34) – (3.39)), в которой рельеф земной поверхности и свойства грунта, с одной стороны, и переменный во времени сток – с другой, рассматриваются отдельно, также разработана в рамках этого концептуального подхода [4] к прогнозированию стока в областях избыточного насыщения. Как в моделях поверхностного стока, так и в моделях подземного стока вдоль днища долины задается переменная во времени область высачивания. На моделях подземного стока более увлажненные области соответствуют участкам, где градиент потока увели-

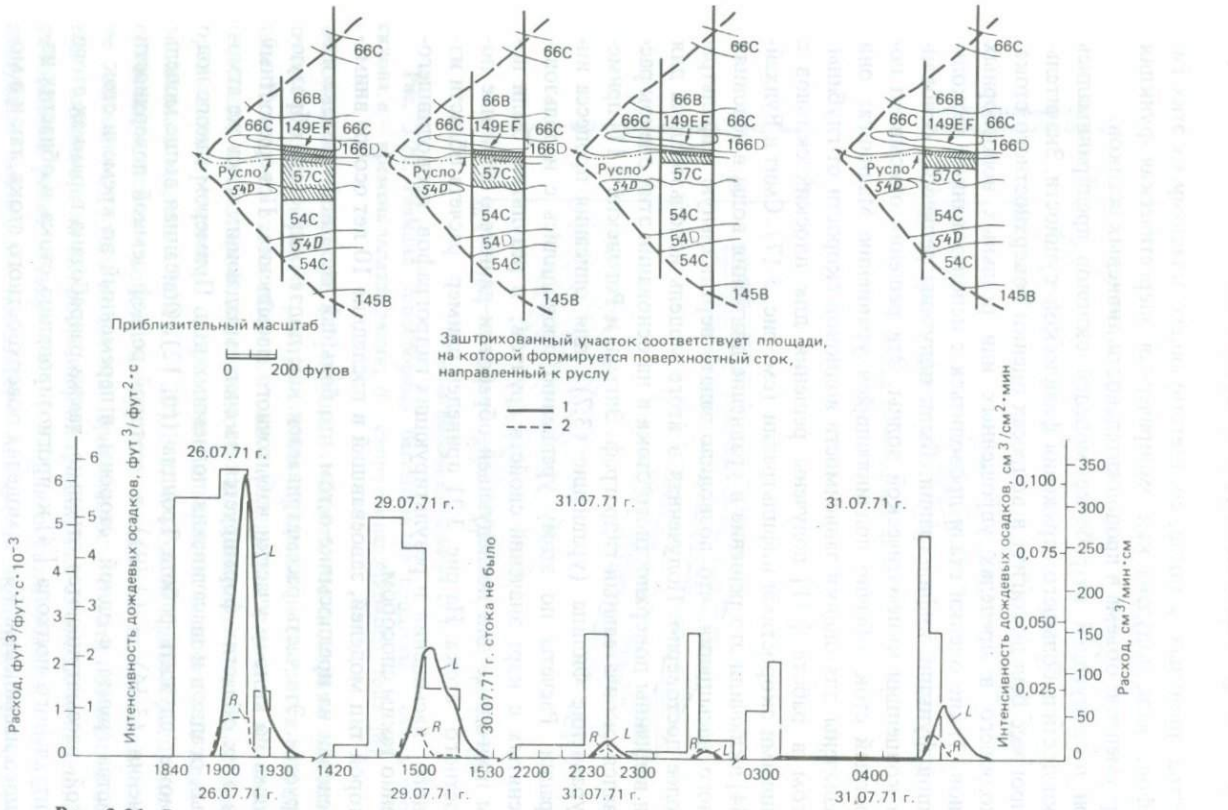


Рис. 3.21. Расчетная область стока в условиях избыточного насыщения и гидрографы, характеризующие расходы у основания склона (водосборный бассейн в сельскохозяйственном районе шт. Пенсильвания) [11]. L – гидрограф бокового притока с левой стороны; R – гидрограф бокового притока с правой стороны.

чивается. Часто возрастание градиента связано с депрессиями в основании склона (уравнение (3.28)). Как говорилось выше, совместное влияние этих факторов определяет относительно бо́льшую предшествующую дождям увлажненность участков, расположенных вдоль днища долин. При моделировании поверхностного стока получается, что после прекращения дождя сток продолжается более длительное время на участках, расположенных ниже по падению склона, что обусловливает более длительный период инфильтрации в их пределах. Таким образом, перед началом следующего ливня увлажненность участков, расположенных ниже по падению склона, выше, в результате чего быстрее достигается предельная скорость инфильтрации. При задании соответствующих параметров и функциональных зависимостей можно, следовательно, воспроизвести переменную во времени область, участвующую в формировании поверхностного стока, и его интенсивность. Такие оценки могут быть получены либо на моделях поверхностного стока в условиях избыточного насыщения, либо на моделях поверхностного стока в условиях предельной инфильтрации. Выбор той или иной модели должен проводиться с учетом физической сущности моделируемых процессов. Однако адекватные прогнозы могут быть получены и без этого.

Приведенный обзор подходов к разработке моделей является очень кратким; он дан с целью связать воедино различные аспекты обсуждавшихся выше гидрологических и гидрогеологических процессов, протекающих в пределах склона. Многие модели более детально рассматриваются в последующих главах наряду с другими моделями, не имеющими прямого отношения к гидролого-гидрогеологическим условиям склонов. Хотя эти другие модели в основном включают параметры, имеющие менее точную физическую интерпретацию, чем модели, имитирующие процессы в пределах склонов, тем не менее положительный опыт прогнозирования, выполнявшегося с их помощью, особенно в масштабе водосборных бассейнов, ставит вопрос о том, а какой же уровень детальности задания параметров склона в прогнозные модели можно считать целесообразным? Следовательно, прогресс в изучении гидролого-гидрогеологических условий склонов связан с проведением очень детальных исследований, направленных на формирование более правильных представлений о процессах движения воды в грунтах, и с обобщением результатов этих исследований с целью выбора определяющих интегральных параметрических показателей и обобщающих концепций. Такие обобщенные параметры должны гарантировать сохранение прогнозных возможностей модели в масштабе водосборного бассейна, не исключая возможности прямых полевых замеров. При современном состоянии исследований в рассматриваемой области ясно, что из числа

всех параметров водосборного бассейна наиболее детальная информация имеется о параметрах рельефа земной поверхности, так что модели, использующиеся для практических расчетов, должны в максимально возможной степени использовать подробные топографические данные. По мере совершенствования методов ускоренной съемки и телеметрии другие параметры грунтов и их влажность могут также стать сравнительно доступными для детального воспроизведения на моделях. Только в этом случае распределенная в пространстве информация об этих параметрах может быть с пользой для дела включена в гидролого-гидрогеологические модели склонов, использующиеся для практического прогнозирования в масштабе водосборного бассейна.

Литература

1. *Atkinson T.C.* (1978) Techniques for measuring sub-surface flow on hillslopes. Chapter 3 in Hillslope Hydrology (ed. *Kirkby M.J.*). John Wiley and Sons, pp. 73–120.
2. *Beven K.J.* (1979) On the generalized kinematic routing method. Water Resources Research, **15** (5), 1238–1242.
3. *Beven K., Germann P.* (1981) Water flow in soil marcopores. I and II. J. Soil Sci., **32**, 1–29.
4. *Beven K.J., Kirkby M.J.* (1979) A physically-based, variable contributing area model of basin hydrology. Hydrol. Sci. Bull., **24** (1), 43–69.
5. *Beven K.J., Kirkby M.J., Schofield N., Tagg A.F.* (1984) Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments. J. Hydrology, **69**, 119–143.
6. *Calver A., Kirkby M.J., Weyman D.R.* (1972) Modeling hillslope and channel flows, in Spatial Analysis in Geomorphology, Chorley R.J. (ed.), Methuen, pp. 197–220.
7. *Crawford N.H., Linsley R.K.* (1966) Digital simulation in hydrology – Stanford watershed model IV. Stanford Univ. Dept. Civil Engr., Tech. Rept. No. 39.
8. *Dunne T.* (1978) Field studies of hillslope flow processes. Chapter 7 in Hillslope Hydrology (ed. *Kirkby M.J.*). John Wiley and Sons, pp. 227 – 293.
9. *Dunne T., Black R.D.* (1970) Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. Water Resources Res., **6**, 1296–1311.
10. *Emmett W.W.* (1970) The hydraulics of overland flow on hillslopes. US Geol. Surv. Prof. Paper 662A.
11. *Engman E.T., Rogowski A.S.* (1974) A partial area model for stormflow synthesis. Water Resources Res. **10**(3), 467–472.
12. *Fletcher J.E., Harris K., Peterson H.B., Chandler, V.N.* (1954) Piping. Trans. Am. Geophys. Union, **35**, 258.
13. *Freeze R.A.* (1972a) Role of subsurface flow in generating surface runoff. 1. Baseflow contributions to channel flow. Water Resources Res. 8(3), 609–623.
14. *Freeze R.A.* (1972b) Role of subsurface flow in generating surface runoff. 2. Upstream source areas. Water Resources Res., 8 (5), 1272–1283.
15. *Freeze R.A.* (1978) Mathematical models of hillslope hydrology. Chapter 6 in Hillslope Hydrology (ed. *Kirkby M.J.*). John Wiley and Sons, pp.177–225.

16. *Gilman K.* (1971) A semi-quantitative study of the flow of natural pipes in the Nant Gerig sub-catchment. In: Subsurface Hydrology. NERC Institute of Hydrology Report No. 36.
17. *Green W.H., Ampt* G.A. (1911) Studies in soil physics. 1. The flow of air and water through soils. J. Agric. Soils, **4**, 1–24.
18. *Hewlett J.D.* (1961) Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watersheds. US Dept. Agric. Forest Ser., Southeastern Forest Experiment Station, Asheville, North Carolina, Station Paper No. 132.
19. *Hewlett J.D., Hibbert A.R.* (1963) Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. J. Geophys. Res. **68** (4), 1081–1087.
20. *Holtan H.N., Lopez N.C.* (1975) Usdahl-74 Revised model of watershed hydrology. US Dept. Agric, Agric. Res. Ser. Tech. Bull. No. 1518.
21. *Horton R.E.* (1933) The role of infiltration in the hydrological cycle. Trans. Am. Geophys. Union, **14**, 446–460.
22. *Hursh C.R., Hoover M.D.* (1941) Soil profile characteristics pertinent to hydrologic studies in the Southern Appalachians. Proc. Soil Sci. Soc. Am., 414–422.
23. *Jones J.A.A.* (1971) Soil piping and stream channel initiation. Water Resources Res., **7**, 602–610.
24. *Kirkby M.J.* (ed.) (1978) Hillslope Hydrology. John Wiley and Sons.
25. *McKercher A.I.* (1975.) Subcatchment modeling for Dee River forecasting. NERC Institute of Hydrology, Report No. 29.
26. *Mein R.G., Larson C.L.* (1973) Modeling infiltration during a steady rain. Water Resources Res., **9**(2), 384–394.
27. *Meginnis H.G.* (1935) Effect of cover on surface runoff and erosion in the Loessial Uplands of Mississipi. US Department of Agriculture, Circular 347.
28. *Monteith J.L.* (1959) The reflection of short-wave radiation by vegetation. Quart J. Royal Meteorology Soc., **85**, 386–392.
29. *Morel-Seytoux H.J., Khanji J.* (1974) Derivation of an equation of infiltration. Water Resources Res., **10** (4), 795–800.
30. *Penman H.L.* (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Royal Soc., Ser. A, **193**, 120–145.
31. *Philip J.R.* (1957–1958) The theory of infiltration. J. Soil Sci., **83**, 345–357 and **435–448; 84**, 163–177 and 257–264; **85**, 278–286 and 333–337.
32. *Rutter A.J., Kershaw K.A., Robins P.C., Morton A.J.* (1971) A predictive model of rainfall interception in forests. Agric. Met., **9**, 367–384.
33. *Smetten K.J.* (в печати) Soil water residence time and solute uptake. 3: Mass transfer under simulated winter's rainfall conditions in undisturbed soil cores.
34. *Smith R.E., Woolhiser D.A.* (1971) Mathematical simulation of infiltrating watersheds. Colorado State Univ., Hydrology Paper 47.
35. *Stephenson G.R., Freeze R.A.* (1974) Mathematical simulation of subsurface flow contributions to snowmelt runoff, Reynolds Creek watershed, Idaho. Water Resources Res., **10** (2), 284–298.
36. Tennessee Valley Authority (1974) Bradshaw Creek-Elk River: a pilot study in area – stream factor correlation. Office of tributary development, Knoxville, Tennessee, Res. Paper No. 4.
37. Tennessee Valley Authority. (1973) Storm hydrographs using a double traiangle model. Res. Paper No. 9, Knoxville, Tennessee.
38. *Trudgill S.T., Pickles A.M., Smetten K.J.* (1983) Soil water uptake. 2 dye tracing and preferential flow predictions. J. Hydrology, **62**, 279–285.

39. *Vachaud G., Vauclin M., Khanji D., Wakil M.* (1973) The effects of air pressure on water flow in an unsaturated stratified vertical column of sand. Water Resources Res. **9(1)**, 160–173.
40. *Whipkey R. Z.* (1965) Subsurface stormflow from forested slopes. Bull. Internat. Assoc. Sci. Hydrology, **10**(2), 74–85.
41. *Wooding R.A.* (1965) A hydraulic model for the catchment-stream problem. J. Hydrology, **3**, 254–282; **4**, 21–37.
42. *Youngs E.G.* (1957) Moisture profiles during vertical infiltration. Soil Sci. **84** (4), 283–290.

4. Использование радаров для замеров интенсивности атмосферных осадков

Г.Л. Хюбнер

4.1. Введение. Среди множества методов, применяющихся для определения характера дождевых осадков, а также их суммарного количества, наиболее перспективными являются методы, основанные на использовании радиолокационных измерительных приборов. Они дают возможность получить пространственную картину мгновенных значений интенсивности атмосферных осадков, в связи с чем с ними могут конкурировать лишь самые новые методы, позволяющие определять истинную сумму осадков в пределах рассматриваемой теории путем пространственного осреднения в комплексе с интегрированием по времени.

Следует учитывать, что картина, отражаемая радиолокационными установками, является изображением мгновенной энергии обратного рассеяния микроволн, соответствующей количеству и размерам рассеянных частиц воды и льда в пределах опробуемого радарами объема. Количество энергии обратного рассеяния соответствует интенсивности атмосферных осадков, регистрируемой каждым разрешающим элементом радиолокационной станции. По этой причине значение мгновенной интенсивности атмосферных осадков, фиксируемое радарами, может, конечно, на несколько порядков отличаться от значений этого параметра, определяемых по одному замеру. Это может быть связано просто с неравномерностью дождевых осадков или с неполным заполнением опробуемого объема рассеянными частицами.

Гидрологов обычно интересует суммарная величина атмосферных осадков, выпадающих на данной территории за определенный промежуток времени. В связи с этим в настоящей главе подчеркивается, что отцифровка радиолокационных сигналов и их последующее интегрирование с помощью ЭВМ выполняются либо с некоторым запаздыванием, либо почти в реальном времени.

В настоящей главе будут рассмотрены ошибки, возникающие в связи с затуханием волн; в ней приводятся примеры резкого затухания, вызываемого сильными воздействиями, изменяющими длину волны. Кро-

---

G.L. Huebner, Department of Meteorology, Texas A & M University, Texas, USA.

ме того, будет рассмотрен метод компенсации для случая простого затухания, связанного с внедрением в исследуемую зону дождевого облака.

Радар – очень полезный инструмент исследований, но, как и каждый инструмент, должен использоваться профессионально. Он не является идеальным средством определения интенсивности атмосферных осадков в любой ситуации. С его применением связаны определенные погрешности. Однако, если проявить старание, можно получить большой объем полезной информации.

4.2. Основные принципы. Метеорологические радиолокационные станции в основном работают на принципе регистрации обратного рассеяния и поглощения частицами льда, снега или воды коротких электромагнитных волн. Система имеет такую конфигурацию, что короткие импульсы энергии, соответствующей коротким электромагнитным волнам, излучаются в виде узкого радиального пучка лучей, исходящего из антенны радиолокатора. Для более детального исследования пространства и из иных соображений ширина пучка лучей и продолжительность импульса обычно задаются настолько малыми, насколько это можно реализовать практически. Направление, в котором испускается пучок лучей, определяется по азимуту и высотной отметке точки, где расположена антенна. Наряду с этим расстояние является временно́й функцией, т. е. дистанция есть функция времени, необходимого для пробега волны до некоторого индуцируемого атмосферного объекта и обратно.

Энергия волн, отражающихся от частиц в атмосфере, изменяется в зависимости от их диэлектрических и абсорбционных свойств, их количества и размеров, коэффициента преломления внедряющихся в зону исследования атмосферных объектов и поглощения атмосферой. Таким образом, радары позволяют получать информацию о количестве осадков, выпадающих в виде воды, льда, снега и града. На основании анализа различных радиолокационных сигналов можно также обнаружить такие явления, как смерчи, пылевые бури и турбулентные потоки.

Энергия обратного рассеяния волн каплями атмосферных осадков, фиксируемая радарами, прямо пропорциональна шестой степени диаметра капель (D_i^6), содержащихся в единице объема атмосферы, пронизываемого лучом радиолокатора. Единица измерения отражательной способности этих капель, называемая радиолокационным коэффициентом отражения (Z), определяется как

$$Z = \sum_i N_i D_i^6 = \int_0^\infty N(D) D^6 \mathrm{d}D, \qquad (4.1)$$

где N_i – число капель с диаметром D_i в единице объема атмосферы и

$N(D)$ – число капель с диаметром, изменяющимся в диапазоне от D до $D+\mathrm{d}D$, в единице объема.

Если принять, что вертикального движения воздуха не происходит, то искомый параметр – интенсивность дождевых осадков R – будет связан с D следующей зависимостью:

$$R = \frac{\pi}{6}\int_0^\infty N(D)D^3 V_t(D)\mathrm{d}D, \tag{4.2}$$

где $V_t(D)$ – конечная скорость капли диаметром D. Конечная скорость, выраженная в единицах см · с$^{-1}$, может быть приблизительно описана следующим уравнением [10]:

$$V_t = 1400D^{1/2}. \tag{4.3}$$

Подставляя экспоненциальное распределение, полученное Маршаллом и Пальмером [8] для размеров капель, в уравнения (4.1) и (4.2) и используя соотношения между V_t и D, получим следующее эмпирическое выражение, связывающее Z и R:

$$Z = AR^b. \tag{4.4}$$

Эта зависимость связывает радиолокационный коэффициент отражения Z, измеряемый в единицах мм^6 · м$^{-3}$, с интенсивностью дождевых осадков R, измеряемой в миллиметрах в час. Постоянные величины A и b являются константами, получаемыми эмпирическим путем. Хотя эта форма записи уравнения означает, что R представляет собой независимую переменную, метеорологи, имеющие дело с радиолокационными установками и стремящиеся определить интенсивность дождевых осадков по замерам радиолокационного коэффициента отражения, должны рассматривать и Z как независимую переменную [11].

Если бы фактическое распределение размеров капель описывалось экспоненциальной зависимостью и было известным, а также если бы вертикальное движение воздуха было равно нулю, то погрешность оценок интенсивности дождевых осадков, получаемых с использованием радаров, была бы незначительной. Однако характер распределения размеров капель известен редко; он изменяется во времени и в пространстве. Кроме того, скорость вертикального движения воздуха часто сопоставима с конечной скоростью падения дождевых капель. Следовательно, соотношение между Z и R не является фиксированным, и на практике должны использоваться усредненные зависимости. В этой связи на протяжении ряда лет отыскивались многочисленные эмпирические значения коэффициента A и показателя степени b, входящие в основополагающую зависимость между Z и R [1, 2, 11, 7].

Из предшествующего обсуждения ясно, что, для того чтобы опреде-

лить интенсивность дождевых осадков R, необходимо оценить значение радиолокационного коэффициента отражения Z. Как будет показано ниже, определение Z зависит от замера возвратной энергии рассеянной электромагнитной волны. Для замера энергии отраженной волны используются различные методы, однако можно предвидеть, что энергия изменяется от одного участка атмосферы к другому и каждый такой участок значительно видоизменяется за очень короткие промежутки времени, приближающиеся к 1 мс. По этой причине возвратная энергия рассеянного сигнала, поступающего на обычный дисплей с электронно-лучевой трубки, часто определяется с большими погрешностями.

В связи с этими ограничениями современные метеорологические радиолокаторы будут содержать блоки, выполняющие отцифровку отраженного сигнала и осреднение возвратной энергии по многим замерам, проводящимся с шагом по расстоянию примерно в 1 км и с приращением азимута в 1°. Эти данные обычно обрабатываются таким образом, что на дисплее с электронно-лучевой трубкой будут высвечиваться изображения отраженного сигнала в изолиниях, градуированных для дискретных уровней интенсивности дождевых осадков, скажем 1, 10, 25, 50, 125 мм $\cdot$ ч$^{-1}$. Это создает возможность быстрой визуальной оценки интенсивности дождевых осадков в пределах области, охватываемой сигналом радиолокатора. Чтобы получить более точные оценки, цифровые данные записывают на магнитные ленты и затем используют для построения машинных карт интенсивности дождевых осадков, для расчета суммарного по вертикали содержания жидкой воды, отнесенного к единице площади, и суммарного количества дождевых осадков, выпадающих на единицу площади в течение рассматриваемого промежутка времени.

4.3. Обнаружение атмосферных осадков. Способность радиолокаторов точно определять энергию обратного рассеяния и результирующий коэффициент отражения соответствующего объема атмосферы, в пределах которого наблюдаются атмосферные осадки, определяется многими факторами. Основными среди них являются те, от которых зависит выбор типа радиолокатора в соответствии с целями определения интенсивности осадков. В первую очередь они включают длину рабочей волны, ширину пучка лучей антенны и результирующее усиление антенны, минимальный улавливаемый сигнал, динамический диапазон сигнала видеосистем и технические средства обработки данных. В предпринятом нами обсуждении радиолокатора мы коснемся некоторых из этих параметров, имеющих значение для гидрологов и метеорологов.

Особое значение имеет ширина пучка лучей антенной системы. Согласно определению, ширина пучка есть угол, описываемый исходящим

лучом и замеренный между точкой, соответствующей половине максимального значения энергии на одной стороне антенной системы, и такой же точкой на ее противоположной стороне. Радиолокатор, использующийся для гидрологических целей, должен иметь ширину пучка не более 3°. Если лучи, расходящиеся на 3°, продлить на расстояние 100 км, длина дуги между ними составит 5,2 км. Так как объект радиолокации будет посылать отраженный сигнал до тех пор, пока граничные лучи пучка будут пронизывать хоть какую-то часть этого объекта, ширина любого объекта, находящегося на расстоянии 100 км, будет казаться равной ширине пучка, т. е. будет на 5,2 км больше фактической ширины. Это может быть существенно и не существенно в зависимости от необходимой разрешающей способности. Небольшая ширина пучка повышает пространственную (угловую) разрешающую способность, что позволяет определять более тонкие элементы структуры дождевого фронта. Многие метеорологические радары имеют ширину пучка, равную приблизительно 2°, и соответствующую разрешающую способность. В рассматриваемом нами примере ширина пучка принималась равной 2°; при этом длина дуги, расположенной на расстоянии 100 км, составляет 3,5 км. По-видимому, необходимо констатировать, что стремление к уменьшению ширины пучка сталкивается с механическими и финансовыми ограничениями, так как ширина пучка тем меньше, чем больше антенна (в длинах волн). Следует сказать также и о том, что сопутствующий параметр, усиление антенны, является прямой функцией ширины пучка. В этом случае чем меньше ширина пучка, тем большее усиление мы получаем. Следовательно, большее усиление позволит использовать меньшую энергию передачи и улучшит прием слабых сигналов. Этот важный параметр имеет второстепенное значение, поскольку для решения гидрологических задач идентификация дождевых осадков, имеющих интенсивность менее 0,1 мм $\cdot$ $ч^{-1}$, не очень существенна.

При выводе и использовании основного уравнения радиолокации, которым будем пользоваться и мы, принимаются определенные предпосылки. Уравнение радиолокации связывает усредненную энергию обратного рассеяния с радиолокационным коэффициентом отражения Z. Эти предпосылки составляют основу оценки точности замеров интенсивности дождевых осадков, проводимых с применением метеорологических радиолокационных установок. Они заключаются в следующем:

а) рассеивающие частицы представляют собой однородные диэлектрические сферы с диаметром, меньшим длины волны (аппроксимация Релея);

б) просвечиваемый радиолокатором объем заполнен рассеивающими частицами;

в) радиолокационный коэффициент отражения Z постоянен в пределах просвечиваемого объема, т. е. этот объем обладает однородной отражательной способностью;

г) все рассеивающие частицы имеют одну и ту же диэлектрическую постоянную, т. е. все они являются либо каплями воды, либо шариками льда;

д) многократное рассеивание пренебрежимо мало;

е) главный лепесток диаграммы направленности антенны может быть описан адекватно;

ж) затухание микроволн в направлении их распространения между радаром и исследуемым объектом пренебрежимо мало;

з) падающая волна и отраженные рассеянные волны являются линейно-поляризованными;

и) рассеивание рассеивающими частицами происходит изотропно.

В настоящей главе мы будем использовать методы, которые позволяют компенсировать несоответствия, возникающие в связи с частыми нарушениями двух предпосылок: б) и ж). Несомненно, мы поступаем смело, принимая другие предпосылки справедливыми. Однако чаще всего мы мало что можем сделать для их проверки. Давайте обсудим и на конкретном примере рассмотрим применимость уравнения радиолокации Проберта – Джонса, основанного главным образом на перечисленных предпосылках [1]. В рассматриваемом примере использования основополагающего уравнения зададим типичные параметры радиолокаторов, применяющихся при гидрологических исследованиях.

Уравнение радиолокации Проберта – Джонса выглядит следующим образом:

$$\overline{Pr} = \left[\frac{\pi^3 P_t G^2 \theta^2 h}{512(2\ \ln 2)\lambda^2}\right] \frac{|K|^2 Z}{r^2} \qquad (4.5)$$

Обозначения и соответствующие им типичные значения параметров следующие:

$P_t = 250$ кВт $= 2{,}5 \cdot 10^8$ мВт	(мощность выходного сигнала)
$r =$ км	(расстояние до объекта)
$G = 4571$	(коэффициент усиления антенны)
$\theta = 2^\circ$, 0,0349 рад	(ширина пучка лучей антенны)
$h = 6 \cdot 10^4$ см (2 мкс длины импульса)	(длина импульса в пространстве)
$\lambda = 5{,}45$ см	(длина волны радиолокатора)
$Z =$ единицы, мм$^6 \cdot$ м$^{-3}$	(коэффициент отражения)
$\|K\|^2 = 0{,}93$ (по отношению к жидкой воде)	(коэффициент диэлектрической проницаемости)
$Pr =$ единицы, мВт	(энергия обратного рассеяния)

В уравнение радиолокации входит постоянная константа радиолокатора, заключенная в квадратные скобки. Каждый локатор имеет свою константу. В данном случае она составит

$$C = \frac{\pi^3 P_t G^2 \theta^2 h}{709.78\lambda^2}, \tag{4.6}$$

$$C = \frac{(31{,}006)(2{,}5 \times 10^8)(2{,}089 \times 10^7)(1{,}218 \times 10^{-3})(6 \times 10^4)}{(709{,}78)(29{,}70)},$$

$$C = 5{,}613 \times 10^{14} \text{ мВт} \cdot \text{см}^{-1}. \tag{4.7}$$

Если это значение нужно представить в виде размерного равенства, единицы измерения мВт · $см^{-1}$ можно преобразовать в мВт · $км^2$ · $м^3$ × × $мм^{-6}$. Тогда значение постоянной радиолокатора составит 5,613 × × 10^{-8} мВт · $км^2$ · $м^3$ · $мм^{-6}$.

Если принять, что атмосферные осадки выпадают в виде дождя, тогда

$$\bar{P}r = \frac{5{,}613 \times 10^{-8}(0{,}93)Z}{r^2}. \tag{4.8}$$

Если принять также, что типичный уровень минимально улавливаемого сигнала составляет −108 дБм (единица дБм = $10 \lg_{10} Pr$), то соответствующий радиолокационный коэффициент отражения Z можно рассчитать следующим образом (примем $r = 150$ км):

$$\bar{P}r = -108 \text{ дВм} = 1{,}585 \times 10^{-11} \text{ мВт} = \frac{5{,}613 \times 10^{-8}(0{,}93)Z}{150^2} \text{ мВт}, \tag{4.9}$$

$$Z = 6{,}83 \text{ мм}^6 \cdot \text{м}^{-3}.$$

Для оценки минимальной улавливаемой интенсивности дождевых осадков на удалении 150 км можно применить обычно используемое эмпирическое уравнение, рассмотренное нами ранее:

$$Z = 200\, R^{1,6}, \tag{4.10}$$

$$R = \left(\frac{Z}{200}\right)^{0,625} = 0{,}121 \text{ мм} \cdot \text{ч}^{-1}. \tag{4.11}$$

Это количество атмосферных осадков очень невелико – ниже величин, использующихся для гидрологических прогнозов. Даже если энергия отраженного рассеянного сигнала, принимаемого радиолокационной установкой, возрастет на 100% или 3 дБ (за счет повышения надеж-

ности обработки сигнала), минимальная улавливаемая интенсивность дождевых осадков составит 0,19 мм · ч$^{-1}$, т. е. останется невысокой.

Поскольку в большинстве метеорологических радаров для определения возвратной энергии *Pr*, выражаемой в дБм, используются либо номограммы, либо данные, получаемые в результате машинного анализа хранящейся на магнитных лентах информации, уравнение (4.8) необходимо выразить в логарифмической форме. Как мы увидим, эта форма записи часто используется для оценки затухания радиолокационного сигнала.

Если уравнение (4.8) решить относительно Z, то получим

$$Z = \frac{\mathrm{Pr}\, r^2}{5{,}613 \times 10^{-8}(0{,}93)}, \tag{4.12}$$

$$\text{дБм}\, Z = 10 \lg \mathrm{Pr} + 20 \lg r - 10(\lg 5{,}220 + \lg 10^{-8}) = \tag{4.13}$$

$$= \text{дБм} + 20 \lg r + 72{,}82. \tag{4.14}$$

Если считывание значений *Pr* проводится с цифрового обрабатывающего устройства или с радиолокационных номограмм, в результате обычно получаем значения *Pr* в единицах дБм, которые достаточно просто можно преобразовать в значения Z и, наконец, в значения R.

4.4. Обработка данных. Извлечение количественной информации о дождевых осадках из радиолокационных данных проводилось и проводится различными способами. Самый старый и, возможно, самый фундаментальный метод основан на использовании пространственного радиолокационного изображения. Эти изображения обычно представляются на дисплее, отражающем плановое положение признака. Такой тип дисплейного изображения имеет размерности дистанции и азимута, как это обычно бывает при телевизионном представлении метеорологических параметров. Информация, относящаяся к интенсивности атмосферных осадков, извлекается из этих изображений несколькими способами. Один из обычных методов основан на использовании градуированного усиления или регулировании усиления. В соответствии с этим методом коэффициент усиления усилителя радиолокационной станции с видеоаппаратурой снижается до тех пор, пока желаемое значение отраженного радиолокационного сигнала хотя бы на одном из дисплеев радиолокатора не приблизится к критической точке, за которой сигнал перестает восприниматься. Значение коэффициента усиления, зафиксированное в точке критического сигнала, дает оператору величину энергии отраженного сигнала *Pr*, выраженную в единицах дБм. Расстояние до объекта определяется по дисплею и вместе с уровнем сигнала в дБм наносится на

номограмму, построенную в соответствии с постоянной данного радиолокатора. По этой номограмме оператор определяет значение дБZ и интенсивность дождевых осадков для исследуемой области атмосферного объекта. Это достаточно медленный процесс; он не вполне пригоден для большого числа определений в случае, когда мы имеем дело с быстро движущейся областью осадков. С помощью этого метода можно, однако, установить участки с максимальной интенсивностью атмосферных осадков.

Более совершенные методы реализуются на базе цифрового интегрального видеопроцессора, обычно называемого блоком DVIP. Эта установка основана на использовании видеосигналов, поступающих с логарифмического усилителя, имеющего динамический диапазон примерно 10^8 (80 дБ) и более. Поступающие видеосигналы часто дискретизированы по пространству или по времени; сигнал характеризует приблизительно каждые 250 м общего диапазона дальности радиолокатора. Эти аналоговые выборки преобразуются в цифровую форму и осредняются, в результате чего получают цифровое значение для базового "блока" или элемента пространства. Типичный размер такого блока составляет 1 км, т. е. ему приписывается значение, осредненное по четырем выборкам. Для обработки видеосигналов применяются различные методы, однако в большинстве из них наряду с осреднением по пространству проводится также осреднение по времени. В результате для каждого блока пространства осуществляется численное интегрирование по множеству (от 15 до 31) отраженных сигналов. Таким образом, одновременно реализуется и пространственное и временно́е осреднение. Такая методика обеспечивает значительное повышение точности статистической обработки. Согласно общепринятой теории некогерентных объектов радиолокации (к которым, в частности, относятся атмосферные осадки), стандартная погрешность одиночного замера энергии отраженного импульса радиолокатора составляет 5,57 дБ (коэффициент отражения 3,6–1,0). Если точность одиночной выборки радиолокации равна величине одного стандартного отклонения (σ), составляющей 5,57 дБ, то временно́е осреднение по N независимым выборкам повысит точность, в результате чего стандартное отклонение $\sigma = 5{,}57\ (N)^{-1/2}$. При достаточном количестве выборок на практике можно достичь статистической точности, приближающейся к величине стандартного отклонения примерно в 1 дБ. Такие методы в настоящее время широко используются наряду с приемами цифрового нормирования диапазона. В результате применения этих методов получают выходные данные, нормированные по пространству. Выходные данные содержат значения для каждого блока пространства, вплоть до граничного

диапазона DVIP, в пределах рассматриваемого интервала по азимуту, обычно составляющего 1°. Цифровые данные можно записать на магнитную ленту для последующего анализа с применением ЭВМ.

Кроме того, для подготовки данных к машинному анализу значения, относящиеся к каждому интервалу диапазона и азимута, автоматически ранжируются, т. е. сигналы пропускаются через "окно" согласно их уровню. Как упоминалось выше, некоторое пороговое значение отраженного сигнала можно представить как предварительно отобранный преобразованный аналоговый сигнал и получить его видеоизображение в форме картинок отдельных элементов на дисплее, отражающем плановое положение признака. Обычно окна уровней позволяют ставить в соответствие отдельным диапазонам шесть градуированных оттенков серого цвета, отвечающих пороговым значениям интенсивности дождевых осадков. На практике обычно уровни 1–6 интегрального видеопроцессора приписываются дискретным пороговым значениям интенсивности осадков. После незначительной дополнительной обработки уровни интегрального видеопроцессора можно представить любыми другими цветами.

Цифровой интегральный видеопроцессор позволяет использовать другие методы определения интенсивности атмосферных осадков, а также их суммарного количества, выпадающего в пределах определенных территорий с заданными размерами. На видеопроцессоре используется накладная сетка, имеющая размеры ячеек, скажем, 10 × 10 км. Эта прозрачная сетка накладывается на экран радиолокационного дисплея, отражающего плановое положение признака, и для каждого блока сетки на заданный момент времени определяется уровень интегрального видеопроцессора (от 1 до 6). Если такие накладные сетки составить для отдельных интервалов времени, можно проводить пошаговое интегрирование функции, описывающей режим осадков в пределах каждого блока. Такое интегрирование для ограниченных районов может выполняться почти в реальном времени. В связи с этой процедурой неизбежно возникают погрешности, поскольку между окнами уровней существуют интервалы, которые нельзя идентифицировать на основании подхода, использующего накладные сетки. В определенных ситуациях это может не иметь существенного значения.

После обработки на ЭВМ фактических данных можно получить много разнообразных результатов. Один из использующихся методов осуществляет разбивку большого района на ячейки размерами 10 х х 10 км; точкой отсчета при этом служит угол одной из ячеек, в котором расположен радиолокатор. Машинная программа в пределах каждой ячейки проводит осреднение всех отраженных сигналов, поступающих из

всех блоков пространства, попадающих в эту ячейку. При среднем диапазоне радиолокации на площадь каждой ячейки приходится примерно 20 отраженных сигналов, подлежащих обработке. Если имеются данные по нескольким разверткам при различной высоте приемника, то машинная программа может рассчитать среднее для площади каждой ячейки значение дБZ, среднюю интенсивность дождевых осадков, суммарное по вертикали количество влаги, приходящееся на единицу площади, а также суммарное количество атмосферных осадков, выпадающих за определенный промежуток времени. Если диапазон ограничить таким образом, что результирующая ширина пучка не будет превышать ширину ячейки, можно использовать ячейки меньшего размера. На практике обычно каждые 5—15 мин проводится запись последовательной развертки при повороте радиолокатора на 360° и при заданной высоте приемника. При таком подходе можно получать полный оборот радиолокатора при заданных значениях высоты приемника. На практике приращение высоты приемника выбирается обычно таким образом, чтобы она равнялась значению ширины пучка. Это значительно упрощает машинную обработку.

4.5. Эффекты затухания и искажения. *4.5.1. Общая величина затухания.* Довольно серьезные погрешности в определении интенсивности атмосферных осадков могут возникнуть в случае, когда имеют дело с протяженными областями, в пределах которых формируются осадки значительной и даже умеренной интенсивности. Эти эффекты являются функцией мощности внедряющихся в атмосферу областей с осадками, через которые проходит луч радиолокатора, средних значений мгновенной интенсивности осадков и в очень значительной степени длины рабочей волны. Баттан [1] свел в таблицу скорости затухания, рассчитанные различными исследователями. Приводимые ниже соотношения, полученные Хюбнером [5], в простой аналитической форме позволяют получить обобщенные значения коэффициента затухания волны за время ее пробега в оба конца. Эти значения характеризуют три радиолокатора, имеющие различную длину волны:

(1) 3,2 см $A = dR/30{,}8$
(2) 5,5 см $A = dR/130$
(3) 10,0 см $A = dR/1111$

A — затухание волны за время ее пробега в оба конца (дБ), d — мощность или расстояние, которое луч радиолокатора проходит в области с атмосферными осадками (км) и R — средняя интенсивность дождевых осадков в этой области (мм · ч$^{-1}$). Из вышеприведенной таблицы

отчетливо видно, что значения затухания, соответствующие различной длине рабочей волны, сильно различаются. По этой причине метеорологические радиолокаторы с длиной волны 3 см почти не используются. Исключение представляют только радиолокаторы, устанавливаемые на самолетах, поскольку здесь размер антенны имеет существенное значение.

Для двух основных случаев метеорологической ситуации при использовании более коротких волн особое значение приобретают погрешности, обусловленные внедряющимися в атмосферу осадками. Первая из этих ситуаций связана с системами конвективных осадков интенсивностью 40 мм · ч$^{-1}$ и более, вторая – с областями осадков умеренной интенсивности, но захватывающими обширные площади.

Для средних и высоких широт (от 30° до полюсов) типична первая ситуация. Здесь она проявляется в виде грозовых ливней в летние месяцы. Субтропические циклоны, приводящие к выпадению на больших территориях умеренных атмосферных осадков, могут наблюдаться практически в любое время года.

Чтобы оценить для трех характерных длин волны значимость затухания, связанного с эффектами, вызываемыми атмосферными осадками, были выбраны типичные примеры дождевых осадков, относящиеся к системам первого и второго типа.

Прежде чем представить результаты, было бы полезным рассмотреть, каким образом они были достигнуты. Если в уравнение (4.13) добавить член, соответствующий затуханию, и переписать его иным образом, мы получим выражение для чистой энергии отраженных волн, фиксируемых приемником радиолокатора при исследовании атмосферных объектов в областях осадков:

$$\text{Pr (дВм)} = 10\lg_{10} C - 20\lg_{10} r + \text{дБ}Z - \int_0^r A\,dr, \qquad (4.15)$$

где $\bar{Pr}$ – принимаемый отраженный рассеянный сигнал, C – уточненная постоянная радиолокатора, r – расстояние до конкретного объекта, дБZ = 10 lg Z и A – величина затухания, возникающего в связи с дождевыми осадками, за время пробега волны в оба конца в децибелах на единицу длины. Это уравнение можно переписать следующим образом:

$$\text{дБ}Z = \text{Pr(дВм)} + 20\lg_{10} r - 10\lg_{10} C + \int_0^r A\,dr. \qquad (4.16)$$

В отдельных случаях, когда затухание существует, но его точная величина неизвестна, можно использовать кажущееся значение дБZ. В этом случае мы имеем следующее выражение:

$$\text{дБ}Z_{\text{каж}} = \bar{\text{Pr}}(\text{дВм}) + 20\lg_{10} r - 10\lg_{10} C. \qquad (4.17)$$

Объединив два приведенных уравнения, получим

$$\text{дB}Z_{\text{каж}} = \text{dB}Z - \int_0^r A\,\text{d}r. \tag{4.18}$$

Преобразование дБ Z в Z дает зависимость

$$Z_{\text{каж}} = Z\ 10^{-0,1\int_0^r A\,\text{d}r}. \tag{4.19}$$

Выразить Z через значение интенсивности атмосферных осадков можно с помощью следующего типичного соотношения, связывающего Z и R:

$$Z = 200R^{1,6}, \tag{4.20}$$

где R – интенсивность дождевых осадков (мм · ч$^{-1}$) и Z – радиолокационный коэффициент отражения (мм^6 · м$^{-3}$). Заменяя Z в уравнении (4.19), получаем

$$R_{\text{каж}} = R\ 10^{-0,1/1,6\int_0^r A\,\text{d}r} \tag{4.21}$$

Такие выражения могут применяться для расчета на ЭВМ истинных значений интенсивности атмосферных осадков на любом участке области с атмосферными осадками.

Затухание, связанное с интенсивной конвекцией. На рис. 4.1 приведены результаты расчета эффектов затухания, возникающих при прохождении отраженных сигналов от радиолокаторов с длиной волны 3,2; 5,5 и 10 см через грозовой фронт [6]. Отметим, что наиболее мощное облако (R = 50 мм · ч$^{-1}$) находилось на расстоянии 35 км от радиолокатора. Этот случай был выбран в результате изучения типичных примеров конвективных осадков и отыскания примеров со значениями интенсивности осадков, являющимися типичными для таких ситуаций.

Значения видимой интенсивности атмосферных осадков по всему конвективному комплексу определяются 10-см радиолокаторами с незначительными погрешностями. Вместе с тем в этой ситуации (с интенсивной конвекцией) при использовании 5,5-см радиолокаторов погрешности будут большие. При использовании же 3,2-см радиолокаторов происходит практически полное затухание сигнала. В рассмотренном примере конвекция является сильной, и в случае применения коротковолновых радиолокаторов это приводит к большим погрешностям в определении интенсивности осадков.

Затухание, связанное с субтропическими циклонами. Дождевые осадки, выпадающие на обширных территориях

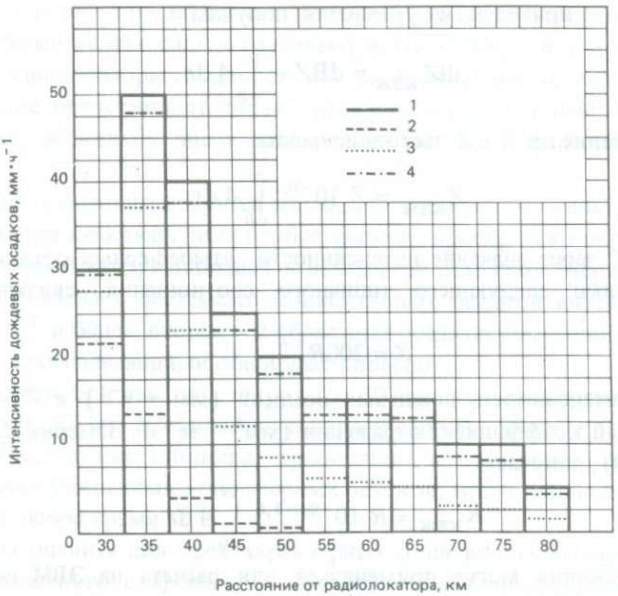


Рис. 4.1. Результаты расчетов затухания для примера с точно установленной интенсивностью атмосферных осадков, типичной для областей с сильной конвекцией [6]. *1* – точно установленные значения интенсивности осадков; *2 – 4* – значения интенсивности осадков, включающие эффект затухания сигналов от трех радиолокаторов: *2* – радиолокатор с длиной волны 3,2 см; *3* – радиолокатор с длиной волны 5,5 см; *4* – радиолокатор с длиной волны 10 см.

и связанные с субтропическими циклонами, обычно формируются в виде зон дождей умеренной интенсивности [9]. Некоторые из этих зон могут включать участки конвективной активности. В качестве типичного примера затухания, связанного с субтропическими циклонами, был выбран случай, описанный в работе [9].

Рис. 4.2 соответствует ситуации, когда каждый радиолокатор просвечивает узкую зону осадков, находящуюся на удалении 45 км и совпадающую с фронтом холодного воздуха. Более низкие значения интенсивности осадков наблюдаются впереди и в тыловой части зоны интенсивного дождя. Отметим, что даже в случае значительно более низкой интенсивности дождевых осадков импульсы от 3,2-см радиолокатора сильно затухают и вторая дождевая зона едва обнаруживается [6]. При использовании 5,5-см радиолокатора на участках второй дождевой зоны погрешность достигает 50%. При использовании 10-см радиолокатора получают очень незначительное затухание.

Затухание, связанное с дождевыми зонами в

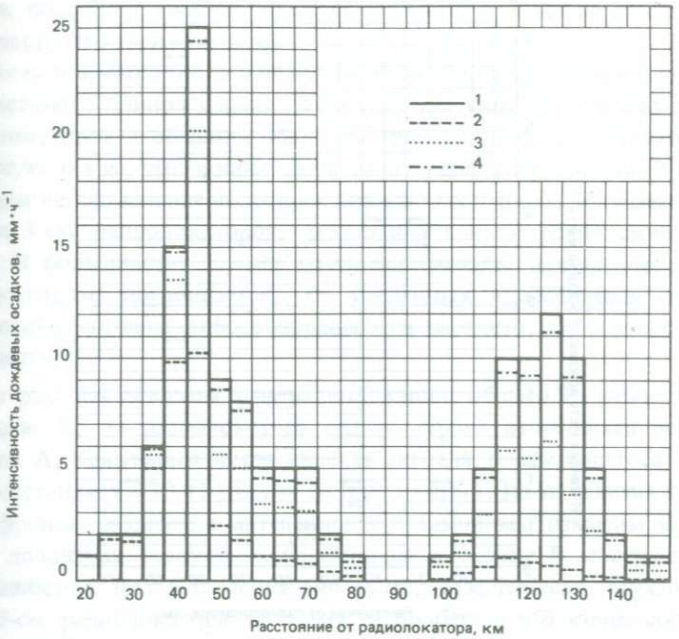


Рис. 4.2. Расчет затухания для примера с точно установленной интенсивностью атмосферных осадков, типичной для дождевой зоны, связанной с фронтом холодного воздуха в области субтропического циклона [6]. *1* – точно установленные значения интенсивности осадков; *2 – 4* – значения интенсивности осадков, включающие эффект затухания сигналов на различных участках дождевой зоны: *2* – радиолокатор с длиной волны 3,2 см; *3* – радиолокатор с длиной волны 5,5 см; *4* – радиолокатор с длиной волны 10 см.

т е п л о м в о з д у х е. Рис. 4.3 иллюстрирует эффекты затухания в теплом воздухе с рядом дождевых зон. Отметим, что, несмотря на незначительную интенсивность осадков, сигналы от 3,2-см радиолокатора сильно затухают. Результаты, получаемые на 5,5-см и, конечно, на 10-см радиолокаторах, являются удовлетворительными.

П о п р а в к а н а з а т у х а н и е, с в я з а н н о е с в т о р ж е н и е м о д и н о ч н о г о о б л а к а. Обработка информации для трех случаев, рассмотренных ранее, может проводиться на основании машинного анализа цифровых данных, записанных на внешнем носителе. Во многих случаях возникает необходимость в рассмотрении характеристик облака, расположенного за обширной областью осадков или за областью интенсивных осадков. Если принять, что облако, вторгшееся в рассматриваемую область, однородно, можно ввести простую поправку. На самом деле такая поправка может быть учтена за 1/2 мин с помощью

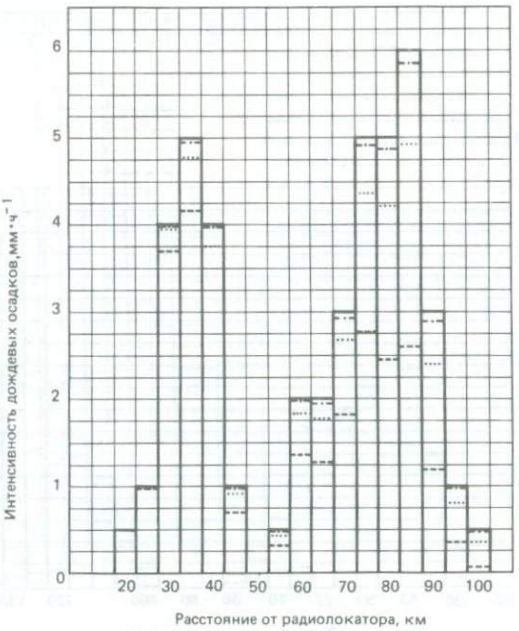


Рис. 4.3. Расчет затухания для примера с точно установленной интенсивностью атмосферных осадков, типичной для дождевых зон в теплом воздухе субтропического циклона [6].

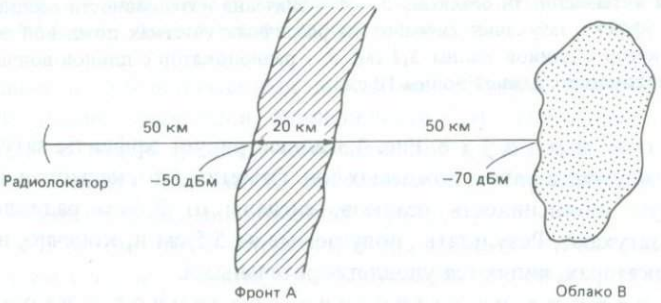


Рис. 4.4. Определение интенсивности дождевых осадков с учетом затухания сигнала в облаке.

ручного калькулятора; этот прием расценивается как обычная оперативная процедура.

Операция достаточно проста, если принять постоянное (или осредненное) значение коэффициента отражения вторгшегося облака. Это значение коэффициента отражения, если его соотнести с размерами

облака, позволяет вводить простую поправку в значение дБZ, характеризующее его тыльную часть.

Такая поправка обычно не нужна, если используется радиолокационная система с длиной волны 10 см и более. Опыт использования 5-см радиолокаторов в областях обширных или интенсивных осадков свидетельствует о том, что с ними связаны большие погрешности. В этой же ситуации использование нескорректированных данных, получаемых с помощью 3-см радиолокаторов, может иметь катастрофические последствия. В большинстве случаев почти все сигналы, излучаемые 3-см радиолокатором, поглощаются; от удаленных атмосферных объектов отраженные сигналы либо возвращаются частично, либо вовсе не возвращаются.

На рис. 4.4 показана цель радиолокации: облако В, наблюдаемое с помощью 5,5-см радиолокатора сквозь фронт вторгшихся дождевых осадков А. Кажущаяся интенсивность сигнала, отражающегося от облака В, составляет –70 (1 дБм = 10 lg Pr (мВт)). Из-за наличия вторгшегося фронта достаточно интенсивных осадков мы измерим интенсивность дождевых осадков, содержащихся в облаке В, с существенной погрешностью. Как было показано ранее, коэффициент затухания волны 5,5-см радиолокатора за время ее пробега в оба конца составляет $A_{\text{дБ}} = DR/130$ (в данном случае $D = 20$ км). Проиллюстрируем методику компенсации возникающих в связи с затуханием погрешностей расчетами. При этом будем пользоваться характеристиками 5,5-см радиолокатора, выражаемыми следующим уравнением:

$$\text{дБ}Z = \text{дБм} + 20\lg_{10} r + 62,51. \qquad (4.22)$$

Подставляя в это уравнение вместо дБм и r параметры, характеризующие фронт А, получим

$$\text{дБ}Z(\text{фронт А}) = -50 + 20\lg_{10} 50 + 62,51,$$
$$\text{дБ}Z = 46,49.$$

Поскольку $\text{дБ}Z = 10\lg_{10} Z$

$$Z = 44565 \text{ мм}^6 \cdot \text{м}^{-3}.$$

Из уравнения (4.20) найдем

$$R = (Z/200)^{0,625},$$
$$R = 29,3 \text{ мм} \cdot \text{ч}^{-1}.$$

Таким образом, коэффициент затухания, связанного с фронтом А, составит

$$A_{\text{дБ}} = DR/130 = (20)(29,3)/130 = 4,51 \text{ дБ}, \qquad (4.23)$$

Кажущийся коэффициент отражения облака В определяется как

$$\text{дБ}Z \text{ (облако В)} = -70 + 20\lg_{10} 120 + 62,51, \qquad (4.24)$$

$$\text{дБ}Z = 34,09,$$

$$Z \text{ (облако В)} = 2564,$$

$$R \text{ (кажущаяся интенсивность осадков для облака В)} = 4,93 \text{ мм} \cdot \text{ч}^{-1}.$$

Вводя в отраженный сигнал от облака В поправку на затухание в пределах фронта А, получим

$$\text{дБ}Z \text{ (истинное значение)} = 34,09 \text{ дБ}Z + 4,93 \text{ дБ} = 39,02 \text{ дБ}Z,$$

$$Z \text{ (истинное значение)} = 7980,$$

$$R \text{ (истинное значение)} = 10 \text{ мм} \cdot \text{ч}^{-1}.$$

Как видим, кажущаяся интенсивность дождевых осадков для облака В составляет 4,93 или 5 мм $\cdot$ ч$^{-1}$, а истинное значение этого параметра 10 мм $\cdot$ ч$^{-1}$. В обычной оперативной ситуации, если используются номограммы, поправка может быть введена менее чем за 1 мин.

Аналогичная ситуация обычно складывается при определении интенсивности дождевых осадков, выпадающих в пределах рассматриваемой территории, с помощью дисплея, отражающего плановое положение признака. Если информация представлена в цифровой форме и записана на внешних носителях, мы имеем возможность использовать ЭВМ для построения итеративных, многоэлементных профилей, таких, какие показаны на рис. 4.1–4.3. Такая многоэлементная корректировка с помощью ручных калькуляторов невозможна, тогда как для одного элемента она может быть проведена просто.

Распространенные типы искажения объекта радиолокации. Выше мы перечислили основные предпосылки, на которых основан вывод уравнения радиолокации Проберта – Джонса. Если величина погрешностей, возникающих в связи с невыполнением этих предпосылок, известна, то их обычно можно компенсировать так, как это делалось в случае затухания (предпосылка ж)).

Предпосылка б), согласно которой принимается, что просвечиваемый радарами объем заполнен рассеивающими частицами, по-видимому, нарушается наиболее часто. На практике объем атмосферы V_m, захватываемый радарами, в большинстве случаев определяется как

$$V_m = \frac{\pi r^2 \theta^2 h}{8} \text{ км}^3. \qquad (4.25)$$

где θ – ширина пучка радиолокатора (рад), h – длина импульса в пространстве (км) и r – расстояние до объекта (км). Рассматриваемый нами средний метеорологический радиолокатор при дальности действия 100 км будет характеризовать объем приблизительно в 3 км^3. Маловероятно предположение о том, что в пределах такого объема атмосферные осадки имеют однородные характеристики. При дальности действия радиолокатора 50 км объем становится равным 0,7 км^3, что ненамного меньше. Возникающие в связи с этим погрешности оценить очень сложно. Радиолокатор будет, конечно, характеризовать усредненное по объему значение коэффициента отражения. Значительный выигрыш в разрешающей способности радиолокатора может быть получен при уменьшении ширины пучка.

В определенной степени похожая ситуация складывается в случае, когда объектом наблюдения являются облака, находящиеся на значительном удалении. В таких случаях мы обычно видим только верхнюю часть области осадков. В основном луч радиолокатора выше исследуемого объекта попадает в область, лишь частично заполненную рассеивающими частицами. В случае когда половина пучка лучей находится выше однородного объекта радиолокации, мы получим значение интенсивности дождевых осадков, заниженное на 3 дБZ или на 35%.

К этому же классу погрешностей относятся несколько меньшие по величине погрешности, упоминавшиеся ранее и связанные со следующим обстоятельством. Вследствие того что пучок лучей радиолокатора имеет некоторую ширину, объект радиолокации, находящийся на некотором удалении, может казаться шире на величину одной ширины пучка.

4.6. Пример использования радиолокаторов для замера параметров атмосферных осадков. *4.6.1. Цели.* Рассмотрим реальный случай, когда с помощью 5,5-см радиолокатора были получены гидрологические данные. Как мы полагаем, метеорологические радиолокаторы этого класса являются типичными. Радиолокатор располагался в юго-восточном углу очень большой территории, покрытой сеткой с размерами ячеек 10 × 10 км. В точке, где находился локатор, сетка была строго ориентирована на север.

Целью проекта являлось получение радиолокационных данных и информации о вертикальном распределении параметров атмосферы для их сопоставления со спутниковой информацией, получаемой для больших территорий. В рассматриваемом примере соответствующий анализ радиолокационных данных обеспечил оценку следующих производных параметров, представленных в виде значений, усредненных по площади каж-

дой ячейки в пределах дальности действия радиолокатора:

а) значения дБZ (логарифмический коэффициент отражения);

б) интенсивности дождевых осадков в единицах мм · ч$^{-1}$;

в) суммарного количества осадков, выпадающих в течение одного часа;

г) суммарного количества осадков, выпадающих за шестичасовой промежуток времени;

д) суммарного содержания воды по вертикали на единицу площади в 1 м^2;

е) высоты по вертикали оси пучка радиолокатора в центре каждого блока сетки.

Кроме того, чтобы представить радиолокационную информацию, получаемую в радиусе действия радиолокатора, в комплексе, особое внимание было сосредоточено на участке, состоящем из 11 × 11 блоков сетки с размерами ячеек 10 × 10 км. Этот участок представляет собой более крупную территорию, покрытую сеткой, состоящей из 1600 блоков. Рассматриваемый участок показан на рис. 4.5; он расположен приблизительно в 100 км к северо-западу от основного радиолокатора. Отметим, что блоки сетки, покрывающей этот участок, ориентированы не строго на север, хотя они составляют подмножество большой системы, ориентированной с помощью радиолокатора строго на север. На прак-

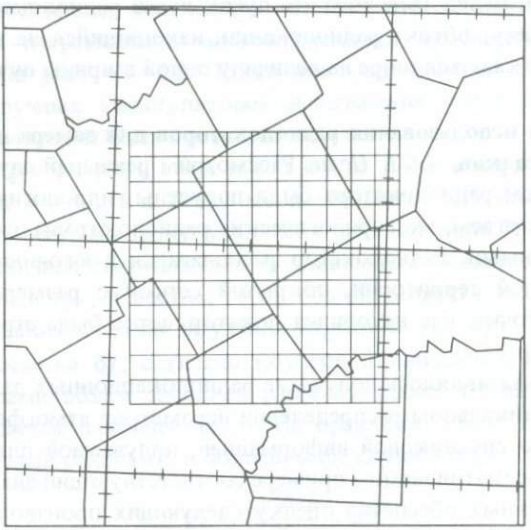


Рис. 4.5. Схема сеточной разбивки участка водораздела, оборудованного измерительной аппаратурой (схематично показаны границы округов).

тике это позволяет одновременно получать данные, относящиеся к обоим рассматриваемым масштабам. Цель изучения и методика расчетов для участка и для области в целом, включающей этот участок, несколько различались. Следует признать, что вследствие кривизны земной поверхности вся большая область не могла быть в равной степени охарактеризована единственным радиолокатором, расположенным в одном из ее углов.

Основное внимание сосредоточим на операциях, необходимых для определения перечисленных выше параметров. Исходя из конкретных характеристик радиолокатора (ширины пучка, частоты повторения импульса, уровня численного обобщения временны́х сигналов на один градус азимута), а также необходимого размера блока пространства, была принята такая последовательность сканирования, которая обеспечила бы получение данных, необходимых для достижения желаемых результатов. Выбранный на основании таких оценок радиолокатор отличался от типичного метеорологического радиолокатора только одним. Ширина пучка этого радара составляла 1,5 ° вместо общепринятых 2 °. Как мы увидим, это внесло изменения лишь в выбор приращения угла наклона радиолокатора.

4.6.2. Последовательность развертки принимаемых антенной сигналов. Полный цикл сканирования проводился каждые 10 мин. Интервал между записями развертки выбирался таким образом, чтобы разрешающая способность по времени сигналов, поступавших от предполагаемых объектов исследований, была удовлетворительной. Последовательность развертки позволяла проводить запись оцифрованных интегральных видеосигналов, принимаемых антенной радиолокатора за один полный оборот при углах наклона 0,5; 2; 3,5 и 5°. Такая последовательность обеспечила возможность проведения качественных замеров вблизи поверхности земли. Помимо этого постепенное увеличение угла наклона антенны исключило наложение систем лучей в вертикальной плоскости. Приращения угла наклона упростили также расчет определенных параметров, изменяющихся с высотой. Хотелось бы сделать одно замечание, относящееся к начальному или наименьшему углу наклона чаши радиолокатора в 0,5 °. Специалисты, использующие радиолокаторы, стремятся к тому, чтобы нижние лучи пучка не касались земли и в то же время проходили в непосредственной близости от ее поверхности. Если бы угол наклона антенны составлял 0°, тогда значительная часть пучка пересекала бы поверхность земли, а затухание происходило бы и при передаче, и при приеме сигналов. Это начальное значение угла наклона, конечно, будет изменяться в зависимости от рельефа и высоты антенны радиолокатора.

Учитывая различные параметры использовавшегося нами радиолокатора, перечисленные выше, можно подсчитать, что при величине временно́го интегрирования, составляющей 15 отраженных сигналов на 1°, а также при частоте повторения импульса, равной 186 импульсам в секунду, максимальная скорость сканирования составляла 2 об/мин. Эта максимальная скорость вращения обусловлена тем обстоятельством, что на каждый градус оборота по азимуту необходимо суммировать 15 отраженных сигналов. Для каждого из четырех отдельных углов наклона антенны полный цикл сканирования занимал 2 мин.

Поскольку начало и окончание записи регулировались специально установленными цифровыми устройствами в момент, когда угол поворота антенны составлял 360°, для изменения угла ее наклона между оборотами был выбран квадрат между 360 и 90°. Рассматриваемая территория, покрытая сеткой, располагалась в северо-западном квадранте. В связи с этим не было необходимости вести запись информации в момент, когда антенна изменяла угол своего наклона. Если необходимо было проводить сканирование 360° азимута при постоянном значении угла наклона, совершались два полных оборота с этим наклоном антенны.

4.6.3. Наблюдения в реальном времени. Как упоминалось выше, цифровой интегральный видеопроцессор, входящий в состав этой радиолокационной установки, позволяет получать изображения планового положения признака в шести оттенках серого цвета, соответствующих пороговым значениям интенсивности атмосферных осадков. Хотя в принципе эти пороговые величины могут принимать любые значения, они были приняты равными значениям, использующимся в рамках Национальной службы погоды США, поскольку между радиолокатором, применявшимся для наших исследований, и двумя радиолокаторами Национальной службы погоды установился тесный обмен информацией. К сведению, шкала интенсивности атмосферных осадков была градуирована следующим образом:

Уровень	1	$< 0{,}1$ дюйм $\cdot$ ч$^{-1}$	Серый цвет
	2	0,1 – 0,5	Белый цвет
	3	0,5 – 1,0	Черный цвет
	4	1,0 – 2,0	Серый цвет
	5	2,0 – 5,0	Белый цвет
	6	$>5{,}0$	Черный цвет

Согласно процедуре обработки поступающей информации, ежечасно должны составляться накладные сетки с указанными для каждой ячейки рассматриваемой области значениями уровней осадков. Это выполня-

лось для обеспечения быстрого ввода этих значений в микрокомпьютер, на котором затем рассчитывался сток в пределах исследуемого водораздела. Быстрый ввод открывает перспективы изменения программного обеспечения ЭВМ с целью совершенствования гидрологического и гидрогеологического моделирования. На практике информация, обрабатываемая на ЭВМ на базе магнитных цифровых записей, утрачивает свою ценность спустя неделю после ее получения.

4.6.4. Цифровая регистрация данных. Цифровой интегральный видеопроцессор обеспечивает запись 8-битовых числовых данных, поступающих на цифровой регистратор с девятью дорожками. Помимо обычной информации, содержащейся в заголовке ленточной записи и включающей сведения о дате и времени замера, азимуте, значении угла наклона антенны и других параметрах общим числом 19, запись включает информацию по каждой выборке в пределах каждого градуса азимута. Таким образом, эти записи содержат заглавную информацию и значения параметров блока пространства по каждому градусу азимута. Информация о блоках пространства регистрируется на расстояниях от 20 до 450 км. По первым 20 км данные не регистрируются, поскольку они искажаются сигналами, отраженными от поверхности земли. Из соображений практического характера возвышенности, незначительно выделяющиеся в рельефе земной поверхности, учитываются в информации, относящейся к объектам, расположенным за пределами 200 км. Из уравнения (4.14) видно, что, хотя для вычислений необходима информация о расстоянии до объекта радиолокации, оцифрованные данные, поступающие на записывающее устройство, не нормированы по пространству. Нормировка являлась желательной процедурой. Если она проводится на базе цифрового интегрального видеопроцессора, в случае необходимости она может быть выполнена на основе пошаговой цифровой обработки данных, поступающих из постоянной памяти (ПЗУ). Если эта процедура выполняется на больших ЭВМ, там существуют другие возможности, позволяющие нормировать отраженные сигналы по пространству. Вместе с тем изображения исследуемого признака в реальном времени нормированы по расстоянию до объекта радиолокации.

На рис. 4.6. показаны блоки пространства, использовавшиеся для ввода в регистрирующее устройство. Заштрихованные участки соответствуют блокам, участвующим в расчетах для одной ячейки сетки при повороте пучка радиолокатора в пространстве. Отметим, что на удалении 115 км от радиолокатора ширина пучка составляла 3 км. Следует помнить, что радиолокационной установкой регистрировались отраженные сигналы, поступавшие от всех объектов, находящихся на

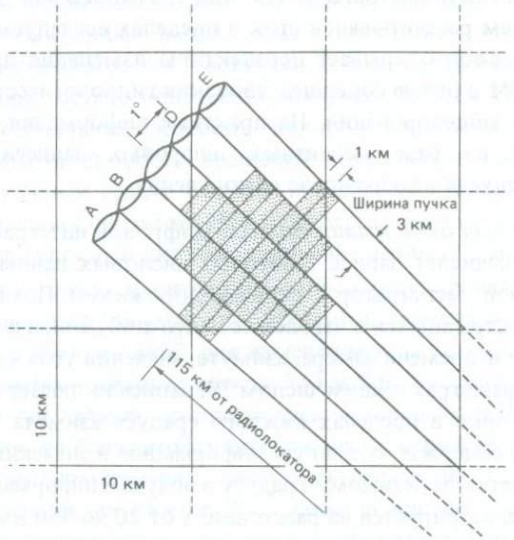


Рис. 4.6. Блоки пространства, содержащие усредненную информацию для определенной области, покрытой сеткой. Блоки захватываются пучком радиолокатора по мере того, как он описывает дугу в пространстве.

расстоянии от 20 до 450 км. Помимо этого машинная программа, предназначенная для обработки магнитных записей, была составлена таким образом, что для расчетов в пределах площади каждой ячейки выбиралась информация о блоках пространства, оси и размеры которых попадали в соответствующую ячейку. Как и предполагалось, информация регистрировалась для каждого градуса поворота радиолокатора. Сказанное иллюстрируется на рисунке системой пучка лучей в положениях A, B, C, D и E.

4.6.5. Калибровка радиолокатора. Особое значение при реализации программ сбора информации такого рода имеет точная калибровка всей радиолокационной системы. Для того чтобы подсчитать постоянную радиолокатора (см. уравнение (4.5)) и окончательное значение дБZ (см. уравнение (4.14)), необходимо знать коэффициент усиления антенны, длину импульса, ширину пучка, рабочую длину волны и выходную мощность передатчика. На основании этих данных может быть составлено уравнение, аналогичное уравнению (4.14). В уравнение (4.14) входит член, дБм, использующийся в последующих расчетах, о которых пойдет речь в следующем разделе. Существует взаимосвязь между единицей вывода, т. е. 8-битовым словом, соответствующим каждому блоку пространства, и значением дБм фиксируемого приемником

сигнала, соответствующего этому машинному слову. Для расчетов должно использоваться уравнение, связывающее эти значения. Рассмотрим процедуру вывода такого уравнения.

Большинство современных радиолокаторов имеют входные отверстия для передачи ослабленных сигналов от источника прямо в блок ввода приемного устройства. Следует помнить о том, что член *Pr* в использующихся нами уравнениях соответствует значению этого параметра, выраженному в милливаттах, на входе в приемник (как правило, логарифмический). Для калибровки обычно применяется процедура, согласно которой на вход приемного устройства подаются пошаговые значения сигнала от источника; такой шаг составляет приблизительно 5 дБм. Начиная с высокого значения входного сигнала, для каждого более низкого уровня сигнала регистрируются три записи (на магнитных лентах). Источник сигналов посылает импульсы с помощью триггера радиолокационной системы. Высвечиваемый входной сигнал замедляется, с тем чтобы были видны пробелы в отраженном сигнале радиолокатора. Обычно антенны устанавливаются на значительной высотной отметке, чтобы исключить какие бы то ни было случайные отраженные сигналы. В ходе этой процедуры передающее устройство работает в режиме автоматической настройки частоты импульсов, в то время как приемное устройство должно работать в нормальном режиме.

На основании машинной распечатки регистрируемых записей для каждого последующего интервала сигнала, составляющего 5 дБм, можно определить среднее значение. Наибольшее значение сигнала передается на начало процедуры, с тем чтобы упростить выявление блоков пространства, поглощающих сигналы источника. При значениях сигнала, близких к уровню помех приемного устройства, такая операция становится затруднительной. Из среднего значения входного сигнала, подсчитанного для каждого шага в диапазоне от –40 до –108 дБм, для каждого блока пространства, захватываемого сигналом источника, мы получаем соответствующее 8-битовое слово. Следует подчеркнуть, что все блоки цифрового интегрального видеопроцессора хорошо работают на уровне помех приемного устройства. Исходя из уровня помех приемного устройства, выведем уравнение регрессии третьего порядка, по которому могут быть рассчитаны значения дБм для каждого выдаваемого на печать выходного уровня. Такое уравнение можно записать следующим образом:

$$\text{дВм} = -118{,}24 + 0{,}3709X + 9{,}751 \times 10^{-4}X^2 + 2{,}317 \times 10^{-6}X^3, \quad (4.26)$$

где X – 8-битовая выходная информация блока цифрового интегрального видеопроцессора, соответствующая каждому блоку пространства в

пределах каждого градуса азимута. Необходимо подчеркнуть, что при проектировании исследовательских программ с использованием этого уравнения необходимо соблюдать осторожность в двух вопросах. Во-первых, нельзя проводить экстраполяцию за пределы значений, заданных в уравнении регрессии, и, во-вторых, в машинной программе все значения X, соответствующие уровню помех приемного устройства или находящиеся ниже этого уровня, обнуляются. Если эти условия не выполняются, для всех участков мы можем получить очень заниженные значения интенсивности дождевых осадков.

4.6.6. Расчеты. Цель настоящего раздела – проиллюстрировать последовательность операций для получения значений искомых параметров, перечисленных выше. Желательно составить машинную программу, которая выявляла бы блоки пространства, попадающие в каждую определенную ячейку сетки, и запоминала бы, что эти блоки относятся к этой определенной ячейке. Значения сигналов, соответствующие блокам, вводятся в уравнение (4.26) (или аналогичное уравнение, отвечающее конкретному радиолокатору, применяющемуся для исследований). По этому уравнению можно определить значение дБм для каждого хранящегося в памяти ЭВМ блока пространства. После этого используют уточненное уравнение (4.22):

$$\text{дВ}Z = \text{дВм} + 20\lg r + 62{,}51. \qquad (4.22)$$

При этом предполагается, что все отраженные сигналы, не нормированные по пространству, нормируются членом 20 lg r. Значение постоянной радиолокатора, 62,51, необходимо увеличить на 2,7 дБ. Этот уточняющий коэффициент вводится в случае, когда используется цифровой интегральный видеопроцессор. С уточняющей поправкой получаем уравнение для подсчета значения дБZ в пределах каждого блока пространства:

$$\text{дВ}Z = \text{дВм} + 20\lg r + 65{,}21. \qquad (4.27)$$

Значение r определяется номером блока пространства. В рассматриваемом нами случае первые 20 блоков не имели номера.

Далее, по значению дБZ можно вычислить значение Z. Напомним, что дБZ $= 10 \lg Z$. Таким образом,

$$Z = 10^{0{,}1\ \text{дВ}Z}. \qquad (4.28)$$

После этого проводится осреднение всех значений Z, рассчитанных для всех блоков пространства, попадающих в каждую ячейку сетки. По известной $Z_{\text{средн}}$ для площади каждой ячейки можно вычислить искомый параметр дБZ. Заметим, что можно провести преобразование линейной функции Z и вместо логарифмического коэффициента дБZ по-

лучить его усредненное значение. В этом случае мы имеем следующее уравнение:

$$\text{дB}Z_{\text{средн}} = 10\lg Z_{\text{средн}}. \tag{4.29}$$

На основании значений $Z_{\text{средн}}$ можно получить второй искомый параметр, интенсивность дождевых осадков в единицах мм · ч$^{-1}$. Подставляя $Z_{\text{средн}}$ в уравнение (4.11), получим следующее уравнение:

$$R = \left[\frac{Z_{\text{средн}}}{200}\right]^{0,625} \text{мм} \cdot \text{ч}^{-1}. \tag{4.30}$$

Для подобных расчетов прежде использовались другие эмпирические уравнения; приведенное же уравнение применяется в рамках Национальной службы погоды США для обработки информации, относящейся к стратифицированному дождевому фронту. Для грозовых ливней используется следующее уравнение:

$$R = \left[\frac{Z}{55}\right]^{0,625} \text{мм} \cdot \text{ч}^{-1}. \tag{4.31}$$

Поскольку полную развертку получают каждые 10 мин, значения интенсивности дождевых осадков, выраженные в единицах мм · ч$^{-1}$, нужно разделить на 6, чтобы получить общее количество осадков, выпавших в течение 10 мин. Последовательно складывая шесть таких значений, получим следующий искомый параметр – суммарное количество осадков, выпавших в течение часа. Продолжая суммирование и складывая шесть значений количества осадков, выпавших в течение часа, получим количество осадков за шестичасовой период (именно шестичасовой период фигурирует в сводках Национальной службы погоды США).

Вычисление следующего искомого параметра, суммарного по вертикали содержания жидкой воды на единицу площади в 1 м^2 (ВСЖ), проводится достаточно просто, если максимальный угол наклона чаши радиолокатора ограничен небольшими значениями и выбраны средние дистанции. В этом случае не вводились поправки на расстояние до блоков пространства, расположенных вдоль поверхности земли. Погрешности при расчете ВСЖ будут малы, если в пределах нормальных дистанций верхние лучи пучка радиолокатора будут проходить выше зоны, в максимальной степени насыщенной жидкой влагой. Человек, склонный к строгим оценкам, может не принять это положение. Однако опыт показывает, что, за исключением случаев, когда объект радиолокации находится на незначительном удалении, ошибки вполне укладываются в диапазон нормальных погрешностей радиолокатора. Процедура определения ВСЖ исключает значительные преобразования систем расчетных се-

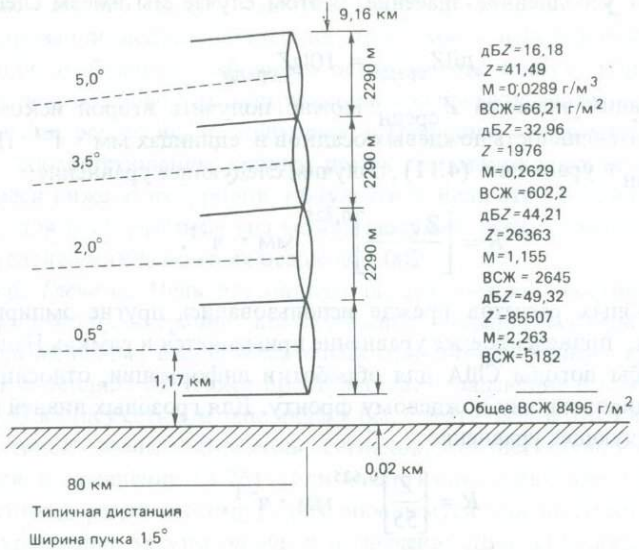


Рис. 4.7. Иллюстрация к расчетам суммарного по вертикали содержания воды на единицу площади в 1 м^2.

ток, а также интерполяцию, если в каждом блоке пространства известны по меньшей мере 12 средних значений этого параметра.

На рис. 4.7 приведены типичные значения ВСЖ для конкретных параметров блоков пространства при определенном азимуте. На рисунке даны также расчетные значения дБZ, Z и M, где M – величина, производная от содержания жидкости и выражаемая в единицах г · м$^{-3}$ [3]. Она описывается следующим уравнением:

$$M = 0{,}00344Z^{0{,}5714} \text{ г} \cdot \text{м}^{-3}. \qquad (4.32)$$

Для описания этого параметра используются и другие уравнения. Некоторые из них приведены в книге Баттана [1].

Диаметр пучка радиолокатора рассчитывается в зависимости от конкретной дистанции радиолокации. В рассматриваемом случае на расстоянии 80 км он составляет 2290 м. Поскольку расчетные значения M относятся к конкретному блоку пространства, его можно умножить на диаметр блока и тем самым получить значение ВСЖ, соответствующее определенному углу наклона радиолокатора. Складывая значения общего содержания воды, рассчитанные для каждого угла наклона, получим суммарную величину ВСЖ, отвечающую конкретной дистанции и азимуту. Эта процедура выполняется в пределах каждого блока простран-

ства, попадающего в определенную ячейку сетки размером 10 x 10 км. Усредненное значение всех этих величин даст следующий искомый параметр – суммарное содержание воды, приходящееся на 1 м^2 земной поверхности (точнее, на 1 м^2 самой нижней поверхности сканирования).

Для расчета последнего искомого параметра – высоты по вертикали оси пучка радиолокатора в центре каждой ячейки – можно использовать несколько уравнений. Они предназначены для определения высоты относительно поверхности земли при условии нормальной преломляющей способности. В рассматриваемом примере мы применяли эмпирическое уравнение, которое было выведено из другого эмпирического уравнения, полученного Хайзером [4]:

$$h = 0{,}9875\, r \sin \alpha + 5{,}741 \times 10^{-5} r^2, \qquad (4.33)$$

где h – высота оси пучка относительно поверхности земли (км), r – дистанция до центра ячейки (км) и α – угол наклона антенны (градусы).

Помимо записи выходной информации, относящейся к каждому блоку пространства, на магнитную ленту осуществляется ее вывод на графопостроитель, в результате чего получают графическое представление сеточной системы, имеющей размер 400 x 400 км в целом.

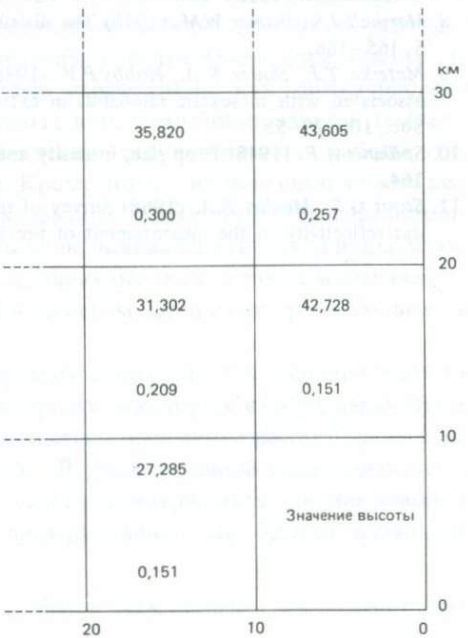


Рис. 4.8. Графическое представление переменных в пределах расчетной сетки.

Часть такого графического изображения, относящаяся к сфере, захватываемой радиолокатором, показана на рис. 4.8. В границах каждого блока приведены значения искомых параметров: в верхней части дБZ и в нижней части высота оси пучка (в километрах).

Литература

1. *Battan L.J.* (1973) Radar Observations of the Atmosphere, rev. edn. Chicago: University of Chicago Press.
2. *Fujiwara M.* (1965) Raindrop-size distribution from individual storms. J. Atmos. Sci., **5**, 585–591.
3. *Greene D.R.* (1971) Numerical techniques for the analysis of digital radar data with applications to meteorology and hydrology, Ph. D. dissertation, Texas A & M Univ., College Station, Texas.
4. *Hiser H.W.* (1970) Radar Meteorology, 2nd edn. Miami: The University of Miami Press.
5. *Huebner G.L.* (1977) Radar meteorology class notes. Texas: Texas A & M Univ., College Station.
6. *Huebner G.L., Leary C.A.* (1982) Radar meteorology class notes. Texas: Texas A & M University, College Station, and Texas Tech. University, Lubbock.
7. *Joss V.J., Waldvogel A.* (1969) Raindrop size distribution and sampling size errors. J. Atmos. Sci., **3**, 566–569.
8. *Marshall J.S., Palmer W.M.* (1948) The distribution of raindrops with size. J. Meteor., **5**, 165–166.
9. *Matejka T.J., Houze R.A., Hobbs P.V.* (1980) Microphysics and dynamics of clouds associated with mesoscale rainbands in extratropical cyclones. Quart. J. Roy. Met. Soc., **106**, 29–55.
10. *Spilhaus A.F.* (1948) Drop size, intensity and radar echo of rain. J. Meteor., **6**, 161–164.
11. *Stout G.E., Mueller E.A.* (1968) Survey of relationships between rainfall rate and radar reflectivity in the measurement of precipitation. J. Appl. Meteor., 7, 465–474.

5. Дистанционные методы определения влажности почв

Т. Шмюгге

5.1. Введение. Телеметрию в целом можно определить как любой неконтактный метод определения параметров. В контексте этой главы мы будем понимать под телеметрией метод определения электромагнитного излучения, отражаемого или испускаемого поверхностью Земли. На основании замеров интенсивности и спектрального распределения этого излучения можно оценить некоторые параметры поверхности. Наиболее известными телеметрическими методами являются методы, работающие в видимой части спектра и в части спектра, близкой к области инфракрасного излучения. Методы этого класса используются в аэрофотосъемке и при исследованиях с метеорологических спутников и спутников серии "Лэндсат".

С начала 60-х годов на базе этих спутников был получен большой объем информации, использующейся при решении задач управления водными ресурсами. Датчики, установленные на борту спутников, работают в видимом и инфракрасном диапазонах спектра. Они предназначены для проведения наблюдений за такими параметрами, как характеристики снежного покрова и поверхностных вод, землепользование и температура земной поверхности. К сожалению, результативность работы этих датчиков зависит от облачности. Кроме того, с их помощью можно вести наблюдения за ограниченным числом гидрологических параметров. Такие параметры, как влажность почв, эквивалент снеговой воды, влажность снега, распределение атмосферных осадков, а также изменчивость режима паводков, не поддаются замерам датчиками, работающими в диапазоне коротких волн.

Микроволновая часть электромагнитного спектра в принципе предоставляет возможность для мониторинга некоторых из этих параметров, в частности одного из них, являющегося предметом рассмотрения в настоящей главе, – влажности почв. В рамках данной главы диапазон с длинами волны от 0,3 до 50 см будет рассматриваться как микроволновая часть спектра. Наиболее информативны для оценки влажности

T. Schmugge, Hydrological Sciences Branch, NASA/Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland 20771.

почв телеметрическими методами только те волны, длина которых превышает 5 см. Место микроволн в электромагнитном спектре показано на рис. 5.1. Если принять во внимание прозрачность атмосферы, приведенную в нижней части этого рисунка, преимущества микроволн по сравнению с волнами иной длины, использующимися в телеметрии, станут очевидными. Излучение от этих волн очень слабо поглощается атмосферой. Следовательно, наблюдения земной поверхности могут проводиться с высоты полета самолетов или спутников с незначительным затемнением атмосферой или вовсе без него.

Электромагнитное излучение, связанное с волнами указанной длины, является наиболее информативным для оценки влажности почв еще и потому, что между диэлектрическими свойствами воды и сухой почвы существует большое различие. Высокое значение диэлектрической постоянной воды обусловлено тем, что постоянный момент электрических диполей молекул воды строго ориентирован. Диэлектрическая постоянная воды для микроволн с низкой частотой равна примерно 80 (для сравнения эта же постоянная в сухой почве составляет 3–5). Следовательно, диэлектрическая постоянная увлажненных почв может достигать

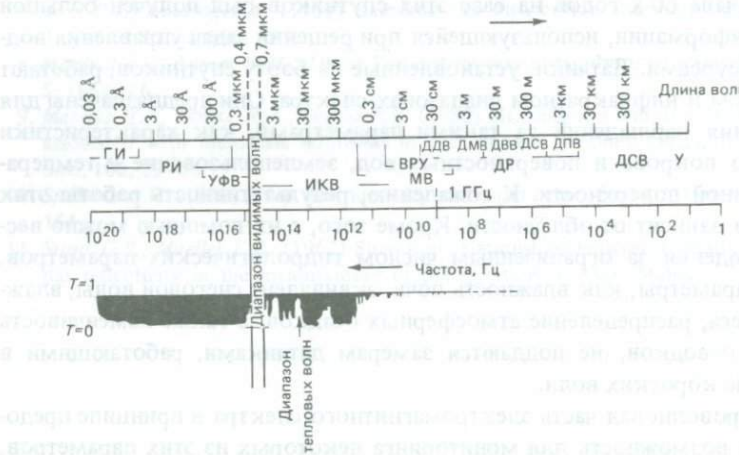


Рис. 5.1. Схема электромагнитного спектра в логарифмическом масштабе. В нижней части рисунка показана прозрачность атмосферы, являющаяся функцией частоты. ГИ – гамма-излучение; РИ – рентгеновское излучение; УФВ – ультрафиолетовые волны; ИКВ – инфракрасные волны; МВ – микроволны; ВРУ – волны радиолокационных установок; ДР – диапазоны радиоволн; ДСВ – диапазон слышимых волн; У – ультразвук; ДДВ – диапазон дециметровых волн; ДМВ – диапазон метровых волн; ДВВ – диапазон высокочастотных волн; ДСВ – диапазон средних волн; ДПВ – диапазон волн с промежуточной частотой. Черным показаны значения коэффициента затухания в атмосфере.

значений 20 и более. С этим связано то обстоятельство, что коэффициент излучения изменяется в диапазоне от 0,95 для сухих почв до 0,6 и менее для увлажненных почв. Соответственно изменяется и величина отражательной способности почв.

В настоящей главе показано, каким образом эта изменчивость диэлектрических свойств почв может улавливаться микроволновыми датчиками и использоваться для наблюдения за режимом влажности почв. Телеметрическая информация фиксировалась датчиками, работающими на базе стационарных вышек, самолетов и спутников. Будут рассмотрены принципы действия двух типов микроволновых датчиков – пассивных и активных. Первые из них – это радиолокаторы, которые замеряют тепловое излучение от поверхности земли в микроволновом диапазоне. Активные датчики – это радиолокаторы, которые вначале передают импульс электромагнитной энергии, а затем замеряют интенсивность отраженного рассеянного сигнала.

5.2. Диэлектрические постоянные. Диэлектрические свойства вещества характеризуются диэлектрической постоянной (k), которая служит мерой реакции вещества на приложенное электрическое поле, в частности электромагнитную волну. Эта реакция делится на два составных элемента. Первый из них определяет характеристики распространения волны, т. е. ее скорость и, следовательно, длину волны при распространении в веществе. Второй элемент определяет энергетические потери или поглощение, происходящее при прохождении волны через вещество. Эти два составных элемента описываются действительной (k') и мнимой (k'') частями комплексной диэлектрической постоянной

$$k = k' + jk'', \tag{5.1}$$

где $j = \sqrt{(-1)}$. Квадратный корень из k определяет коэффициент преломления вещества. Некоторые характерные значения k' и k'' приведены в табл. 5.1, из которой видна разница между значениями k для воды, с одной стороны, и сухих почв и пород – с другой.

Как отмечалось во введении, именно большая разница между значениями k воды и сухой почвы обусловливает при дистанционном изучении влажности почв важную роль методов, основанных на использовании микроволн. В связи с этим есть смысл рассмотреть диэлектрические свойства воды несколько подробнее. Высокое значение k воды связано с тем обстоятельством, что в воде присутствуют полярные молекулы, которые легко поворачиваются вдоль направления приложенного электрического поля. Степень упорядоченности и, следовательно, величина k являются функцией частоты f и температуры T.

Таблица 5.1. Диэлектрические постоянные некоторых веществ

Вещество	Частота, ГГц	k'	k''	ϵ
Вода при 20°С	1	80	4,5	0,36
	20	35	40	0,39
Сухая почва	1,4	2,8	$<\sim 0$	0,94
Увлажненная почва	1,4	19,6	4,8	0,59
Граниты ($\rho = 2{,}6$)	10	4,4	0,03	0,88
Известняки ($\rho = 2{,}6$)	14	8,2 – 8,6	0,02 – 0,04	0,77
Лед (чистый)	–	3,2	$<0{,}01$	

Зависимость k от частоты описывается следующими выражениями:

$$k' = k_\infty + (k_S - k_\infty)/(1 + (\omega\tau)^2) \tag{5.2}$$

и

$$k'' = (\omega\tau)(k_s - k_\infty)/(1 + (\omega\tau)^2) + 4\pi\sigma/\omega, \tag{5.3}$$

где k_s и k_∞ – значения k при низкой и высокой частоте соответственно, τ – время молекулярной релаксации, связанное с эффектами затухания в жидкости, $\omega = 2\pi f$, σ – ионная проводимость воды.

Величины k_s, τ и σ являются функцией температуры и минерализации воды. На рис. 5.2 показаны изменения k' и k'' в зависимости от длины волны в пресной и морской воде при 20°С. Эти уравнения называются формулами релаксации Дебье. В диапазоне волн с длиной от 1 до 10 см значение k' быстро изменяется от k_s при низких частотах до значительно меньшего значения k_∞ при высоких частотах. Значение k' снижается с увеличением температуры потому, что тепловое перемешивание вызывает уменьшение степени упорядоченности диполей. Влияние минерализации, являющееся существенным, например, в морской воде, учитывается в уравнении (5.3), записанном для k'', значением ионной проводимости. С этим эффектом связано значительное увеличение k'' при низких частотах. Вместе с тем на k' минерализация оказывает слабое влияние.

Если вода находится в твердой фазе (в виде льда), поведение ее молекул описывается той же формулой релаксации Дебье, с той лишь существенной разницей, что время релаксации для льда на шесть порядков выше, чем для воды. В связи с этим k' для воды, как видно из рис. 5.2, резко снижается в области гигагерц, тогда как для льда – в диапазоне килогерц. Значение k'' для чистого льда в диапазоне микроволн очень невелико (менее 0,01 при –1°С) и при снижении температуры становится еще меньше.

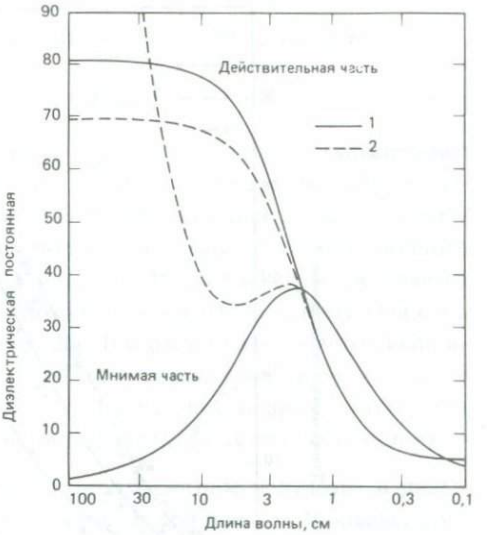


Рис. 5.2. Действительная и мнимая части диэлектрической постоянной для пресной и морской воды при температуре 20°С. *1* – пресная вода; *2* – морская вода.

Таким образом, поведение молекул воды в структуре льда свидетельствует о том, что существует нечто, препятствующее вращательному движению диполей и снижающее диэлектрическую проницаемость льда. Уместным представляется пример тесной связи молекул воды с поверхностью частиц почвы. На самом деле, когда вода попадает в сухую почву, она ненамного повышает диэлектрическую постоянную почв. По мере поступления дополнительного количества воды при достижении некоторого переходного уровня влажности W_t молекулы располагаются на все большем удалении от поверхности частиц и относительно легче могут поворачиваться. Это способствует повышению диэлектрической постоянной почвы.

Поскольку площадь поверхности зерен почвы зависит от ее гранулометрического состава или текстуры, глинистые почвы, имеющие большую площадь поверхности, способны удерживать больше этой прочносвязанной воды, чем песчанистые почвы. Следовательно, точка перехода в глинах соответствует более высокому уровню влажности, чем в песчанистых почвах. Этот эффект иллюстрируется рис. 5.3. На нем для трех типов почв – от песчанистых до тяжелых глинистых – приведены результаты лабораторных измерений диэлектрической постоянной при частоте импульса 1,4 ГГц (длине волны 21 см). Из рисунка видно, что при низких значениях влажности с ее увеличением диэлектрическая постоянная растет медленно, приблизительно на 5% для песков и на 15–20% для глин.

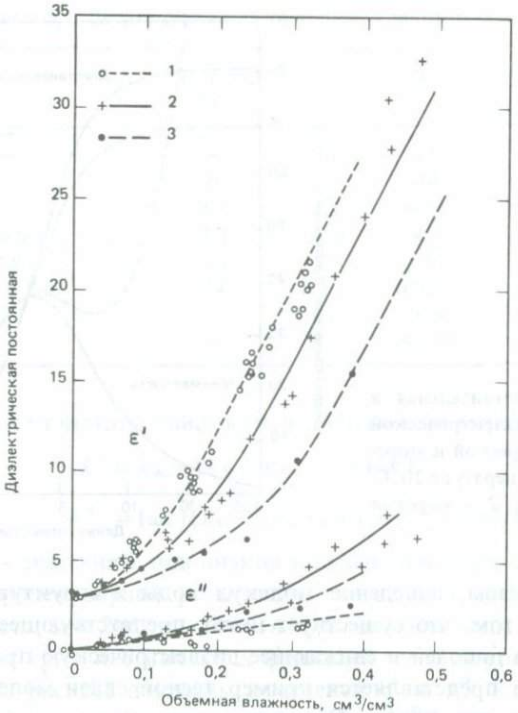


Рис. 5.3. Лабораторные измерения диэлектрических постоянных трех типов почв при частоте 1,4 ГГц. *1* – пески формации Юма, $W_t = 0{,}17$, $\gamma = 0{,}5$; *2* – глины формации Вернон, $W_t = 0{,}28$, $\gamma = 0{,}45$; *3* – глины формации Миллер, $W_t = 0{,}33$, $\gamma = 0{,}30$.

Анализируя результаты подобных измерений для широкого диапазона почв, Ванг и Шмюгге [21] установили, что переходная влажность (W_t) связана линейной зависимостью с предполагаемым значением точки увядания (WP) (под точкой увядания в данном случае понимается влажность почвы при давлении 15 бар). Эта зависимость выглядит следующим образом: $W_t = 0{,}165 + 0{,}49\,\mathrm{WP}$. С использованием этих данных они разработали эмпирическую модель для прогноза диэлектрических свойств увлажненных почв, основанную на простой формуле суммирования диэлектрических постоянных. В модель заложены следующие уравнения:

$$k = W_c k_x + (P - W_c)k_a + (1 - P)k_r,\ W_c \leqslant W_t\ , \tag{5.4}$$

где

$$k_x = k_i + (k_w - k_i)\,\frac{W_c}{W_t}\cdot\gamma\ , \tag{5.5}$$

и

$$k = W_t k_x + (W_c - W_t)k_w + (P - W_c)k_a + (1 - P)k_r,\ W_c > W_t\ , \quad (5.6)$$

где

$$k_x = k_i + (k_w - k_i)\gamma. \quad (5.7)$$

Здесь P – пористость сухой почвы, k_a, k_w, k_r и k_i – соответственно диэлектрические постоянные воздуха, воды, пород и льда, k_x – диэлектрическая постоянная первоначально поглощенной воды и γ – параметр, установленный по экспериментальным данным для более полного согласования зависимостей (5.4) и (5.6). Этот параметр определяется как $\gamma = 0{,}48 - 0{,}57WP$. Кривые, показанные на рис. 5.3, получены с использованием приведенных уравнений. При расчете этих кривых использовались следующие значения различных параметров: $P = 0{,}5$, $k_i = (3{,}2,\ 0{,}1)$, $k_r = (5{,}5,\ 0{,}2)$ и $k_a = (1{,}0)$ (первая цифра соответствует действительной, вторая – мнимой части диэлектрической постоянной).

5.3. Атмосферные эффекты. Электромагнитное излучение в диапазоне микроволн взаимодействует с атмосферой двояко. Во-первых, излучение поглощается в результате перехода молекул атмосферных газов и рассеянных частиц из одного энергетического состояния в другое. Во-вторых, оно поглощается частицами воды в облаках и при выпадении дождевых осадков. При частотах менее 50 ГГц (длине волны свыше ~ 2 см) оба типа взаимодействия становятся довольно слабыми. Из атмосферных газов с микроволновым излучением взаимодействуют в первую очередь водяные пары и кислород. Линиям поглощения водяных паров соответствуют частоты 22,2 ГГц (1,35 см) и 183 ГГц (0,164 см). Линии поглощения кислорода сосредоточены в виде полосы у частоты 60 ГГц (0,50 см); одна линия поглощения прослеживается на частоте 118 ГГц. Эффекты поглощения, связанные с этими двумя газами, можно рассчитать, зная коэффициенты поглощения и плотность газов в атмосфере. Результаты расчетов свидетельствуют о том, что при частотах менее ~ 10 ГГц (длинах волны более 3 см) влияние этих газов пренебрежимо мало: сквозь толщу атмосферы проходит более 99% общего излучения.

Влияние осадков зависит от того, в какой фазе находятся частицы воды в облаке – твердой или жидкой, а также от размеров этих частиц по отношению к длине волны. Электромагнитная волна, попадая на частицу, вызывает движение содержащихся в ней зарядов. Эти изменения в движении будут поглощать какую-то часть энергии волны, а какую-то часть вновь излучать, создавая рассеянное поле. Таким образом, определенная часть энергии падающей волны теряется пучком, рассеиваясь в пространстве, и какая-то часть поглощается частицей. Не вдаваясь в де-

тальное рассмотрение теории рассеяния частицами воды микроволнового излучения, можно сделать несколько замечаний относительно обсуждающихся взаимодействий:

1. Облака, состоящие из кристалликов льда, т. е. перистые облака, оказывают пренебрежимо малое влияние на микроволновое излучение из-за незначительных размеров частиц и низкой диэлектрической постоянной льда.

2. Для недождевых облаков, таких,как слоистые и кучевые облака, слабое поглощение электромагнитных волн соответствует частотам менее ~ 15 ГГц. Поглощающая способность облаков этого типа прямо пропорциональна квадрату частоты.

3. Влияние дождевых облаков, имеющих крупные частицы, становится существенным при частотах свыше 3 ГГц.

Более детально атмосферные эффекты рассматриваются в гл. 5 второй редакции "Справочника телеметрии" [5] и в первом томе книги "Микроволновая телеметрия" [20].

5.4. Радиометрия в сантиметровом диапазоне. Микроволновым радиометром измеряется тепловое излучение от поверхности земли. При этих длинах волн интенсивность наблюдающегося излучения прямо пропорциональна произведению температуры и коэффициента излучения поверхности (аппроксимация Рейли – Джинса). Это произведение обычно называется яркостной температурой (T_B). Значение T_B, замеренное радиометром, находящимся на высоте h относительно поверхности земли, составляет

$$T_B = \tau(rT_{небо} + (1 - r)T_{почва}) + T_{атм}, \qquad (5.8)$$

где r – коэффициент отражения земной поверхности и τ – прозрачность атмосферы. Первый член уравнения отражает яркостную температуру неба, которая зависит от длины волны и атмосферных условий; второй член представляет собой излучение с поверхности почвенного покрова ($1 - r = e$, где e – коэффициент излучения); третий член отражает вклад, который вносит в значение T_B слой атмосферы, расположенный между поверхностью земли и приемным устройством. Такая ситуация схематично изображена на рис. 5.4. Как говорилось в предыдущем разделе, атмосферные эффекты малы при больших длинах волн. Так, например, при частоте 1,42 ГГц $T_{небо}$ составляет 5–6 К. При нормальных атмосферных условиях $T_{небо}$, равная 3 К, является постоянным космическим фоновым излучением.

Замеры этого теплового излучения требуют применения очень чувствительных радиометров такого же класса, как и в радиоастрономии. Они состоят из большой антенны, обычно размером 1 м, расположенной

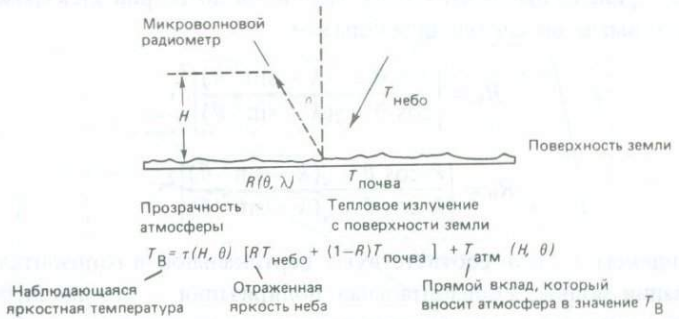


Рис. 5.4. Схема источников излучения в сантиметровом диапазоне, измеряемого радиометром.

на платформе, и очень чувствительного радиоприемника. Размер антенны определяет угловую разрешающую способность радиометра, составляющую приблизительно λ / D, где D – размер антенны. Таким образом, антенна длиной 1 м, излучающая волны длиной 21 см, имеет угловую разрешающую способность, равную примерно четверти радиана, или 12°. Эта зависимость пространственной разрешающей способности от размера антенны – важный фактор, определяющий возможности использования радиометрических систем из космоса. Так, например, разрешающая способность радиометра с частотой излучения 1,4 ГГц и длиной антенны 10 м, функционирующего на спутнике на 500-км орбите, составит 10 км. С разрешающей способностью такого класса можно уловить изменения влажности почв, связанные с системами крупных дождей.

5.4.1. Коэффициент излучения. Коэффициент излучения земной поверхности можно определить на основе закона Кирхгофа, согласно которому коэффициент излучения в условиях теплового равновесия равен коэффициенту поглощения A земной поверхности. Для полуограниченной области при условии, что через нее не происходит передача тепла, из уравнения сохранения энергии получим

$$R + A = 1, \tag{5.9}$$

где R – коэффициент отражения поверхности земли. Таким образом, коэффициент излучения задается следующей зависимостью:

$$e = 1 - R. \tag{5.10}$$

Коэффициент отражения R определяется из соотношений Френеля, описывающих поведение электромагнитной волны на прямолинейной границе двух сред с различной диэлектрической постоянной. Эти соотно-

шения, приведенные в любом из учебников по теории электромагнитного поля, выглядят следующим образом:

$$R_v = \left| \frac{\cos\theta - \sqrt{(k - \sin^2\theta)}}{\cos\theta + \sqrt{(k - \sin^2\theta)}} \right|^2, \tag{5.11}$$

$$R_h = \left| \frac{k\cos\theta - \sqrt{(k - \sin^2\theta)}}{k\cos\theta + \sqrt{(k - \sin^2\theta)}} \right|^2,$$

где индексы v и h соответствуют вертикальной и горизонтальной поляризации волны. Горизонтальная поляризация – это такая поляризация, при которой электрическое поле волны ориентировано параллельно отражающей поверхности и перпендикулярно направлению распространения волн. Вертикальная поляризация – это такая поляризация, при которой электрическое поле имеет компоненту, перпендикулярную поверхности земли. При $\theta = 0^\circ$ эти виды поляризации эквивалентны, и уравнение (5.11) вырождается в уравнение

$$R = \left| \frac{\sqrt{(k-1)}}{\sqrt{(k+1)}} \right|^2. \tag{5.12}$$

Это уравнение применялось для расчета коэффициентов излучения, приведенных в табл. 5.1. На рис. 5.5 показаны графики зависимости коэффициентов отражения и излучения, рассчитанных по уравнениям (5.11) и (5.12) от угла надира θ. Важно отметить различие в свойствах волн с вертикальной и горизонтальной поляризацией. По мере увеличения угла надира вертикальный коэффициент излучения возрастает до 1. Угол, при котором вертикальный коэффициент излучения равен 1, в оптике называется углом Брюстера θ_B. Этот угол определяется зависимостью

$$\operatorname{tg}\theta_B = \sqrt{k}. \tag{5.13}$$

Используя приведенные выше соотношения Френеля и значения диэлектрических постоянных, приведенные на рис. 5.3, можно рассчитать коэффициенты излучения гладких поверхностей почвенного покрова. Результаты расчетов для трех типов почв (см. рис. 5.3) приведены на рис. 5.6. Из рисунка видно, что различие в значениях коэффициента излучения в зависимости от влажности почв велико: они изменяются от 0,9 для сухих почв до 0,5 для увлажненных. Диапазон значений коэффициента излучения для трех типов почв примерно одинаков, однако градиент их изменения в более легких супесчаных почвах выше, чем в тяжелых суглинках. Это вытекает из рассмотренных выше вопросов поведения воды в почвах. Ниже будет рассмотрено влияние, которое

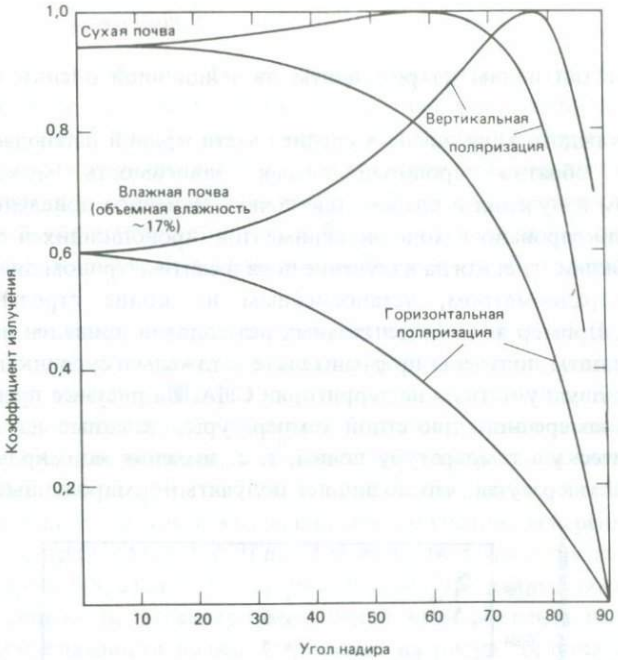


Рис. 5.5. Результаты расчетов коэффициента излучения гладких поверхностей увлажненных и сухих песчанистых почв в зависимости от угла наблюдения.

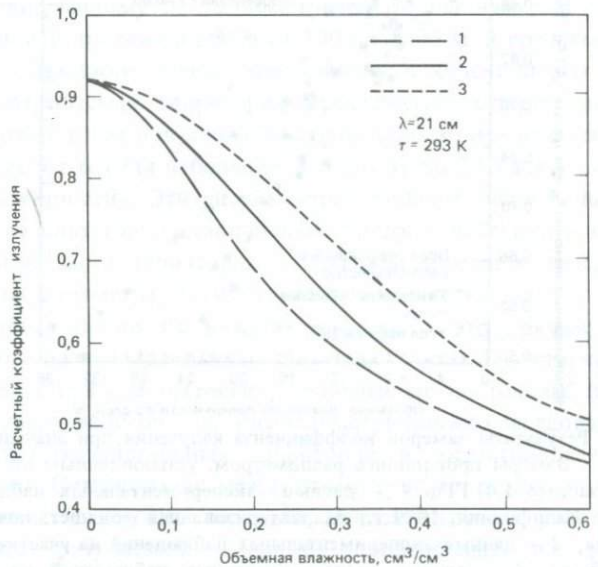


Рис. 5.6. Результаты расчета коэффициента излучения при $\theta = 0^\circ$ для трех типов почв (их диэлектрические постоянные приведены на рис. 5.3). *1* – пески формации Юма; *2* – глины формации Вернон; *3* – глины формации Миллер.

оказывает тип почвы на результаты дистанционной оценки влажности почв.

Для каждого типа почвы в средней части кривой наблюдается почти линейная обратно пропорциональная зависимость между коэффициентом излучения и влажностью почвы. Линейное поведение кривой было зафиксировано в ходе экспериментов, проводившихся с платформы или башни, т. е. когда излучение почв в сантиметровом диапазоне измеряется радиометром, установленным на конце стрелы высотой 10–20 м. Пример экспериментальных результатов приведен на рис. 5.7. Эти результаты получены применительно к тяжелым суглинкам, приуроченным к двум участкам на территории США. На рисунке представлены значения замеренной яркостной температуры, деленные на эффективную физическую температуру почвы, т. е. значения нормированной яркостной температуры, что позволяет получить нормированные значения

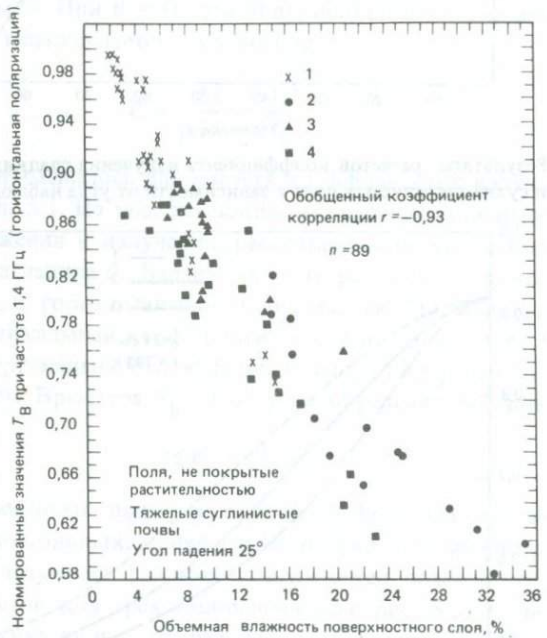
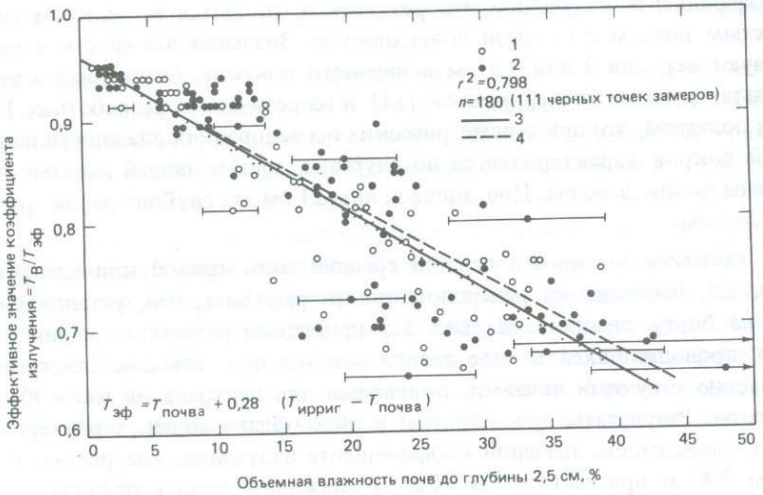


Рис. 5.7. Результаты замеров коэффициента излучения при значении угла надира $\theta = 20^\circ$. Замеры проводились радиометром, установленным на платформе башни, при частоте 1,4 ГГц. *1* – данные экспериментальных наблюдений на участке в шт. Калифорния, 1979 г.; охарактеризованная мощность почвы составляет 0–2,0 см; *2* – данные экспериментальных наблюдений на участке в шт. Мэриленд, 1979 г.; *3* – данные экспериментальных наблюдений на участке в шт. Мэриленд, 1980 г.; *4* – данные экспериментальных наблюдений в шт. Мэриленд, 1981 г.; охарактеризованная мощность почвы равна 0–2,5 см.

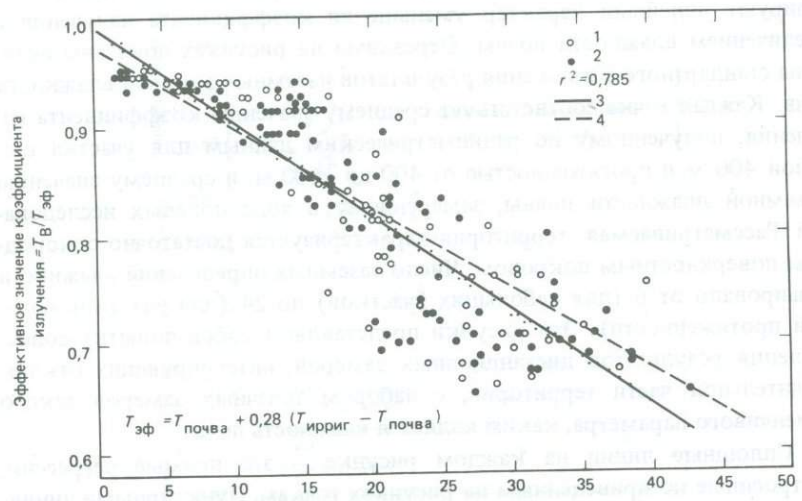
коэффициента излучения. Эти результаты относятся к тяжелым суглинистым почвам с гладкой поверхностью. Значения влажности характеризуют верхние 2 или 2,5 см почвенного покрова. Основываясь на результатах обоих экспериментов [11] и теоретических разработках [14], мы полагаем, что при телеметрических исследованиях влажности почвенный покров характеризуется до глубины, составляющей десятые доли длины волны в почве. При длине волны 21 см эта глубина равна примерно 2–5 см.

Такое же линейное поведение средней части кривой, приведенной на рис. 5.5, наблюдалось микроволновыми радиометрами, установленными на борту самолета. На рис. 5.8 приведены результаты серии замеров, проводившихся в ходе девяти полетов над сельскохозяйственной областью с сухими почвами, типичными для центральной части Южной Дакоты. Результаты представлены в виде облака точек, характеризующего зависимость значений коэффициента излучения, замеренных с высоты 300 м при частоте 1,4 ГГц, от влажности почв в пределах слоев 0–2,5 см (рис. 5.8, *а*) и 0–5 см (рис. 5.8, *б*). Эти данные также демонстрируют линейный характер уменьшения коэффициента излучения с увеличением влажности почвы. Отрезками на рисунках показаны величины стандартного отклонения результатов наземных замеров влажности почв. Каждая точка соответствует среднему значению коэффициента излучения, полученному по радиометрическим данным для участка шириной 400 м и протяженностью от 400 до 1600 м, и среднему значению объемной влажности почвы, замеренному в ходе полевых исследований. Рассматриваемая территория характеризуется достаточно однородным поверхностным покровом. Число наземных определений влажности варьировало от 6 (для небольших участков) до 24 (для участков большей протяженности). Эти рисунки представляют собой попытку сопоставления результатов дистанционных замеров, интегрирующих отклик значительной части территории, с набором точечных замеров такого изменчивого параметра, каким является влажность почв.

Сплошные линии на каждом рисунке – это прямые регрессии, построенные по приведенным на рисунках точкам. Пунктирными линиями показаны прямые регрессии, проведенные по точкам, полученным в другой серии полетов – в ходе телеметрических исследований орошаемых сельскохозяйственных территорий в окрестностях Финикса, шт. Аризона. Согласование между этими результирующими регрессионными прямыми служит весомым доказательством универсальности полученных результатов. Данные, приведенные на рис. 5.8,*б*, свидетельствуют о том, что при значениях объемной влажности в пределах слоя почвы до глубины 5 см, не превышающих 10%, точки факти-



(а)



(б)

Рис. 5.8. Результаты замеров коэффициента излучения при фиксированном значении угла наблюдений. Замеры проводились с самолета на высоте 300 м: *а* – значение влажности характеризует верхние 2,5 см почвенного покрова; *б* – значение влажности характеризует верхние 5 см почвенного покрова. *1* – незасеянные или невспаханные поля; *2* – покрытые растительностью участки (пастбища или поля, засеянные мелкими зерновыми культурами); *3* – прямая регрессии, проведенная по результатам измерений, проводившихся в окрестностях Финикса в 1973–1975 гг.

ческих замеров можно аппроксимировать горизонтальной линией, пересекающей ось коэффициента излучения в точке 0,95. В более сухих грунтах значение коэффициента излучения не увеличивается. Если построить аналогичные графики для почвенного слоя в интервале 0–10 см, этот участок, аппроксимирующийся горизонтальной линией, продлится в сторону более высоких значений влажности. Такая закономерность объясняется профилем влажности почв: в случае если почвы осушаются, поверхностный слой оказывается суше, чем нижележащие слои. На основании полученных данных становится также ясно, что микроволновые датчики характеризуют влажность поверхностного слоя.

Приведенные результаты свидетельствуют о том, что значения коэффициента излучения колеблются в диапазоне от 0,95 (для сухих почв) до 0,65 (для влажных почв). Этот диапазон несколько меньше, чем предполагалось на основании теоретических расчетов (см. рис. 5.6) (в этом случае значения коэффициента излучения варьировали от 0,92 до 0,50). Уменьшение диапазона чувствительности можно отнести за счет наложения некоторых факторов, которые увеличивают излучательную способность земной поверхности. К числу таких факторов относятся растительный покров и шероховатость поверхности земли.

5.4.2. Влияние растительности. Проще всего влияние растительности на излучательную способность почвенного покрова можно оценить, если иначе интерпретировать атмосферные эффекты (см. уравнение (5.8)) – поглощение и повторное излучение. Если рассуждать таким образом, становится очевидным, что растительность может поглощать некоторую часть излучения от поверхности земли и сама излучать его. При достаточно мощном слое растительного покрова может наблюдаться лишь собственное излучение растительности. Используя данные телеметрических измерений со стационарной платформы, проводившихся в 1979–1980 гг. на покрытом растительностью участке, Джексон с соавторами [8] показали, что поглощение растительностью излучения может быть определено количественно как содержание влаги в растительности. Данные 1979 г. были получены в октябре. Они относятся к лугопастбищным угодьям и к полям зрелой кукурузы и сои. В 1980 г. посевы кукурузы имели высоту от 1 м в начале июля до 2,5 м в сентябре; коэффициент проективного покрытия изменялся в диапазоне 2,5–6,2. За этот же период высота посевов сои изменилась от 0,1 до ~ 1 м, а коэффициент проективного покрытия – от 0 до 6,1. В обобщенном виде результаты этих исследований приведены на рис. 5.9. На нем сопоставляются фактические значения влажности почв в пределах верхнего 2,5-см слоя со значениями влажности, рассчитанными на основании замеренного коэффициента микроволнового излучения (e) с использованием следующей модели:

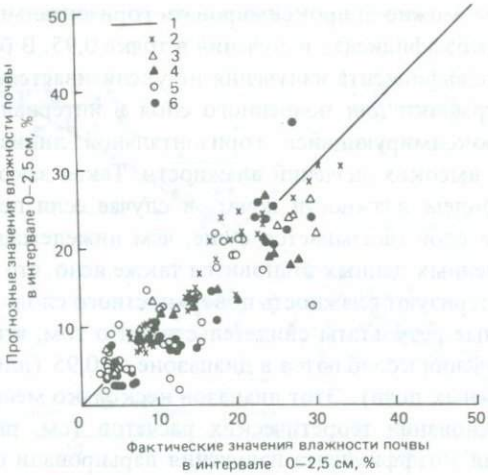


Рис. 5.9. Наблюденные и прогнозные значения влажности почв в пределах верхнего 2,5-см слоя. Расчеты проводились на модели растительного покрова, представленной уравнением (5.14). *1* – наблюденные значения: прогнозные значения; *2* – голые почвы; *3* – низкие травы; *4* – высокие травы (30 см); *5* – кукуруза; *6* – соя.

$$S = 78{,}9 - 78{,}4[1 + (e - 1)\exp(0{,}22W)], \qquad (5.14)$$

где S – объемная влажность слоя и W – содержание влаги в растительности (кг/м^2). Экспоненциальный коэффициент отражает эффекты затухания в пределах растительного покрова. Величина, обратная этому коэффициенту, представляет собой снижение чувствительности коэффициента микроволнового излучения вследствие изменения влажности почв. Значения снижения для различных сельскохозяйственных культур приведены в третьей колонке табл. 5.2. В период когда проводились наблюдения 1979 г., кукуруза и соя перезрели и начали засыхать. Цифры, приведенные в последней колонке таблицы, свидетельствуют о том, что если диапазон изменения излучательной способности не покрытых растительностью почв принять равным 0,4, то подобный диапазон для лугопастбищных угодий составит приблизительно 85–90% от этого значения, в то время как для зрелой кукурузы этот диапазон снизится примерно на две трети по сравнению с диапазоном для голых почв. Диапазон изменения коэффициента излучения зрелой кукурузы является почти предельным для растительности вообще в случае использования радиометра с длиной волны 21 см.

Таблица 5.2. Влияние растительности на коэффициент микроволнового излучения

Сельскохозяйственная культура	W, кг/м^2	$\exp(-0{,}22W)$	Δe*
Трава			
10 см	0,31	0,93	0,37
30 см	0,66	0,86	0,34
Соя			
X. 79 г.	1,25	0,76	0,30
VIII. 80 г.	2,00	0,64	0,26
Кукуруза			
X. 79 г.	1,30	0,75	0,30
VIII. 80 г.	4,50	0,37	0,15

* Δe – диапазон между крайними значениями коэффициента излучения, соответствующими условиям полного осушения и полного насыщения почв. Подобный диапазон для почв, не покрытых растительностью, принимается равным 0,4.

5.4.3. Влияние шероховатости земной поверхности. Результаты, представленные на рис. 5.7, получены для областей с относительно гладкой поверхностью. Полевыми исследованиями, проведенными сотрудниками Техасского университета [10], установлено, что шероховатость земной поверхности увеличивает излучательную способность почв. На рис. 5.10 приведены результаты телеметрических исследований с длиной волны 21 см применительно к трем типам поверхности, которые классифицируются как гладкие, среднешероховатые и шероховатые. Среднеквадратичные отклонения отметок этой поверхности составляют соответственно 0,92; 2,6 и 4,3 см. Черными значками показаны замеренные значения, а светлыми – расчетные значения яркостной температуры для того же профиля. Диапазон значений T_B между условиями полного увлажнения и полного осушения почв уменьшается от 120 К для гладкой поверхности до 80 К для среднешероховатой поверхности и 40 К для шероховатой поверхности.

Количественно это увеличение излучательной способности можно соотнести с увеличением площади поверхности частиц почвы, соприкасающихся с воздухом и, следовательно, способных передавать энергию вверх. Чаудхури и др. [4] показали, что количественно шероховатость земной поверхности увеличивает коэффициент излучения на величину, равную

$$\Delta e = r_0(1 - \exp(-h)), \qquad (5.15)$$

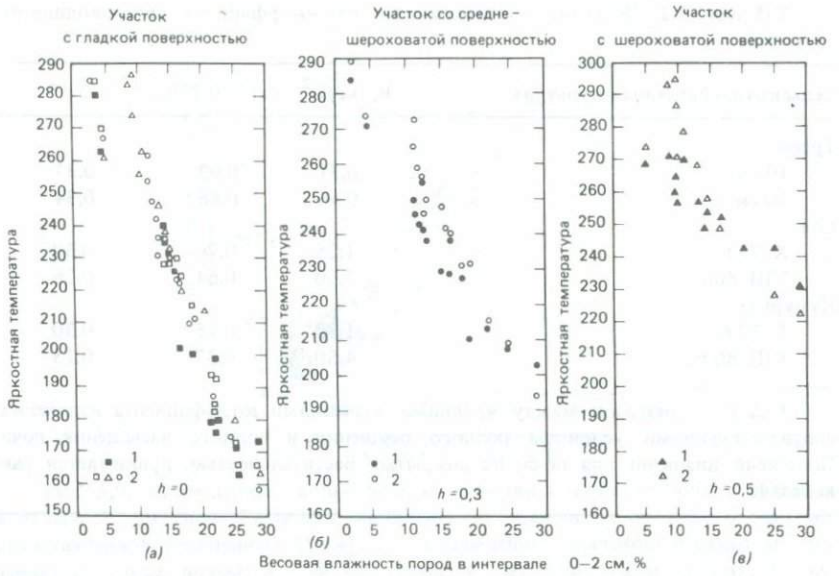


Рис. 5.10. Сопоставление расчетных и замеренных значений T_B при $\lambda = 21$ см, полученных применительно к трем участкам, имеющим различную степень неровности земной поверхности. Замеры выполнялись радиометром, установленным на платформе Техасского университета [10]. *1* – замеренные значения; *2* – расчетные значения.

где r_0 – коэффициент отражения гладкой поверхности; h – эмпирически установленный параметр шероховатости, который прямо пропорционально зависит от среднеквадратичных отклонений отметок поверхности (для гладкой поверхности $h = 0$). Для участков с сухими почвами, где $r_0 \leqslant 0{,}1$, наблюдаемый коэффициент излучения из-за шероховатости земной поверхности будет увеличиваться незначительно, в то время как для участков с увлажненными почвами, где $r_0 = 0{,}4$, это влияние будет соответственно выше. В результате этого, как видно из рис. 5.10, между значениями T_B, полученными для осушенных участков с различной степенью шероховатости поверхности земли, наблюдается незначительное расхождение. При влажности менее 5% большинство значений T_B попадают в диапазон между 270 и 280 К. Вместе с тем при влажности 30% значения T_B, соответствующие участкам с гладкой и шероховатой поверхностью, различаются приблизительно на 60 К. Незаштрихованные значки, показанные на рис. 5.10, соответствуют значениям, рассчитанным с применением модели радиационного переноса. Значения h, учитывавшиеся в этих расчетах, изменялись от 0 для участков с глад-

кой поверхностью земли до 0,5 для участков с шероховатой поверхностью. В целом между замеренными и расчетными значениями T_B установлено хорошее согласование. Это свидетельствует о применимости таких моделей для оценок T_B. По результатам телеметрических исследований, проводившихся с борта самолета на орошаемых сельскохозяйственных территориях в окрестностях Финикса, шт. Аризона, для распаханных участков были получены значения h, изменяющиеся в диапазоне от 0,4 до 0,6. В настоящее время по-прежнему сохраняется необходимость определения h эмпирическим путем. Ни геометрия поверхности почвенного покрова, ни физика рассеяния излучения не известны настолько хорошо, чтобы можно было рассчитывать h с их учетом. Вместе с тем последние работы, проводившиеся в этом направлении, показали, что площадной радиус корреляции значений отметок земной поверхности является еще одним важным ее параметром [16].

5.5. Активное микроволновое воздействие для определения влажности почв. Активный микроволновый датчик или радиолокатор посылает импульс микроволнового излучения и затем измеряет сигнал, отражающийся от поверхности земли так, как показано на рис. 5.11. Интенсивность отраженного сигнала описывается параметром, называемым коэффициентом обратного рассеяния. Достоинство радиолокаторов состоит в том, что энергия принимаемых импульсов в зависимости от угла наклона отраженных волн может быть разделена на энергию отдельных отраженных сигналов, поступающих с различных участков земной поверхности. Таким образом, если радиолокатор находится на борту самолета, можно получить радиолокационное изображение поверхности земли в отраженных рассеянных сигналах.

По аналогии с коэффициентом оптического отражения земной поверхности коэффициент обратного рассеяния σ^0 (сигма нулевая) описывает рассеивающие свойства земной поверхности в направлении источника света. Рассеивание излучения определяется геометрическими параметрами и диэлектрическими свойствами поверхности (или объема) земли, соотнесенными со свойствами волн (длиной волны, поляризацией и углом падения) падающего света. Опираясь на рис. 5.3, напомним, что диэлектрическая постоянная системы почва – вода в значительной степени зависит от влажности почв. Таким образом, в общем случае σ^0 земной поверхности зависит от влажности почв в пределах активного поверхностного слоя, мощность которого определяется свойствами поверхности земли при данной длине волны; эта мощность будет примерно одинаковой при использовании методов активной и пассивной микроволновой телеметрии. Однако σ^0 зависит не только от влажности почв;

этот параметр является также функцией шероховатости поверхности (или объема) земли и растительного или снежного покрова (в случае если почва покрыта растительностью). Изменения σ^0 в зависимости от влажности почв, шероховатости земной поверхности, угла падения, растительного покрова и частоты наблюдений изучались в рамках обширных наземных экспериментов, проводившихся учеными Канзасского университета [17, 18] с применением активной микроволновой системы, работающей в диапазоне 1–18 ГГц и установленной на стационарной платформе. Остановимся на некоторых выводах, основанных на результатах этих исследований.

5.5.1. Угол падения и шероховатость земной поверхности. Зависимость интенсивности обратного рассеяния от шероховатости земной поверхности схематически представлена на рис. 5.11. Гладкие поверхности ведут себя как зеркальные отражатели. Следовательно, при углах падения, близких к нулю, происходит сильное обратное рассеяние. С дру-

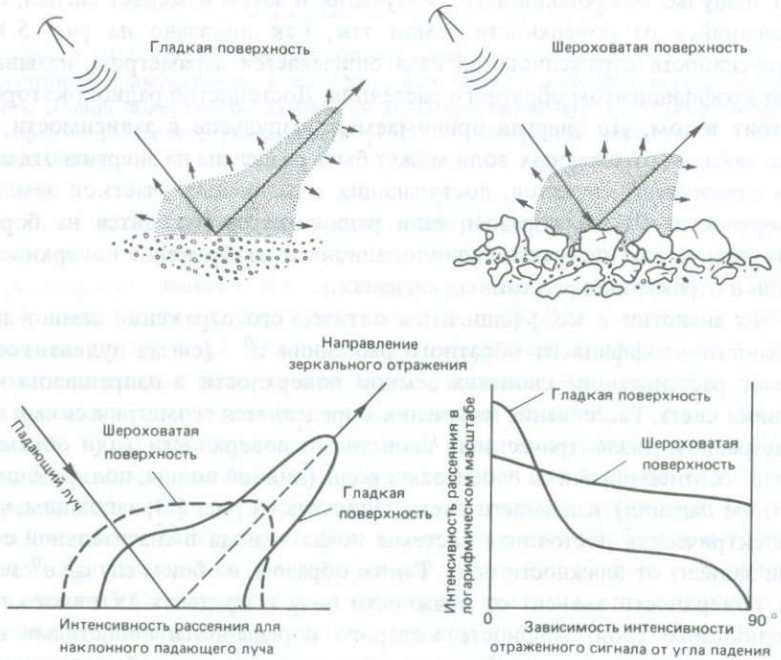


Рис. 5.11. Схема интенсивности поля радиолокатора, иллюстрирующая различную реакцию гладких и шероховатых поверхностей. Радиолокатор измеряет интенсивность отраженного сигнала вдоль направления падающего луча.

гой стороны, шероховатые поверхности ведут себя как изотропные рассеивающие объекты, характеризующиеся минимальной изменчивостью угла отражения. В зависимости от длины волны поверхность почвы может быть отнесена к любому отрезку этого диапазона. Это иллюстрируется графиками зависимости σ^0 от угла падения (рис. 5.12), составленными применительно к пяти участкам, характеризующимся примерно одинаковой влажностью почв, но существенно различной шероховатостью поверхности. При наибольшей длине волны (1,1 ГГц; см. рис. 5.12, *а*) значение σ^0 в пределах относительно более сглаженных участков очень чувствительно к углу падения, близкому к углу надира. Иными словами, такие поверхности ведут себя как зеркальные. Наряду с этим в пределах участков с шероховатой поверхностью σ^0 почти не зависит от угла падения. При значении угла падения, близком к 7°, кривые пересекаются; при этом влияние шероховатости минимальное. По мере уменьшения длины волны (см. рис. 5.12, *б, в*) все участки кажутся более шероховатыми, особенно участки с гладкой поверхностью. В связи с этим точка пересечения пяти кривых смещается в направлении более высоких значений угла наклона. При частоте 4,25 ГГц пересечение происходит при 10°. Это именно то сочетание угла наклона и частоты, при которой отраженный сигнал наиболее информативен относительно влажности почв независимо от шероховатости земной поверхности. На основании этих результатов был установлен следующий набор оптимальных параметров: частота 4–5 ГГц, $\theta = 7 \div 17^\circ$ (по отношению к надиру), падающие и отраженные волны горизонтально поляризованы [17].

5.5.2. Текстура почв. В предыдущих разделах подчеркивалось, что диэлектрические свойства почвы зависят от ее типа или текстуры. Это объяснялось различной площадью поверхности частиц почвы. На рис. 5.6 эта зависимость проявляется в различных углах наклона кривых зависимости коэффициента излучения от влажности почв. Аналогично при активном микроволновом воздействии на поверхность земли будет наблюдаться зависимость угла наклона кривых σ^0 – влажность почвы от ее типа. Это иллюстрируется рисунком 5.13, *а*, на котором для трех различных типов почв приведены линии регрессии, характеризующие зависимость σ^0 от влажности почв [6]. На этом рисунке значения влажности даны в объемных единицах ($г/см^3$). Видно, что кривые, относящиеся к каждому из трех типов почв, имеют различные углы наклона. Если значения влажности нормировать, разделив их на 1/3 критической влажности (полевую влагоемкость), то уклоны кривых для всех трех типов почв станут примерно одинаковыми. Такая же закономерность была установлена в процессе радиометрических исследований [13]. Это означает, что микроволновые датчики скорее характеризуют состояние

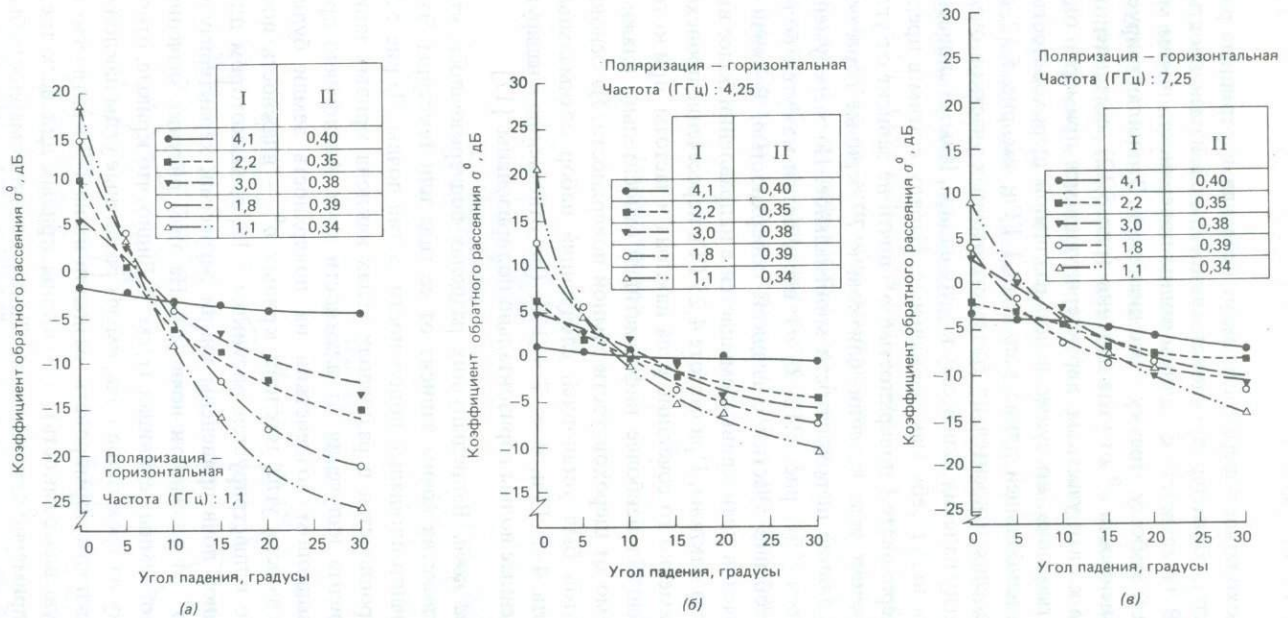


Рис. 5.12. Зависимость коэффициента обратного рассеяния от угла падения для пяти участков, имеющих установленные значения среднеквадратичного отклонения отметок земной поверхности. Эти результаты относятся к увлажненной почве и частоте 1,1 ГГц (*а*), 4,25 ГГц (*б*) и 7,25 ГГц (*в*). I – среднеквадратичное отклонение отметок земной поверхности, см; II – влажность почв (г/см3) в пределах верхнего слоя мощностью 1 см.

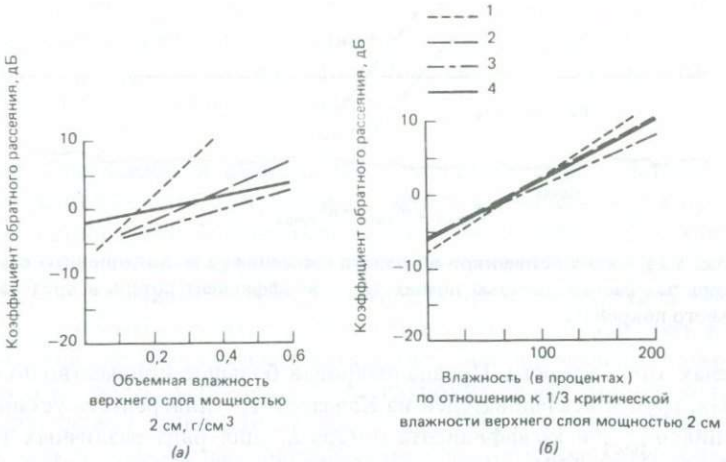


Рис.5.13. Графики линейной регрессии, описывающие зависимость отраженного сигнала радиолокатора от влажности в пределах верхнего слоя мощностью 2 см (частота сигнала 4,625 ГГц, угол падения 10^0, волна горизонтально поляризована). *а*–значения влажности даны в объемных единицах; *б*–значения влажности даны в процентах по отношению к $^1/_3$ критической влажности. Результаты регрессионного анализа основаны на всем объеме информации, полученной для каждого типа текстуры почвы. *1*–супесь; *2*– пылеватый тяжелый суглинок; *3*– алевритистая глина; *4*– обобщенная зависимость для трех типов почв.

воды в почве, а не ее абсолютное количество. Использование критического значения влажности, составляющего 1/3 от полевой влагоемкости, является первым приближением к учету влияния текстуры почвы на базе наших представлений о поведении воды в почвах.

5.5.3. Влияние растительности. Растительность, покрывающая почву, может поглощать и рассеивать какую-то часть микроволнового излучения, поступающего на ее поверхность. Поглощение связано главным образом с водой, содержащейся в растениях. Точный источник рассеяния в настоящее время не установлен. Его выявление является предметом многих исследований, как экспериментальных, так и теоретических. Результаты радиолокационных исследований свидетельствуют о том, что с растительным покровом связаны процессы обратного рассеяния.

Влияние растительности на обратное рассеяние радиолокационного сигнала, выражаемое в единицах $м^2/м^2$, схематически представлено на рис. 5.14. Это влияние может быть оценено через коэффициент обратного рассеяния $\sigma^0_{раст}$ растительного покрова и коэффициент потерь L в

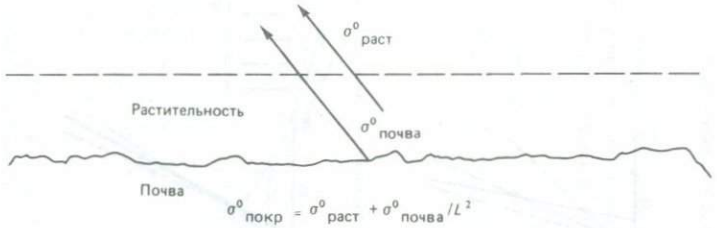


Рис. 5.14. Схема источников обратного рассеяния радиолокационных сигналов на покрытых растительностью почвах (L – коэффициент потерь в пределах растительного покрова).

пределах этого покрова. Проанализировав большое количество полевых данных, группа исследователей из Канзасского университета установила значения $\sigma^0_{раст}$ и коэффициента потерь L для ряда различных типов растительности [20]. Эти результаты представлены на рис. 5.15. Приведенные на рисунке кривые, соответствующие различным видам растений, построены при фиксированных значениях $\sigma^0_{раст}$ и L. Очевидно, что с кукурузой связана наибольшая величина обратного рассеяния. Было установлено, что при низких значениях влажности почвенного покрова (менее 50% полевой влагоемкости) основной вклад в значения

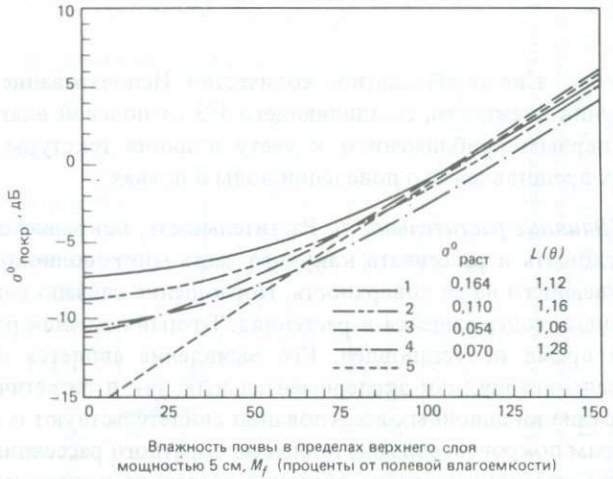


Рис. 5.15. Различия в значениях коэффициента обратного рассеяния в пределах растительного покрова для различных типов сельскохозяйственных культур [19]. Частота 4,5 ГГц, угол падения 10°, поляризация горизонтальная. *1* – кукуруза; *2* – пшеница; *3* – соя; *4* – бор; *5* – почвы, не покрытые растительностью.

$\sigma^0_{\text{покр}}$ вносит $\sigma^0_{\text{раст}}$. Вместе с тем при значениях влажности 50–150% от полевой влагоемкости замеренная величина $\sigma^0_{\text{покр}}$ в основном определяется $\sigma^0_{\text{почва}}$, поскольку поглощение, связанное с растительностью, компенсируется обратным рассеянием.

5.6. Обсуждение и выводы. Как говорилось выше, дистанционные телеметрические методы позволяют оценить влажность почв в пределах поверхностного слоя мощностью около 5 см. Эта глубина невелика по сравнению с глубиной корневой ситемы, достигающей для многих культур 1–2 м. Оценивая влажность почвы в пределах корневой зоны по результатам наземных измерений, первоначально основывались на статистической связи между влажностью поверхности почвенного покрова и влажностью почвы в пределах более глубоких слоев. Примером такого подхода служит работа Бланчарда и др. [3], в которой исследуется связь между влажностью поверхностного слоя и влажностью более глубоких слоев почвы в пределах пастбищ и территорий, засеянных сельскохозяйственными культурами. В работе использовались результаты исследований, проводившихся раз в две недели в течение 75 мес на территории 16 небольших водоразделов вблизи Чикашей, шт. Оклахома. Замеры выполнялись нейтронным датчиком. Коэффициент корреляции между значениями влажности, замеренными в диапазоне от 0 до 23 см, составил 0,8, а между значениями влажности, замеренными в диапазоне от 0 до 1 м, – 0,9. Среднее значение коэффициента корреляции для участков пастбищ равно 0,88, а для территорий, занятых сельскохозяйственными культурами, – 0,84.

Джексоном [7] был предложен метод оценки влажности в пределах верхнего слоя мощностью 1 м по наземным замерам. Этот метод основан на предположении, что в течение суток гидравлический потенциал близок к значению, характерному для состояния равновесия; следовательно, профиль влажности можно рассчитать по замерам влажности поверхностного слоя и известным характеристикам системы почва – вода. Применив для расчета профилей влажности некоторых типов почвы теоретические модели, Джексон получил значения погрешностей оценки влажности в пределах слоя мощностью 1 м при различной мощности поверхностного слоя, для различного времени суток, применительно к условиям инфильтрации и испарения. На основании расчетов был сделан вывод о том, что, если известна влажность верхнего 10-см слоя почвы, влажность в пределах слоя мощностью 1 м может быть рассчитана с допустимой погрешностью. Наименьшие погрешности были получены в случае, когда влажность поверхностного слоя замерялась непосредственно перед рассветом.

Используя аналогичную методику в сочетании с радиометрическими замерами влажности поверхностного слоя, проводившимися с борта самолета, рядом советских исследователей [9] для большой территории были получены оценки количества влаги, содержащегося в верхнем метровом слое почвы до того, как эта территория покрылась растительностью. Эти исследования служат примером использования замеренных значений влажности на поверхности почвы для получения информации о состоянии влаги в пределах корневой зоны. Продолжаются работы, направленные на совершенствование наших представлений о взаимосвязи между условиями увлажнения на поверхности и в пределах корневой зоны в широком диапазоне климатических и агротехнических условий. При этом полностью используются все возможности телеметрических методов, описанные в настоящей главе.

Вместе с тем информацию о влажности почв в пределах поверхностного слоя можно использовать для оценки движения влаги на поверхности почвенного покрова. Эти значения затем могут закладываться в модели водного баланса для расчета вертикального профиля влажности. Бартон на основании модельных расчетов, использующих значения влажности почв, определенные 2,8-см радиометром с борта самолета, оценил величину эвапотранспирации (ET) применительно к лугопастбищным угодьям. Бернард с соавторами [2] сделали то же самое по данным о характере обратного рассеяния радиолокационного сигнала. В последующей публикации этих авторов были приведены результаты проверки предложенной методики на основе данных наземных радиолокационных измерений [12]. Обе исследовательские группы добились значительных успехов в вопросах оценки интенсивности эвапотранспирации.

Важно отдавать себе отчет в том, что телеметрические методы не позволяют проводить замеры влажности почв с такой же точностью и глубинностью, какую могут дать общепринятые полевые методы. Вместе с тем они являются средством проведения повторных измерений увлажненности поверхностного слоя почвы на больших территориях. Эта разновидность информации в прошлом не имела широкого распространения в связи с чем для ее оптимального использования в целях прогнозирования стока потребуется разработка новых моделей, которые были бы приспособлены для обработки этого вида информации.

Более детальные сведения о методах определения влажности почв приведены в недавно опубликованной статье Шмюгге и др. [15]. Кроме того, общее представление о микроволновой телеметрии можно получить из "Справочника по телеметрии", опубликованного Американским фотограмметрическим обществом [5], и из серии книг, озаглавленных "Микроволновая телеметрия" [20].

Литература

1. *Barton I.J.* (1978) A case study comparison of microwave radiometer measurements over bare and vegetated surfaces. J. Geophys. Res., **83**, 3513–3517.
2. *Bernard R., Vauclin M., Vidal-Madjar D.* (1981) Possible use of active microwave remote sensing data for prediction of regional evaporation by numerical simulation of soil water movement in the unsaturated zone. Water Resources Res., **17**, 1603–1610.
3. *Blanchard B.J., McFarland M.J., Schmugge T.J., Rhoades E.* (1981) Estimation of soil moisture with API algorithms and microwave emission. Water Resources Bull., **17**, 767–774.
4. *Choudhury B.J., Schmugge T.J., Newton R.W., Chang A.* (1979) Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. J. Geophys. Res., **84**, 5699–5706.
5. *Colwell R.N.* (ed.) 1983 Manual of Remote Sensing, 2nd edn. Virginia; American Society of Photogrammetry, Falls Church.
6. *Dobson M.C., Ulaby F.* (1981) Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture, and soil texture: Part III – Soil tension. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, **GE-19**, 51–61.
7. *Jackson T.J.* (1980) Profile soil moisture from surface measurements. J. Irrigation and Drainage Division, IR-2, ASCE, pp. 81–92.
8. *Jackson T.J., Schmugge T.J., Wang J. R.* (1982) Passive microwave sensing of soil moisture under vegetation canopies. Water Resources Res., **18**, 1137–1142.
9. *Kondratyev K.Y., Malentyev V.V., Rabinovich Y., Shulgina E.M.* (1977) Passive microwave remote sensing of soil moisture. Proc. of the 11th Int'l. Symp. on Remote Sensing Environment, vol. 2, pp. 1641–1661.
10. *Newton R.W., Rouse J.W.* (1980) Microwave radiometer measurements of moisture content. IEEE Trans. Antennas Propagat., **AP-28**, 680–686.
11. *Newton R.W., Black Q.R., Makanvand S., Blanchard A.J., Jean B.R.* (1982) Soil moisture information and thermal microwave emission. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, **GE-20**, 275–281.
12. *Prevot L., Bernard R., Taconet O., Vidal-Madjar D.* (1984) Evaporation from a bare soil evaluated from a soil water transfer model, using remotely sensed surface soil moisture data. Water Resources Res., **20**, 311–316.
13. *Schmugge T.J.* (1980) Effect of soil texture on the microwave emission from soils. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, **GE-18**, 353–361.
14. *Schmugge T.J., Choudhury B.J.* (1981) A comparison of radiative transfer models for predicting the microwave emission from soils. Radio Science, **16**, 927–938.
15. *Schmugge T.J., Jackson T.J., McKim H.L.* (1980) Survey of methods for soil moisture determination. Water Resources. Res., **16**, 961–979.
16. *Tsang L., Newton R.W.* (1982) Microwave emission from soils with rough surfaces. J. Geophys. Res., **87**, 9017–9024.
17. *Ulaby F.T., Batlivala P.P., Dobson M.C.* (1978) Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture, and soil texture: Part I – Bare soil, IEEE Trans. Geosci. Electron., **GE-16**, 286–295.
18. *Ulaby F.T., Bradley G.A., Dobson M.C.* (1979) Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture, and soil texture: Part II – Vegetation-covered soil. IEEE Trans. Geosci. Electron., **GE-17**, 33–40.
19. *Ulaby F.T., Aslam A., Dobson M.C.* (1982) Effects of vegetation cover on the radar sensitivity to soil moisture. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, **GE-20**, 476–481.

20. *Ulaby F.T., Moore R.K., Fung A. K.* (1982) Microwave remote sensing, volumes I and II. Reading, Massachusetts: Addison Wesley.
21. *Wang J.R., Schmugge T.J.* (1980) An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content. IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing, GE-18, 288–295.

6. Моделирование режима эвапотранспирации в лесных массивах

Д.Д. Хафф, У.Т. Суонк

6.1. Введение. Проблема прогнозирования эвапотранспирации в пределах лесных массивов чрезвычайно актуальна. Особый интерес она представляет при оценке последствий предполагаемых изменений характера землепользования или возможных отклонений климатических условий (связанных, к примеру, с повышением содержания в атмосфере CO_2) для предотвращения нежелательных явлений. Обычно наибольший интерес представляют такие переменные, как речной сток и водоотдача, хотя в некоторых моделях, ориентированных на решение сельскохозяйственных задач, основное внимание уделяется оценкам состояния растений или почвенной влаги. В любом случае (при отсутствии поверхностного стока. – *Ред.*) водоотдача (или влагоемкость почвы) определяется как разница между количеством выпадающих атмосферных осадков и эвапотранспирацией. Следовательно, важной составной частью прогнозирования водоотдачи или влагоемкости является возможность предсказания интенсивности эвапотранспирации в широком диапазоне физических условий. Однако, несмотря на то что к настоящему времени разработан ряд моделей, предназначенных для оценки или расчета эвапотранспирации, достоверность количественных предсказаний или прогнозов изменений эвапотранспирации и соответственно водоотдачи, связанных с изменениями растительного покрова, проверялась лишь на некоторых из них.

Попытки выработки таких прогнозов реализуются в рамках научной дисциплины, называемой лесной гидрологией. Дуглас и Суонк [4] разработали простейшие регрессионные модели для предсказания изменений водоотдачи, связанных с вырубкой леса. Этим методом была установлена связь между относительным уменьшением коэффициента инсоляции в пределах нижнего яруса леса и изменением величины среднегодового поверхностного стока в южной части Аппалачского региона США. Вовлечение в сферу исследований все более сложных объектов

D.D.Huff, Environmental Sciences Division, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee, USA. *W.T. Swank*, Coweeta Hydrologic Laboratory, USDA – Forest, Service, Otto, North Carolina, USA.

предполагает использование упрощенных расчетных моделей. Примером такой модели может служить модель BROOK [6], предназначенная для расчета изменений речного стока в связи с изменением характера растительного покрова. Другими примерами являются модели PROSPER [8] и WATBAL – воднобалансовые модели областей субальпийского типа [20]. Эти две последние модели использовались при реализации обширной 2,5-годичной программы. Работы проводились группами, в состав которых входили административные работники лесного хозяйства и ученые. Эти группы разработали ориентированное на пользователей методическое руководство по оценке влияния лесотехнических мероприятий на водоотдачу и площадное загрязнение [38]. В процессе проводившихся исследований модели применялись для экстраполяции данных, полученных в пределах экспериментальных участков на площади водосборных бассейнов, расположенных в различных районах США. Эти проэкстраполированные данные были использованы для разработки количественного метода оценки изменений эвапотранспирации в зависимости от коэффициента проективного покрытия (КПП) и мощности почвенного покрова (корневой зоны).

Хотя можно отыскать и другие примеры расчетных моделей эвапотранспирации на территории лесных массивов или сельскохозяйственных систем (см., например, работу [30]), настоящая глава посвящена анализу модели PROSPER [8]. Эти вопросы рассматриваются в трех основных направлениях: общая структура модели и ее отдельные элементы, примеры применения модели PROSPER для изучения влияния лесотехнических мероприятий, а также пример моделирования водораздела 13, находящегося в пределах области исследований гидрологической лаборатории Ковита. При создании этой модели использовались данные 15-летних наблюдений в период роста рощи, за которым последовала ее полная вырубка. Модель PROSPER была выбрана по той причине, что в предыдущих исследованиях она применялась для оценки последствий прореживания и вырубки леса [35, 36]. Выбор этой модели был обусловлен также тем, что она позволяет экстраполировать прогнозные решения, полученные ранее на модели гидрологической лаборатории Ковита.

6.2. Структура модели. PROSPER – это одномерная модель, объединяющая атмосферные явления, растительность и почвы путем одновременного решения совместных уравнений энергетического [1)] баланса и массопереноса, в том числе динамики почвенной влаги. Неустановившаяся динамика влаги при расчетах аппроксимировалась как последо-

[1] Здесь и далее речь идет о тепловой энергии. – *Прим. ред.*

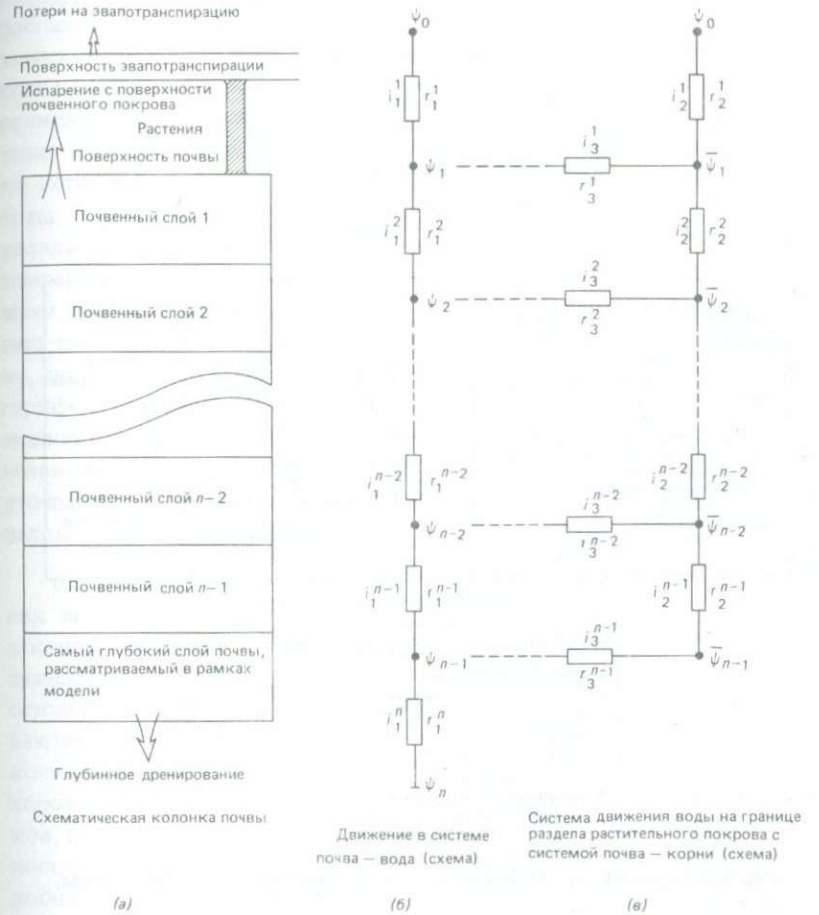


Рис. 6.1. Схема, отражающая аналогию между электрической цепью и физической системой. Обозначения приведены в тексте.

вательность значений плотности потока, характеризующих стационарные условия в пределах различных интервалов времени. Значение влагоемкости уточняется для каждого такого интервала. Автоматизированная цифровая модель включает уравнения, описывающие баланс испарения и движения жидкости на поверхности испарения или транспирации; они составлены по аналогии с уравнениями, описывающими движение тока в электрической цепи. Расчеты выполнялись для суточного цикла, в пределах которого временной шаг выбирался в зависимости от плотности потока. Это позволило задавать постепенные изменения условий увлаж-

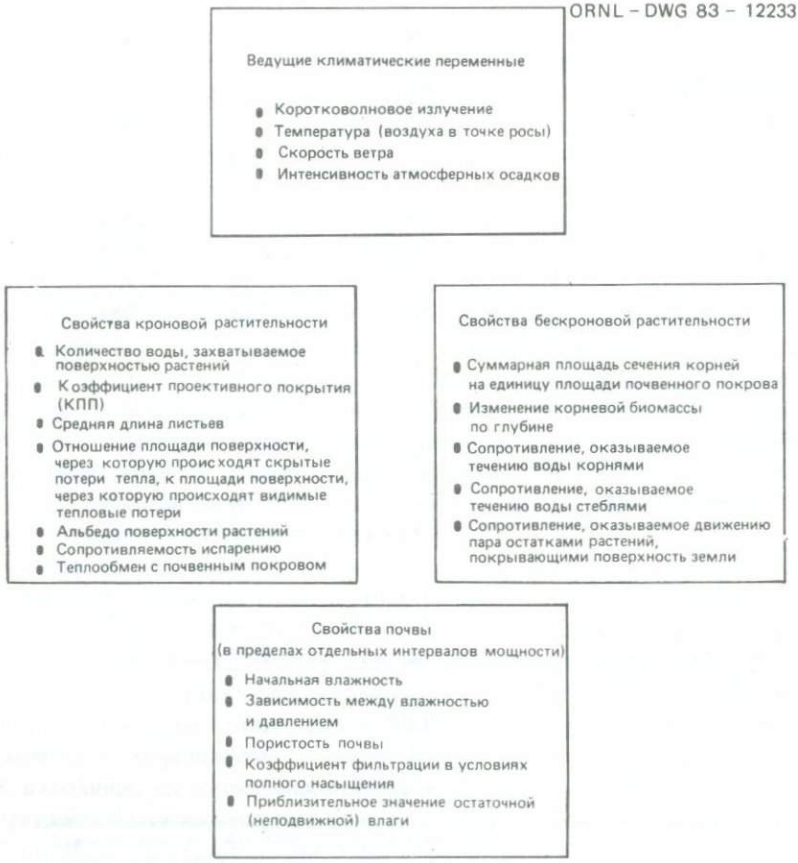


Рис. 6.2. Перечень параметров модели и переменных состояния системы.

ненности и таким образом аппроксимировать полную динамическую модель для воднобалансовых расчетов. На рис. 6.1 приведены разрез натурных условий и электрическая цепь, имитирующая почвенную, растительную и кроновую системы, входящие в обобщенную модель. Условные обозначения приведены в следующем параграфе, где рассматриваются методы решения уравнений, входящих в модель. На рис. 6.2 перечислены параметры и переменные, которые используются в процессе моделирования. Подробно эти параметры описаны Хаффом и др. [15], в связи с чем здесь они рассматриваются кратко.

6.3. Основные элементы модели и принципы, лежащие в ее основе. *6.3.1. Климатические переменные.* Все климатические переменные вво-

дятся в модель после предварительного посуточного суммирования. Наблюденные значения коротковолнового излучения уточняются в зависимости от наклона и экспозиции участка. Эта процедура выполняется на основе теории эквивалентных склонов [34]. Обменом длинноволновым излучением между кроной и атмосферой пренебрегают. Значение среднесуточной температуры в точке росы используется для оценки истинного давления пара в атмосфере по уравнению, взятому из работы [19]. Принимается, что среднесуточная температура воздуха является простым средним от значений максимальной и минимальной температуры, наблюдавшейся в течение суток. На основании этой величины оценивается давление пара в условиях полного насыщения. Пересчет скорости ветра в точке наблюдения на среднее значение для участка, покрытого кроновыми растениями, выполняется с применением логарифмического профиля скорости ветра над кроной и интегральной экспоненциальной функции в пределах лиственного шатра [27]. Значения интенсивности атмосферных осадков в случае необходимости уточняются в зависимости от различий между исследуемым участком в целом и точкой наблюдений.

6.3.2. Свойства кроновой растительности. Принимается, что изменения всех параметров кроновой растительности подчиняются сезонным закономерностям. Иными словами, они характеризуются постоянными значениями в период зимнего угасания жизнедеятельности и в межсезонье и линейными изменениями в период, когда растения покрываются листвой или сбрасывают ее. Эмпирическим путем установлено количество влаги, удерживаемой на поверхности растений. Эти данные хорошо согласуются с натурными наблюдениями за величиной осадков, проникающих через крону в период зимнего угасания жизнедеятельности, в период роста и в среднегодовом разрезе. В случае если для подобных оценок оказывалось недостаточно фактических данных, использовались уравнения регрессии, в частности уравнения, полученные Хелви и Патриком [12]. Значения коэффициента проективного покрытия (КПП) обычно получают по комплексу ограниченных данных полевых наблюдений. В промежутке между замерами значения этого коэффициента определяются приближенно. Общие принципы оценки остальных свойств кроновой растительности изложены Хаффом и др. [15]. Они были разработаны на основе достаточно обширного опыта использования модели для решения конкретных задач.

6.3.3. Свойства бескроновой растительности. Большинство параметров бескроновой растительности оценивается на основе сочетания ограниченного объема фактических данных и опыта предшествующего ис-

пользования модели PROSPER. Работы, проведенные по изучению среднегодового вертикального распределения корневой системы (в частности, данные, полученные Стриффлером [32], Кохендерфером [17], Харрисом и др. [10]), послужили основой для сбора информации и разработки методов оценки распределения биомассы по глубине. Стриффлер [32] и Кохендерфер [17] опубликовали обобщенные данные о среднем количестве корневых отростков на единицу площади в зависимости от глубины. Анализируя эти данные совместно с данными о среднем диаметре корней, можно получить оценки площади сечения корней на единицу площади в зависимости от глубины. Анализируя эти данные совместно с данными о среднем диаметре корней, можно получить оценки площади сечения корней на единицу площади почвенного покрова. Сопротивление, оказываемое движению воды наземной частью растений (стеблями), можно оценить так, как это предлагается в работе [3]. Сопротивление, оказываемое движению водяных паров остатками растений, устилающими поверхность земли, наиболее просто можно установить, используя замеренные или расчетные значения скорости испарения с растительной подстилки и определения, основанные на методе проб и ошибок. Основные принципы такого подхода изложены Муром и Суонком [25], а также Пламондоном и др. [28]. Практика моделирования лесных массивов свидетельствует о том, что на моделях, в которые для расчета сопротивления, оказываемого движению почвенной влаги растениями, закладываются значения коэффициента фильтрации почв в условиях неполного насыщения, можно получить удовлетворительные воднобалансовые оценки транспирации и влажности почв. Эмпирическое подтверждение правомерности подобных подходов получено Федерером [5], Спиттлхаузом и Блеком [31]. Они показали важную роль влажности почв в определении предельных значений потерь на транспирацию. Таким образом, на практике значения сопротивления, оказываемого корнями, пренебрежимо малы. При этом считается, что движение воды в растениях, происходящее под действием градиента напора, определяется иными факторами, в частности значением коэффициента фильтрации почв. Обмен энергией между почвой и растительным покровом может оказывать влияние на эвапотранспирацию. По этой причине в соответствии с работой [39] для оценки этого элемента водного баланса используются среднее значение и функция сезонных изменений энергообмена.

6.3.4. Свойства почвы. Наиболее важными, определяющими факторами, обусловливающими эвапотранспирацию влаги, являются функциональные соотношения между влажностью, давлением (всасыванием) и коэффициентом фильтрации слоев почвы, выделяющихся в разрезе данного участка. Описание территории начинается с определения имеющихся

типов почв и описания разреза почвенного покрова. В пределах каждого горизонта необходимо определить соотношения между влажностью почвы и давлением влаги. В принципе прямые оценки взаимосвязи влажности с коэффициентом фильтрации можно было бы проводить в полевых условиях или на ненарушенных образцах, однако на практике эти соотношения часто устанавливаются, например, с использованием подходов, предложенных Миллингтоном и Куэрком [23], Молемом [26], Грином и Кори [9]. Нами для получения зависимости между коэффициентом фильтрации и влажностью почв использовалась последняя из названных разработок. Опыт свидетельствует о том, что определение в полевых условиях значений максимальной и минимальной в среднегодовом разрезе влажности может явиться хорошим подспорьем при оценке экстремальных точек в зависимости между влажностью и давлением. Принимая, что максимальное значение влажности, которое может наблюдаться в полевых условиях, имеет место при давлении порядка – 10 кПа, а минимальное – при давлении приблизительно –1,5 МПа, можно уточнить общую форму типовой кривой влажности, приблизив ее к реальным условиям. Помимо этого для модели необходима информация о пористости и коэффициенте фильтрации в условиях полного насыщения для каждого рассматриваемого слоя горных пород.

6.4. Решение входящих в модель уравнений. *6.4.1. Поток пара с поверхности эвапотранспирации.* В соответствии с общей схемой работы программы PROSPER расчеты среднесуточной эвапотранспирации начинаются с точки, расположенной выше растительного покрова. При этом используются входные параметры и климатические переменные, информация о которых имеется на начало моделирования. Величина излучения уточняется в зависимости от уклона и экспозиции участка. В дальнейшем эта величина преобразуется в коэффициент отражения и используется для оценки энергообмена, происходящего между растительным покровом и почвой за определенный промежуток времени. Значения переменных во времени параметров рассчитываются на определенную дату. После этого определяется общее количество атмосферных осадков, выпадающих за сутки на растительный покров; оценивается количество влаги, задерживающейся на поверхности растений. Разница между этими двумя параметрами составляет величину проникающих осадков. Для расчета величины испаряемости используется одна из форм записи комбинированного уравнения Монтейта [24] – уравнение, модифицированное Свифтом и др. [35]:

$$F_v = \left\{ \frac{[f(A)+1]\ [R_n - G]\Delta}{[\sigma f(A)+1]C_p\varrho} + [f(A)+1]\ \frac{\varrho_2^* - \varrho_2}{r_a} \right\} \times$$

$$\times \left\{ \frac{r_a + r_x}{r_a} + \frac{[f(A)+1]L_v\Delta}{[\sigma f(A)+1]C_p\varrho} \right\}^{-1}, \qquad (6.1)$$

где Δ – производная давления пара в условиях полного насыщения по температуре, взятая для значения среднесуточной температуры (г × × $см^{-3} \cdot К^{-1}$); C_p – удельная теплота воздуха при постоянном давлении (кал · $г^{-1} \cdot К^{-1}$); ϱ – плотность воздуха, рассчитанная при среднем давлении и фактической влажности (г · $см^{-3}$); L_v – скрытая теплота превращения воды в пар (кал · $г^{-1}$); σ – отношение площади конвекции к площади эвапотранспирации; r_a – сопротивление, оказываемое атмосферой движению пара с поверхности растительного покрова (с · $см^{-1}$); это значение рассчитывается в зависимости от скорости ветра и длины листьев; r_x – сопротивление, оказываемое поверхностью эвапотранспирации выходу водяных паров (с · $см^{-1}$); это значение рассчитывается как функция потенциала воды, содержащейся в растениях; R_n – количество солнечного тепла, поступающего на поверхность эвапотранспирации за определенный промежуток времени (г · кал · $см^{-2}$); G – количество энергии, уходящей из растительного покрова в почву за определенный промежуток времени (г · кал · $см^{-2}$); ϱ_2^* – плотность пара в условиях полного насыщения при среднесуточной температуре (г · $см^{-3}$); ϱ_2 – фактическая плотность пара в атмосфере над растительным покровом (г · $см^{-3}$); $f(A)$ – эффективная площадь растительного покрова (площадь, через которую осуществляется эвапотранспирация) на единицу площади рассматриваемого участка [35].

6.4.2. Количество воды, удерживаемой растениями. Если уравнение (6.1) используется для расчета испаряемости удерживаемой растениями воды, то член уравнения, соответствующий сопротивлению растений (r_x) принимается равным нулю. Если количество удерживаемой воды превышает испаряемость, эвапотранспирация за определенный промежуток времени принимается равной испаряемости, а количество воды, удерживаемой растениями, уменьшается до соответствующего уровня. Если на конец рассматриваемого временного интервала часть воды остается на поверхности листьев, транспирация принимается равной нулю. В случае когда испаряемость превышает количество воды, удерживаемой растениями, вся вода расходуется на испарение, а энергия, идущая на испарение, вычитается из суммарной величины солнечного тепла, поступающего на поверхность земли в течение суток. Величина оставшейся энергии используется в последующих расчетах.

6.4.3. Уравнения баланса для потоков пара и жидкости. На следующем этапе вычислений рассчитывается плотность потока пара с поверх-

ности растительного покрова. Эти расчеты выполняются на основании балансового уравнения, связывающего поток пара с поверхности растительного покрова с плотностью потока воды, движущейся из почвы по растениям к кроне. На следующем расчетном шаге анализируется перераспределение почвенной влаги между отдельными слоями почвы. Несмотря на то что версия программы PROSPER, использовавшаяся для моделирования водораздела 13 (результаты моделирования опубликованы гидрологической лабораторией Ковита; см. конец настоящей главы), основана на использовании уравнений, записанных для частного случая, когда корни занимают лишь два верхних слоя почвы, здесь мы приведем описание общего варианта расчетного метода.

Как следует из рис. 6.1, *б* и *в*, существуют три общих основополагающих уравнения, описывающие приток воды к корневой системе и движение ее в ней в пределах k-го слоя:

$$i_3^k r_3^k = \Psi_k - \bar{\Psi}_k, \qquad i_3^k \geq 0, \tag{6.2}$$

$$i_2^k r_2^k = \bar{\Psi}_k - \bar{\Psi}_{k-1}, \quad i_2^k \geq 0, \tag{6.3}$$

$$i_2^{k+1} + i_3^k = i_2^k, \tag{6.4}$$

где i_j^k — поток воды, L/T; r_j^k — сопротивление, оказываемое потоку, $1/T$; Ψ_k — потенциал почвенной воды, L; $\bar{\Psi}_k$ — потенциал влаги, содержащейся в растениях, L; k — номер рассматриваемого слоя; j — внутренняя граница раздела в пределах корневой зоны ($j = 2$) или граница раздела корни – почва ($j = 3$).

Уравнения (6.2) и (6.3) устанавливают, что расход потока между двумя точками прямо пропорционален разности потенциалов и обратно пропорционален сопротивлению. Третье уравнение (6.4) обеспечивает условие равенства в точке притока и оттока. Иными словами, в пределах корневой системы не происходит изменения емкости. Если эти три уравнения объединить и записать для обобщенного случая, когда в пределах слоя находится N корневых отростков (эта процедура позволяет избавиться от потенциала влаги, содержащейся в растениях), получим следующую систему уравнений:

$$RI = \Psi, \tag{6.5}$$

где

$$R = \begin{bmatrix} (r_2^1 + r_3^1) & -r_3^1 & 0 & 0 \ldots & 0 & 0 \\ -r_3^1 & (r_2^2 + r_3^1 + r_3^2) & -r_3^2 & 0 \ldots & 0 & 0 \\ 0 & -r_3^2 & (r_2^3 + r_3^2 + r_3^3) & -r_3^3 \ldots & 0 & 0 \\ . & 0 & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . & . \\ 0 & 0 & 0 & 0 & -r_3^{n-1} & (r_2^n + r_2^{n-1} + r_3^n) \end{bmatrix},$$

$$I^T = \left[i_2^1 i_2^2 i_2^3 \ldots i_2^n \right],$$

$$\Psi^T = \left[(\Psi_1 - \Psi_0)\ (\Psi_2 - \Psi_1) \ldots (\Psi_n - \Psi_{n-1}) \right].$$

Элементы матрицы, расположенные ниже диагонали, можно отбросить; в результате получим следующую систему уравнений:

$$DI = M, \tag{6.6}$$

где

$$D = \begin{bmatrix} d_1 & -r_3^1 & 0 & 0 & 0 \ldots & 0 & 0 \\ 0 & d_2 & -r_3^2 & 0 & . & . & . \\ 0 & 0 & d_3 & -r_3^3 & . & . & . \\ . & . & . & . & . & . & . \\ . & . & . & . & . & d_{n-1} & -r_3^{n-1} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & d_n \end{bmatrix},$$

$$M^T = \left[m_1,\ m_2 \ldots m_n \right],$$

и

$$d_1 = r_2^1 + r_3^1, \tag{6.7}$$

$$d_n = r_2^n + r_3^n + r_3^{n-1} - (r_3^{n-1})^2 / d_{n-1}, \tag{6.8}$$

$$m_1 = \Psi_1 - \Psi_0, \tag{6.9}$$

$$m_n = \Psi_n - \Psi_{n-1} + (r_3^{n-1} m_{n-1}) / d_{n-1}; \tag{6.10}$$

таким образом,

$$i_2^n = m_n / d_n, \tag{6.11}$$

$$i_2^{n-1} = (m_n + r_3^{n-1} i_2^n) / d_{n-1}, \tag{6.12}$$

$$i_2^1 = (m_1 + r_3^1 i_2^2) / d_1. \tag{6.13}$$

6.4.4. Извлечение влаги корнями растений и перераспределение почвенной воды. Уравнения (6.11) – (6.13) решаются последовательно, начиная с самого глубокого слоя, содержащего корни, и кончая приповерх-

ностным слоем. После определения значения ψ_0, отражающего баланс между притоком на поверхность эвапотранспирации воды и потерями пара с этой поверхности, значения расхода, определенные по уравнениям (6.11) – (6.13), используются для расчета водообмена между почвой и корневой системой в пределах каждого слоя. Затем эта информация вместе с результатами расчета перераспределения влаги между слоями используется для уточнения количества содержащейся в почве влаги и начинаются расчеты на следующем временно́м шаге.

Перераспределение воды между слоями в пределах почвенного покрова зависит от общего перепада потенциалов влаги между слоями и коэффициента фильтрации, определяющего фильтрацию. Общий потенциал влаги в границах слоя (ψ_k) заданной мощности (d_k) определяется как сумма потенциала влаги в почве и гравитационного потенциала. Потенциал влаги в почве задается как функция влажности слоя, а гравитационный потенциал – как функция расстояния между поверхностью почвенного покрова и точкой в центре рассматриваемого слоя. Фильтрационное сопротивление между слоями определяется геометрическим средним значением коэффициента фильтрации и описывается следующей зависимостью:

$$r_{s(k,\,k-1)} = (d_k/2K_k) + (d_{k-1}/2K_{k-1}), \qquad (6.14)$$

где $r_{s(k,\,k-1)}$ – сопротивление движению воды между соседними слоями почвы (k и $k-1$), d – мощность слоя почвы, K – коэффициент фильтрации соответствующего слоя почвы, k и $k-1$ – индексы соседних слоев почвы.

Таким образом, расход между соседними слоями почвы определяется как

$$i_1^{k,\,k-1} = \frac{\Psi_k - \Psi_{k-1}}{r_{s(k,\,k-1)}}. \qquad (6.15)$$

Поскольку и потенциал влаги в почве, и коэффициент фильтрации являются функциями влажности, расход между слоями определяется влажностью на начало временно́го шага. Если значения расхода велики, для снижения ошибок вычислений и неустойчивости вычислительной схемы временны́е шаги сокращаются. Значения временны́х шагов зависят от общих условий увлажненности системы. Временные шаги задаются малыми в том случае, когда происходит выпадение дождевых осадков или осушение почвы. По мере снижения влажности и уменьшения плотности потока временны́е шаги возрастают, достигая наибольшего значения, равного 24 ч. Если влажность некоторого слоя почвы на конец расчетного шага превышает количество влаги, которое он может вместить в условиях полного насыщения, излишек воды при-

писывается за счет латерального потока и выносится из системы. Если значение инфильтрации принимается равным величине проникающих осадков, в расчетах участвует верхний слой почвы. Баланс влаги подытоживается ежесуточно, для каждых 24 ч (считая от полуночи). Отток воды через нижний слой почвенного покрова определяется коэффициентом фильтрации; при этом принимается, что градиент потенциала обусловливается силой гравитации. Это допущение равносильно предпосылке о постоянстве влажности по глубине в пределах нижнего слоя почвы и нижележащих пород.

Следует отметить, что сопротивление, оказываемое движению водянях паров атмосферой и растительностью, является динамической функцией внешних условий. Сопротивление, оказываемое пограничным слоем атмосферы, определяется как

$$r_a = 3{,}3\ l^{0.3}/\sqrt{v}, \tag{6.16}$$

где r_a – сопротивление пограничного слоя ($с \cdot см^{-1}$), l – средняя длина листьев (см) и v – скорость ветра ($см \cdot с^{-1}$). Сопротивление, оказываемое растительностью, определяется как

$$r_x = r_0 + (r_c - r_0)\exp\,[h(\Psi_c - \Psi_0)], \quad 0 > \bar{\Psi}_0 > \bar{\Psi}_c, \tag{6.17}$$

$$r_x = r_c \qquad\qquad \bar{\Psi}_0 < \bar{\Psi}_c$$

где r_x – сопротивление, оказываемое растительностью движению водяных паров ($с \cdot см^{-1}$), r_0 – минимальное диффузионное сопротивление поверхности ($с \cdot см^{-1}$), r_c – максимальное диффузионное сопротивление поверхности ($с \cdot см^{-1}$), h – эмпирический параметр, $\bar{\psi}_c$ – потенциал влаги на поверхности, за которым сопротивление поверхности становится максимальным (бары), $\bar{\psi}_0$ – потенциал влаги на внешней стороне поверхности (бары). Расчеты потерь энергии за определенный промежуток времени из растительного покрова в почву проводятся по формуле

$$G = G_m + G_v{*}\sin\,[2\pi(t - 81)/365], \tag{6.18}$$

где G – потери энергии за определенный промежуток времени ($г \cdot кал \times$ $\times см^{-2}$), G_m – среднегодовое значение потерь энергии ($г \cdot кал \cdot см^{-2}$), G_v – максимальная или минимальная (абсолютная) годовая амплитуда потерь энергии ($г \cdot кал \cdot см^{-2}$), t – дата на расчетный момент времени по юлианскому календарю.

6.5. Применение модели в лесном хозяйстве. На модели PROSPER выполнялись прогнозные расчеты эвапотранспирации в различных условиях. Результаты одного из первых исследований были опубликованы

Свифтом и др. [35] . Они установили, что эта модель позволяет достаточно точно воспроизводить влияние, оказываемое вырубкой лесов на среднегодовую величину водоотдачи в течение первого года. На основании проводившихся сотрудниками гидрологической лаборатории Ковита исследований увлажненности почв в условиях вырубки и прорастания молодого леса [33] получено уравнение движения пара (6.1) . Применение модели PROSPER для имитации состояния увлажненности в условиях вырубки и прорастания леса (от смешанных лесов, состоящих из деревьев с твердой древесиной, до сосновых лесов) позволило получить количественные результаты, которые хорошо согласуются с данными полевых наблюдений, а также количественно оценить изменения характеристик водораздела, обсуждавшиеся другими авторами [21] . В опубликованной позже работе Селлерс и Локвуд [29] привели результаты, полученные на модели, аналогичной PROSPER, однако менее детальной. Эти и вышеупомянутые результаты во многом совпали. Кроме того, была показана значительная роль задержания осадков на поверхности растений в общем водном балансе.

В сравнительно недавно опубликованной работе [36] описаны исследования, проводившиеся на модели PROSPER. Это издание по сути дела ориентировано на пользователей методическим руководством по оценке последствий площадного загрязнения, связанного с лесотехническими мероприятиями [38] . Одним из аспектов работы являлась разработка общей региональной методики по оценке изменений водоотдачи в связи с лесотехническими мероприятиями. Основным принципом этого подхода является использование ограниченного объема экспериментальных данных, дополняемых результатами калибровки параметров модели, для получения упрощенных соотношений между свойствами системы и водоотдачей. Для достижения цели калибровка модели PROSPER выполнялась на материалах, полученных по нескольким водоразделам, полностью покрытым лесом (рассматриваемые водоразделы располагались в различных районах США) . После калибровки модели на ней проводились прогнозные расчеты изменений водоотдачи в течение первого года. Результаты расчетов затем сопоставлялись с экспериментальными данными. В табл. 6.1 представлены некоторые результаты, полученные в ходе этих исследований. В общем случае при параметризации модели невозможно учесть все изменения условий, связанные с вырубкой леса. Вследствие этого данные табл. 6.1 являются лишь приближенными показателями эксплуатационных характеристик модели. При моделировании изменений, происходящих в системе в связи с вырубкой леса, выбирались годы с примерно одинаковым среднегодовым количеством атмосферных осадков. Однако при этом учитывались

Таблица 6.1. Приближенное сопоставление модельных и фактических изменений водоотдачи в связи с вырубкой леса на территории залесенных бассейнов

Местонахождение участка	Изменения водоотдачи, см		Ссылка
	модельные	наблюденные	
Хаббард-Брук	20,8	29,2	[14]
Лединг-Ридж	33,1	28–31	[21]
Уайт-Холл	50–67	28,0	Хьюлетт, устное сообщение
Участок Ковита, водораздел 28	16,0	15,8	[13]
Ферноу	21,0	20,0	[18]
Нидл-Бранч	58,0	50,3	Харр, устное сообщение

различия в других климатических переменных. Если имелись данные замеров КПП и другая информация, они использовались в процессе моделирования. В ряде случаев привлекались субъективные оценки специалистов, непосредственно работающих на участке исследований. Поскольку результаты моделирования очень чувствительны к значениям КПП, табл. 6.1 составлена таким образом, чтобы сложилось представление о неопределенности параметров. На основании этих и других результатов, относящихся к другим бассейнам, был сделан вывод о том, что результаты вычислений на модели PROSPER, касающиеся изменений водоотдачи в зависимости от различных значений КПП, могут использоваться для экстраполяции полевых данных на промежуточные ситуации, когда проводится прореживание или частичная вырубка леса [16].

Результатом исследований Трондла и его сотрудников явилась разработка региональных индикаторов, позволяющих прогнозировать изменения водоотдачи в зависимости от интенсивности выпадающих атмосферных осадков, уровня эвапотранспирации, КПП и относительной глубины корневой зоны, т. е. параметров, которые оказывают влияние на запасы почвенной влаги. Эти результаты представляют особый интерес потому, что они служат примером совместного использования результатов имитационного моделирования и полевых замеров для создания простой методики прогнозирования изменений эвапотранспирации по ограниченному числу замеряемых параметров. Для более детального ознакомления с этой методикой читатели могут обратиться к работам [36, 38].

6.6. Применение модели PROSPER в условиях вырубки и прорастания нового леса. Чтобы проверить возможность использования модели PROSPER в качестве инструмента для прогнозирования, были проведены исследования, в ходе которых моделировались условия нарушения и восстановления природной ситуации, наблюдавшиеся в ходе длительных экспериментов по вырубке и прорастанию нового леса. В результате экспериментов был получен большой объем информации, относящийся к входным характеристикам модели и оценке ее эксплуатационных качеств. В следующих разделах приведено общее описание участка исследований, дана характеристика входных данных, описана процедура параметризации модели, приведены результаты моделирования. Следует отметить, что целью настоящей работы являлась скорее оценка возможностей существующей модели, а не разработка дополнительных функциональных элементов, в частности машинной программы.

6.6.1. Описание участка исследований. Водораздел 13 представляет собой экспериментальный участок, расположенный в районе исследований гидрологической лаборатории Ковита – на нагорье Нантахала, в западной части шт. Северная Каролина. Некоторые физические и гидрологические характеристики водосборного бассейна приведены в табл. 6.2. Менее 5% годовых атмосферных осадков выпадает в виде снега; следовательно, гидрологические (и гидрогеологические. – *Ред.*) условия района определяются дождевыми осадками. Рыхлые отложения этого района имеют мощность порядка 5 м и подстилаются преимущественно гнейсовой формацией Персиммон-Крик, представленной массивными кварц-диоритовыми гнейсами, переслаивающимися с метапесчаниками, кварц-полевошпатовыми гнейсами и кристаллическими слан-

Таблица 6.2. Общее представление о физических и гидрологических характеристиках водораздела 13

Характеристика	Значение
Площадь, га	16,1
Пологий склон, % от общей площади	49,0
Экспозиция	СВ
Средняя абсолютная отметка, м	810,0
Среднегодовое количество атмосферных осадков, см	190,0
Среднегодовая величина руслового стока за период калибровки модели, см	88,9
Среднегодовая величина поверхностного стока за период калибровки модели, см	6,4
Среднегодовая величина неглубокого подземного стока за период калибровки модели, см	82,5

цами [11]. Почвы относятся к серии Салуда, формация Тайпик-Хаплудалт. Они характеризуются высокой проницаемостью; на площади их развития практически нет поверхностного стока. "Быстрый" сток или сток, связанный с ливневыми осадками, за период калибровки модели составил 7% среднегодовой величины общего стока (см. табл. 6.2). Это значение является типичным и для других водосборных бассейнов, расположенных на площади исследований лаборатории Ковита и характеризующихся незначительными абсолютными отметками и ненарушенными природными условиями.

Подробное описание истории антропогенных изменений водораздела 13 приведено в работе [33]; здесь же они будут изложены кратко. Непрерывные наблюдения за расходом водотоков проводятся с 1936 г. Замеры выполнялись водосливом с М-образным желобом, располагавшимся вкрест направлению течения водотока. Калибровка модели основывалась на наблюдениях, проводившихся в течение первых трех лет. В 1939 г. началась вырубка смешанных лесов, состоящих из пород деревьев с твердой древесиной. В это время, однако, в районе не велась прокладка дорог и не вывозились лесоматериалы. До 1962 г. лес восстанавливался естественным путем – из пней и корневых побегов.



Рис. 6.3. Широкое распространение пней и корневых побегов в верхней части склона водораздела 13 (участок лаборатории Ковита) в 1963 г., первом году после вырубки.

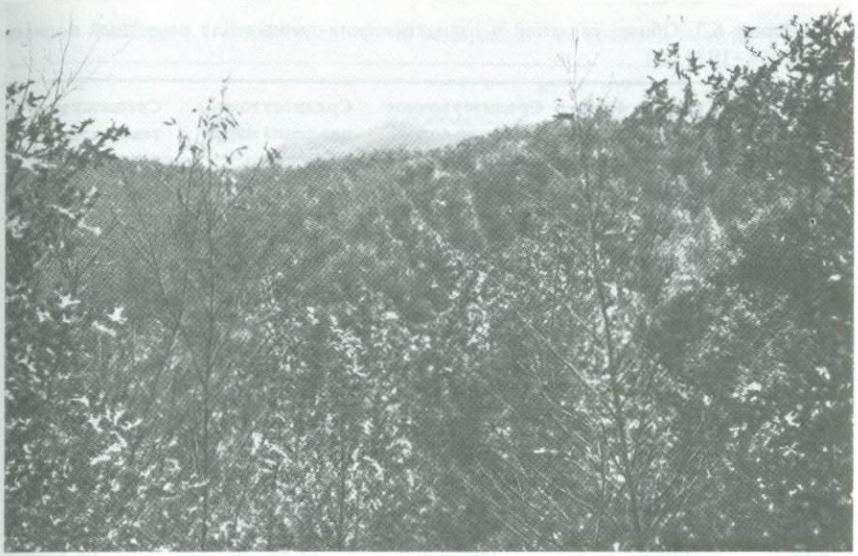


Рис. 6.4. Вид водораздела 13 (с той же точки, что и на рис. 6.3) спустя семь сезонов роста после вырубки. Общая площадь, занимаемая деревьями, равна 7 $м^2 \cdot га^{-1}$, количество стволов 9659 на 1 га, КПП – 5,0.

В 1962 г. 22-летний подлесок был вырублен снова. Как и в первом случае, дороги не прокладывались, лесоматериалы не вывозились и участок восстанавливался естественным путем.

Модельные исследования, рассматриваемые в настоящем разделе, охватывают 17-летний период наблюдений (май 1961 г. – апрель 1978 г.). Этот промежуток включает два года, предшествовавшие второй вырубке (т. е. годы, когда подлесок имел возраст 21 год и 22 года), а также последующий 15-летний период роста нового леса после вырубки (рис. 6.3, 6.4).

6.6.2. Характеристика входных данных. Основное значение для определения интенсивности эвапотранспирации имеет информация о климатических переменных. В табл. 6.3 приведены среднегодовые значения наиболее важных климатических переменных. Величина атмосферных осадков определялась по данным измерений в опорных пунктах и известного соотношения с величиной осадков на площади водосборного бассейна в целом. Для расчета точки увядания и соответствующей величины истинного давления пара использовались данные о температуре воздуха и относительной влажности при максимальной дневной температуре. Данные о величине солнечной радиации

Таблица 6.3. Общие сведения о климатических данных для расчетных водных лет (1962–1978 гг.)

Водный год	Годовая величина атмосферных осадков, см	Среднесуточное значение солнечной радиации, кал·см$^{-2}$	Среднесуточное давление пара, мбар	Среднесуточная температура воздуха, °С
1962	224,9	289,0	11,47	12,3
1963	161,0	309,7	11,89	11,4
1964	191,7	298,2	11,39	11,2
1965	193,0	290,2	12,07	12,3
1966	173,5	306,8	11,90	12,4
1967	168,9	345,3	11,95	12,6
1968	216,7	336,9	11,93	11,2
1969	174,3	352,3	13,18	11,8
1970	190,3	368,4	13,30	12,1
1971	205,3	355,4	12,70	12,7
1972	191,7	316,8	13,36	13,3
1973	231,9	317,2	13,25	12,9
1974	229,3	319,8	11,65	14,1
1975	207,3	313,9	11,27	12,6
1976	195,7	310,7	12,72	13,7
1977	217,4	299,6	11,70	11,6
1978	173,5	299,5	13,81	12,3

и другие климатические переменные получены на метеостанции, расположенной в 0,7 км от рассматриваемого водосборного бассейна. В связи с экстраполяцией возможны некоторые погрешности в результатах.

Общие сведения по водоразделу приведены в табл. 6.4. Оценки КПП получены по результатам исследований, проводившихся сотрудниками лаборатории Ковита. Для молодого подрастающего леса на водоразделе 13 в период 1963–1868 гг. значения КПП не замерялись прямо. Они оценивались для других одновозрастных лесов, подрастающих после вырубки на площади исследований лаборатории Ковита [2]. Прямые замеры этого параметра начались в 1969 г. и продолжались по 1977 г. включительно. Биомасса листьев определялась по 20 случайно расположенным по площади водосборного бассейна образцам лесной подстилки. Значения КПП оценивались для каждой породы деревьев отдельно на основании соотношений между площадью кроны и биомассой листьев [7]. Величина КПП, определенная в 1977 г. и равная 6,0, принималась справедливой для 22-летнего леса. Это значение использовалось для калибровки модели по данным 1962 и 1963 гг. Такая предпосылка считается справедливой, поскольку в ходе других исследований, проводившихся в районе Ковита применительно к смешанным лесам из де-

Таблица 6.4. Общие сведения по водоразделу 13 (участок Ковита)

Годы	КПП	
	Максимальное значение	Минимальное значение
1961–62	6,0*	0,4
62–63	6,0*	0,4
63–64	1,5*	0,1
64–65	3,0*	0,2
65–66	4,0	0,3
66–67	4,5	0,3
67–68	5,0	0,4
68–69	5,0	0,4
69–70	5,2*	0,4
70–71	3,7*	0,4
71–72	3,8*	0,4
72–73	4,0	0,4
73–74	4,2	0,4
74–75	4,8	0,4
75–76	5,5	0,4
76–77	6,0	0,4
77–78	6,0*	0,4

*Достоверные значения, основанные на фактических данных.

Примечание. Даты вырубки леса: ноябрь – декабрь 1962 г. Периоды времени, по которым проводилась калибровка модели (2 года): май 1961 г. – апрель 1962 г.; май 1962 г. – апрель 1963 г. Несмотря на то что второй из этих двух лет перекрывает период вырубки, это, по-видимому, оказывает несущественное влияние на речной сток или вовсе не сказывается на его интенсивности. Валка леса проводилась зимой. Деревья не вывозились, в связи с чем задержание атмосферных осадков оставалось, вероятно, тем же, что и для растущего леса. Площадь водораздела 16,1 га.

ревьев с твердой древесиной и густой кроной, были получены значения КПП, изменяющиеся в диапазоне 5,0 – 6,0. Приведенные в табл. 6.4 данные представляют собой полный набор имеющейся полевой информации, необходимой для ввода в модель.

6.6.3. Оценка параметров модели. В основном значения параметров модели были приняты равными значениям параметров, которые использовались при моделировании зрелого леса дубовых и гикори. Модель разработана Свифтом с соавторами [35], проводившими исследования на территории водораздела 18 участка Ковита. В естественных условиях для середины сезона роста коэффициент отражения принимался равным 0,22, а для середины сезона зимнего покоя – 0,16. После вырубки

коэффициент отражения для сезона роста снизился до 0,20, а для сезона покоя остался прежним. Значения отношения теплопотерь к площади поверхности транспирации (σ) для сезонов роста и покоя принимались равными соответственно 2 и 1. Допускалось, что эти цифры справедливы как для ненарушенных условий, так и для условий прорастания молодого леса. Сопротивление, оказываемое движению воды стволами растений, принималось первоначально равным 5000 d, а лесной подстилкой движению водяных паров с поверхности почвенного покрова в атмосферу – $4 \cdot 10^5$ d. Значение средней длины листьев, использовавшееся при расчете сопротивления, оказываемого атмосферой движению пара, во всех случаях принималось равным 10 см. Минимальные значения диффузионного сопротивления поверхности для сезонов роста и покоя принимались равными 2,5 и 4,0 с $\cdot$ см$^{-1}$ соответственно, а максимальные в обоих случаях – 380,0 с $\cdot$ см$^{-1}$. Критическое или максимальное пороговое значение потенциала водной поверхности при максимальном сопротивлении составляло –22,0 бар. Эмпирический показатель степени, входящий в уравнение, описывающий оказываемое растениями сопротивление, принимался равным – 0,5.

Изменения количества атмосферных осадков, удерживаемых на поверхности растений в период, следующий за вырубкой леса, оценивались путем раздельного анализа потерь на отдельных этажах леса. Помимо лесной подстилки, стволов, ветвей и листьев для условий покоя и роста учитывались также поваленные деревья, оставшиеся после вырубки. Как показали полученные Хелви и Патриком [12] соотношения, в течение сезона покоя общее количество воды, удерживаемой на поверхности растений, для зрелого леса из деревьев с твердой древесиной составило ~8%. Это значение распределяется между лесной подстилкой (3,5%) и стволами с ветвями (4,5%). Поскольку известно, что количество воды, удерживаемой на поверхности растений в течение года взрослыми деревьями (плюс лесная подстилка), на участке Ковита составляет 13% выпадающих за год атмосферных осадков [12], можно подсчитать соответствующую часть задержания в период роста. Это производное значение составляет около 20% количества атмосферных осадков, выпадающих в сезон роста. Из них 2,5% приходится на лесную подстилку [12], а остальная часть, как считают, распределяется между стволами и ветвями (4,5%), а также листьями (13%). Для оценки величины задержания в период, следующий за вырубкой леса, с помощью простых линейных соотношений было раздельно подсчитано количество воды, удерживаемой на поверхности стволов и ветвей, листьев и остатков лесных растений. Вместе с тем величина задержания воды лесной подстилкой принималась неизменной по сравнению с условиями зрелого

леса. Принималось, в частности, что КПП за счет стволов и ветвей изменялся от 0 в момент вырубки до 2,5 в условиях зрелого леса [40]. Темп изменения этого параметра принимался постоянным в течение 30-летнего периода. Считалось, что количество воды, удерживаемой поверхностью листьев в течение сезона роста, прямо пропорционально отношению фактического КПП к его значению в условиях зрелого леса (6,0). Задержание за счет поваленных деревьев оценивалось по результатам исследований, проводившихся на водоразделе 7 участка Ковита. Было установлено, что в первый год после вырубки количество воды, удерживаемой поваленными деревьями, составляло около 11% годовой величины атмосферных осадков. По-видимому, горизонтальное расположение стволов и ветвей создает эффективную поверхность, удерживающую дождевые осадки. Величина возникающего таким образом задержания примерно равна значению этого параметра для зрелого леса с твердоствольными деревьями. Однако между размерами стволов и ветвей на водоразделах 7 и 13 существует заметная разница. В случае если отсутствовали данные о скорости гниения вырубленного леса, мы принимали, что в первый год после вырубки количество воды, удерживаемой на водоразделе 13 поваленными деревьями, составляло примерно 5% (половина от значения этого параметра для водораздела 7) от количества выпадающих атмосферных осадков. В течение последующего 15-летнего периода в результате процессов гниения эта цифра, по-видимому, уменьшалась по линейному закону. Понятно, что это очень упрощенное представление. Результирующее количество воды, удерживаемой на поверхности поваленных деревьев, прорастающих стволов и ветвей, лесной подстилки и листьев (в период роста), отражено в табл. 6.5.

Среднегодовая величина энергообмена между растительным покровом и почвой принималась равной нулю; в течение же года максимальная амплитуда (G_m) изменения энергообмена составляла 20 г · кал × × $см^{-2}$. Отношение площади сечения корней к площади почвенного покрова для слоев, приуроченных к интервалам 0–30 и 30–90 см, принималось равным соответственно 0,20 и 0,01. Доля общей биомассы корней в пределах этих горизонтов ежегодно составляла 0,75 и 0,25 соответственно. При моделировании роста нового леса величины энергообмена и параметры распространения корневой системы не менялись, поскольку прямые замеры, которые могли бы обусловить пересмотр этих оценок, не проводились.

Обоснование свойств почвы также проводилось на основе работы Свифта и др [35]. Ключевым элементом этого обоснования является точное определение кривой задержания влаги (условий дренирования).

Таблица 6.5. Оценки количества воды, удерживаемой на поверхности растений в пределах водораздела 13

Водный год	Задержание (% от количества атмосферных осадков, выпадающих в течение сезона)		Водный год	Задержание (% от количества атмосферных осадков, выпадающих в течение сезона)	
	Сезон			Сезон	
	покоя	роста		покоя	роста
1962	8,0	20,0	1971	7,2	14,2
1963	8,0	20,0	1972	7,0	14,2
1964	8,5	10,8	1973	6,8	14,6
1965	8,3	13,8	1974	6,7	14,8
1966	8,1	15,8	1975	6,5	15,9
1967	8,0	16,7	1976	6,3	17,2
1968	7,8	17,6	1977	6,1	18,1
1969	7,6	17,4	1978	5,9	17,9
1970	7,4	17,7			

Таблица 6.6. Характеристики почв в пределах водораздела 13

Интервалы, см	Пористость, $см^3/см^3$	Коэффициент фильтрации в условиях полного насыщения, см/сут	Влажность ($см^3/см^3$) при номинальном значении всасывающего давления, кПа							
			2	4	6	103,5	207	414	828	1628
0–30	0,609	2609	0,412	0,360	0,332	0,200	0,169	0,141	0,117	0,096
30–90	0,525	720	0,387	0,336	0,311	0,265	0,238	0,207	0,173	0,138
90–180*	0,499	400	0,360	0,312	0,298	0,241	0,212	0,187	0,157	0,127

*Этот интервал подразделялся на три слоя, мощность каждого из которых составляла 30 см.

Эта кривая используется для определения соотношения между влажностью и потенциалом воды, содержащейся в почве, а также для построения приближенных кривых влажности и коэффициента фильтрации. Значения параметров, принимавшиеся в ходе этих исследований, сведены в табл. 6.6. Расчет коэффициента фильтрации по значениям потенциала воды, содержащейся в почве, и влажности проводился с применением модифицированного Люксмуром [22] метода Грина – Кори [9].

Принималось, что содержание прочносвязанной (неподвижной) воды пренебрежимо мало.

6.6.4. Калибровка модели. Калибровка модели проводилась по информации, относящейся к двум водным годам – 1962-му и 1963-му (май – апрель). Как отмечалось ранее, почти все параметры модели были взяты из материалов аналогичных исследований, проводившихся в пределах водораздела 18 участка Ковита [35]. Начальные условия увлажненности были установлены в процессе повторных модельных расчетов применительно к периоду май 1961 г. – апрель 1962 г. Расчеты продолжались до тех пор, пока значение влажности почв не становилось примерно равным значению этого параметра на конец рассматриваемого промежутка времени, которое принималось в качестве эталонного. Основная сложность заключалась в правильной оценке задержания атмосферных осадков. Чтобы получить объективную основу для выбора параметров задержания, была проведена серия расчетов. В ходе этих расчетов параметры задержания варьировались таким образом, чтобы можно было установить приблизительное соотношение между количеством атмосферных осадков, удерживаемых на поверхности растений, и параметрами модели в периоды покоя и роста. Каждый расчет выполнялся для всего 17-летнего периода, по которому имелась исходная информация; среднее значение задержания для обоих рассматриваемых сезонов года ставилось в соответствие с определенным значением параметра. Соотношения, полученные в результате этих расчетов, приведены на рис. 6.5. Эти соотношения вместе с оценками, приведенными в табл. 6.5, использовались для расчета значений параметров задержания. Модель предусматривает еще одну возможность, направленную на более точный учет параметров. Свифтом с соавторами [35] было установлено, что альбедо земной поверхности может изменяться на начальных стадиях роста деревьев. Для первого года, следующего за вырубкой, они использовали значение 0,20. Мы принимали, что восстановление альбедо до своего обычного значения (0,22), характерного для зрелого леса, происходит по линейному закону в течение четырехлетнего периода.

При моделировании двухгодичного цикла наблюдений были получены следующие результаты: расчетное значение поверхностного стока для периода с мая 1961 г. по апрель 1962 г. составило 138 см (фактическое 140 см), а для 1963-го водного года – соответственно 69,9 и 66,2 см. В связи с этим было принято решение, что для воспроизведения природных условий водораздела 13 не следует проводить корректировку параметров. Отмечается, однако, что регрессионный анализ величины стока на уровне базиса эрозии в пределах водораздела 13 показал, что около 8 см/год избыточной водоотдачи являются, по-видимому, следствием первой вырубки леса в 1939 г.

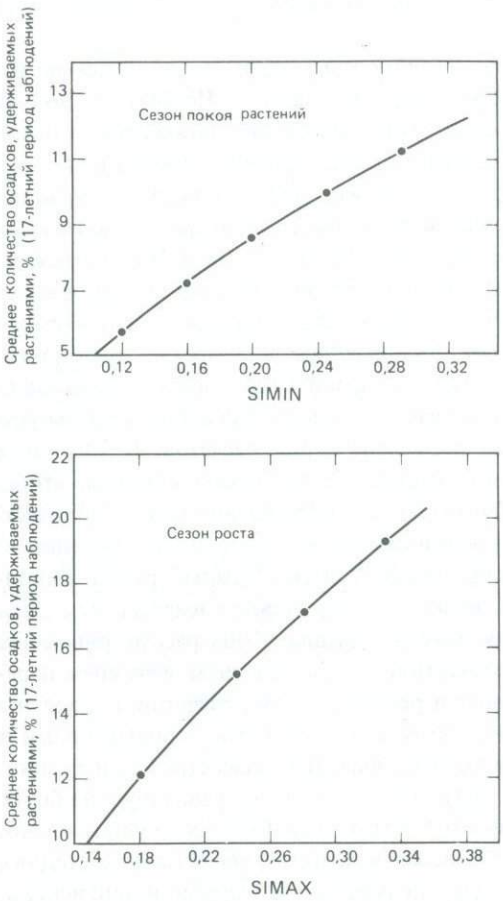


Рис. 6.5. Соотношение между количеством атмосферных осадков, удерживаемых растениями, и параметрами задержания (максимальной и минимальной емкостью SIMAX и SIMIN) в условиях роста и покоя растений.

6.6.5. Результаты прогнозных расчетов на модели. Рассматривались два аспекта прогнозирования стока. Вначале моделировались изменения водоотдачи в течение года в связи с вырубкой и последующим прорастанием леса. Затем эти данные сопоставлялись с оценками, полученными методом спаренных водоразделов, т. е. с оценками, полученными с использованием данных по контрольному водоразделу и уравнения регрессии. Кроме того, оценивалась достоверность прогнозов стока в пределах водосборного бассейна в естественных условиях и наблюдающихся условиях вырубки и прорастания леса. Результаты расчета изменений водоотдачи, происходивших в течение 17 лет (1962–1978 гг.), а также независимые оценки, полученные на основании анализа разницы между

Таблица 6.7. Результаты модельных расчетов, проводившихся с целью прогноза изменений водоотдачи (см) на водоразделе 13

Водный год*	Атмосферные осадки	Изменения водоотдачи		Изменения элементов водного баланса (модельные значения) ***			
		наблюд.	модельн.	Задержание	Транспирация	Испарение с поверхности почвы	Влажность почвы
62**	224,9	9,0	0	0	0	0	0
63**	161,0	7,0	0	0	0	0	0
64	191,7	37,5 ± 4.6	29,7	−5,8	−27,8	3,3	0,5
65	193,0	21,7 ± 5.9	15,5	−3,5	−14,4	1,7	0,8
66	173,5	13,3 ± 5.7	11,6	−4,1	−7,4	1,1	−1,2
67	168,9	10,1 ± 4.4	5,7	−2,3	−3,9	0,5	0
68	216,7	7,2 ± 7.3	2,4	−2,0	−0,5	0,1	0
69	174,3	6,0 ± 4.7	2,2	−2,0	−0,2	0,1	−0,1
70	190,3	9,5 ± 4.6	1,6	−2,3	0,5	0,1	0
71	205,3	9,1 ± 4.9	6,8	−5,2	−2,5	0,4	0,6
72	191,7	10,6 ± 4.6	6,7	−6,2	−0,8	0,4	−0,2
73	231,9	5,8 ± 7.9	5,3	−6,2	0,8	0,5	−0,5
74	229,3	18,1 ± 10.1	4,6	−4,9	−0,9	0,4	0,8
75	207,3	11,9 ± 6.0	5,7	−5,4	−0,1	0,3	−0,4
76	195,7	N.D.	2,6	−3,6	1,1	0,2	−0,1
77	217,4	13,9 ± 6,9	1,6	−3,0	1,5	0,2	−0,3
78	173,5	3,2 ± 4,7	2,0	−3,4	1,3	0,1	0

*Водный год закончился 30 апреля указанного года.

**Годы, по которым проводилась калибровка модели.

*** Округление приведенных значений вызывает кажущийся дисбаланс в течение ряда лет. В действительности дисбаланса не существует.

наблюденными и прогнозными значениями расхода, приведены в табл. 6.7. В таблице даны также расчетные значения изменений задержания, транспирации и испарения с поверхности почвенного покрова.

Из этих результатов в связи с прогнозированием вытекают некоторые интересные аспекты. Наблюдается, например, систематическая разница между расчетными изменениями водоотдачи и независимыми оценками, полученными по результатам полевых исследований. В целом среднее изменение водоотдачи за период с 1964 по 1978 г. (исключая 1976-й водный год) составило по полевым данным 12,7 см, по результатам моделирования 7,2 см. Таким образом, расчетные изменения этого параметра меньше фактических в среднем на 5,5 см. Промежуток с 1974 по 1977 г. особенно выделяется на фоне общей закономерности: в эти годы

Таблица 6.8. Сопоставление значений годовых расходов водотоков (см) на водоразделе 13 в ненарушенных и нарушенных условиях

Водный год*	Ненарушенные условия		Нарушенные условия	
	Прогнозные значения, рассчитанные по уравнению регрессии	Модельные значения	Замеренные значения	Модельные значения
1962**	129,0	140,4	138,0	140,4
1963**	62,9	66,2	69,9	66,2
1964	95,3	116,9	132,8	146,6
1965	108,9	116,2	130,6	131,7
1966	71,0	79,6	84,3	91,2
1967	88,8	91,1	98,9	96,7
1968	117,8	142,3	125,0	144,7
1969	80,1	103,0	86,1	105,2
1970	95,7	110,0	105,2	111,7
1971	99,9	117,0	109,0	123,8
1972	94,7	108,9	105,3	115,6
1973	122,0	147,0	127,8	152,3
1974	134,4	141,7	152,5	146,3
1975	122,1	110,3	134,0	116,0
1977	125,3	134,7	129,2	136,3
1978	97,3	99,6	100,5	101,6
Среднее	103,8 ± 18,4	115,6 ± 19,9	115,8 ± 20,1	122,8 ± 20,4

*Все значения даны в сантиметрах для водного года, заканчивающегося 30 апреля.

** Годы, по которым проводилась калибровка модели.

величина расчетных изменений водоотдачи отличалась от фактических изменений на величину, большую чем 5,5 см. В этот период речной сток характеризовался довольно высокими значениями, которые превышали значения, заложенные в уравнение регрессии, составленное по результатам калибровки модели по наблюдениям 1937–1939 гг. Попытки прогнозирования изменения водоотдачи по информации, полученной за пределами периода калибровки модели, приводят к большим погрешностям. Это нашло отражение в значениях погрешностей для 1974–1977 гг. (см. табл. 6.7). Хотя названное обстоятельство и обусловливает некоторое расхождение между наблюдаемыми и модельными изменениями водоотдачи, последние устойчиво занижены в течение всего периода подрастания леса. Иными словами, значения эвапотранспирации получаются, по-видимому, завышенными для низких и промежуточных

значений КПП по сравнению с условиями полного затенения. Это подразумевает необходимость уточнения зависимости, связывающей КПП и эвапотранспирацию.

В табл. 6.8 приведены сравнительные значения годовых расходов водотоков в ненарушенных условиях (в предположении, что вырубка леса на рассматриваемом водоразделе не проводилась) и в нарушенных условиях (т. е. когда происходили вырубка и прорастание леса). В первой колонке приведены значения, полученные путем прогнозирования расходов в пределах водораздела 13 с использованием уравнения регрессии, полученного на основании анализа потоков на контрольном водоразделе. Вторая колонка отражает модельные значения стока, рассчитанные для ситуации, когда все параметры модели имели фиксированные значения, установленные в процессе ее калибровки. В среднем эти значения различаются на 11,8 см. Как отмечалось ранее, калибровка модели проводилась по информации, полученной в течение 1962 – 1963 гг., когда среднегодовая величина водоотдачи превышала прогнозные значения, полученные на этапе калибровки по уравнению регрессии, в среднем на 8 см. Если эти 8 см, представляющие собой избыточную водоотдачу, вычесть из каждого модельного значения и тем самым снять погрешность, связанную с различием методов прогнозирования, между фактическими и расчетными данными останется расхождение в 3,8 см. Эту величину абсолютной погрешности связывают с некоторой общей тенденцией модели к занижению величины эвапотранспирации даже в том случае, когда принимается во внимание несоответствие фактических параметров параметрам, полученным в результате калибровки модели. В третьей и четвертой колонках таблицы приведены замеренные и модельные значения стока в реальных условиях вырубки леса. И опять наблюдается систематическое занижение значений эвапотранспирации, рассчитанных на модели.

Хотя невольно напрашивается вывод о том, что повторная калибровка модели в целом улучшила бы абсолютные значения прогнозных оценок и, следовательно, ее необходимо было бы провести, целью настоящей работы являлась оценка эксплуатационных характеристик, которые проявляет при прогнозировании нынешняя версия модели PROSPER.

Как отмечалось выше, в случае если в модель PROSPER закладываются значения параметров, взятые из литературы, расчетные значения эвапотранспирации получаются заниженными. Помимо этого, если программа PROSPER используется для моделирования годовых изменений водоотдачи в период подрастания молодого леса, рассматриваемая версия программы приводит к недооценке влияния КПП на величину эва-

потранспирации. Из табл. 6.7 видно, что после 1966 г. годовая величина эвапотранспирации изменяется незначительно. Действительно, после 1967 г. основная часть задержания атмосферных осадков компенсируется изменениями водоотдачи. Названные обстоятельства в совокупности позволяют говорить о том, что часть модели PROSPER, ответственная за расчет КПП и транспирации, требует дополнительных разработок. Функция $F(A)$ – эффективная площадь растительного покрова (т. е. площадь, через которую осуществляется эвапотранспирация) на единицу площади рассматриваемого участка – была получена эмпирическим путем, по данным наблюдений на водоразделе 13 в начале периода прорастания нового леса. Значение этого параметра уточнялось по имеющимся в настоящее время данным длительных наблюдений на этом же водоразделе. Вместе с тем эта функция все еще остается эмпирической; не ясно, как ею можно воспользоваться в различных условиях. Другим слабым местом модели является параметр r_x, входящий в выражение для транспирации, – сопротивление, оказываемое растениями движению пара. В процессе моделирования использовались минимальные и максимальные значения диффузионного сопротивления поверхности, которые были оценены по литературным данным. Однако для проверки функции тока необходимы полевые замеры диффузионного сопротивления в зависимости от водного потенциала. Оценки количества атмосферных осадков, удерживаемых на поверхности растений, частично базируются на экспериментальных данных, однако эти оценки также содержат предпосылки. Для прогнозирования долговременных последствий нарушения гидрологической ситуации необходимы дополнительные детальные исследования процессов задержания в пределах молодого подрастающего леса.

В последнее десятилетие разработка прогнозных моделей эвапотранспирации ведется ускоренными темпами. В ряде случаев модели, имитирующие природные процессы (типа PROSPER), схематизируются и настраиваются на региональные характеристики, что позволяет использовать их в качестве инструмента управления планированием лесными ресурсами. По мере того как цели управления становятся все более точно очерченными, а диапазон допустимых погрешностей более узким, требуется совершенствование методов прогнозирования. Как показано в настоящей главе на примере модели PROSPER, существует недостаточное число фактов, подтверждающих достоверность модельных прогнозов эвапотранспирации в течение длительных периодов времени. Для оценки возможностей применения моделей и предпочтительности их использования для изучения того или иного гидрологического или гидрогеологического процесса требуется обоснование их правомерности в

широком диапазоне реальных условий. Поскольку вода является элементом, определяющим другие процессы (такие, как первоначальная выработка и круговорот питательных веществ, исходные механизмы переноса пестицидов, осадков и других веществ в пределах экосистем), необходимость в уточнении прогнозных моделей эвапотранспирации будет существовать постоянно.

6.7. Направления дальнейших исследований. Хотя результаты исследований, приведенные в настоящей главе, свидетельствуют о том, что для достижения высокой точности при прогнозировании абсолютных изменений водного баланса в связи с антропогенными нарушениями растительного покрова необходимо дальнейшее совершенствование модели PROSPER, существуют общие проблемы, которые в равной степени относятся к модели в ее нынешнем варианте. В частности, рассматриваемая версия модели PROSPER составлена таким образом, чтобы ее можно было совместить с моделью переменного площадного источника [37, 1]. Программа PROSPER предназначена для расчета потерь на транспирацию при условии, что в любой заданной точке пространства известна динамика распределения почвенной влаги. Объединенная модель используется для оценки влияния пространственных закономерностей частичной вырубки леса на годовую величину водоотдачи. Таким образом, с применением объединенной модели можно проанализировать различные последствия, связанные с вырубкой леса в верхней, средней и нижней трети склона водосборного бассейна. Первые результаты свидетельствуют о том, что в гумидных районах наиболее существенные последствия связаны с вырубкой нижней трети склона водосборного бассейна, хотя в абсолютном выражении сезонные изменения проявляются более резко, чем годовые, имеющие меньшую амплитуду.

Другой пример использования модели PROSPER для прогнозирования связан с оценкой последствий от полной вырубки леса и подъема уровня грунтовых вод. Этот аспект очень важен при выборе участков для неглубокого захоронения опасных или радиоактивных отходов в районах с гумидным климатом, где глубина до зоны полного насыщения является фактором, определяющим пригодность участка для целей захоронения. Способность модели прогнозировать изменения в условиях питания и вытекающие из этого изменения геометрии зеркала грунтовых вод на основании априорных данных играет решающую роль в выборе участков, которые отвечали бы целям их эксплуатации.

Оба описанных выше примера приведены просто для того, чтобы продемонстрировать наиболее очевидные возможности использования моделей, предназначенных для прогнозирования эвапотранспирации. Хо-

тя для разработки полностью адекватных методов прогнозирования, которые позволяли бы получать результаты, в точности совпадающие с прямыми полевыми замерами, требуется еще большой объем работы, представляется, что существующие возможности позволяют адекватно решать многие общие прогнозные задачи.

Литература

1. *Bernier P.Y.* (1982) VSAS2: A revised source area simulator for small forested basins. Unpubl. Ph. D. dissertation. University of Georgia. Athens.
2. *Boring L.R.* (1982) The role of black locust (Robinia pseudoacacia L.) in forest regeneration and nitrogen fixation in the Southern Appalachians. Ph. D. dissertation, University of Georgia, Athens.
3. *Cowan I.R.* (1965) Transport of water in the soil – plant – atmosphere system. J. Appl. Ecol., **2**, 221–239.
4. *Douglass J.E., Swank W.T.* (1975) Effects of management practices on water quality and quantity: Coweeta Hydrologic laboratory, North Carolina. In: Municipal Watershed Management Proceedings. US For. Serv. Gen. Tech. Rep. NE-13, pp. 1–13.
5. *Federer C.A.* (1982) Transpirational supply and demand: Plant, soil, and atmospheric effects evaluated by simulation. Water Resources Res., 18(2), 355–362.
6. *Federer C.A., Lash D.* (1978) BROOK: A Hydrologic Simulation Model for Eastern Forests. Res. Rep. No. 19. Water Resource Research Center, University of New Hampshire, Durham.
7. *Gist C.S., Swank W.T.* (1974) An optical planimeter for leaf area determination. Am. Midl. Nat., **92**, 213–217.
8. *Goldstein R.A., Mankin J.B., Luxmoore R.J.* (1974) Documentation of PROSPER: A model of atmosphere-soil-plant water flow. EDFB/IBP-73/9. Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.
9. *Green R.E., Corey I.C.* (1971) Calculation of hydraulic conductivity: A further evaluation of some predictive methods. Soil Sci. Soc. Am. Proc., **35**, 3–8.
10. *Harris W.F., Goldstein R.A., Henderson G.S.* (1973) Analysis of forest biomass pools; annual primary production, and turnover of biomass for a mixed deciduous forest watershed. In: *Young H.* (ed.), Proceedings of the Working Party on Forest Biomass of IUFRO. University of Maine Press, Orono, pp. 41–64.
11. *Hatcher R.D., Jr.* (1979) The Coweeta Group and Coweeta syncline: Major features of the North Carolina-Georgia Blue Ridge. Southeast. Geol., **21**, 17–29.
12. *Helvey J.D., Patric J.H.* (1965) Canopy and litter interception of rainfall by hardwoods of eastern United States. Water Resources Res., **1**(2), 193–206.
13. *Hewlett J.D., Douglass J.E.* (1968) Blending forest uses. USDA For. Serv. Res. Pap. SE-37, S.E. For. Exp. Stn., Asheville, N.C.
14. *Hornbeck J.W., Federer C.A.* (1975) Effects of management practices on water quality and quantity: Hubbard Brook Experimental Watershed, New Hampshire. In: Municipal Watershed Management Symposium Proceedings. USDA For. Serv. General Tech. Rept. NE-13. N.E. For. Exp. Stn., Upper Darby, Penna, pp. 58–65.
15. *Huff D.D., Luxmoore R.J., Mankin J.B., Begovich C.L.* (1977) TEHM: A Terrestrial Ecosystem Hydrology Model. EDFB/IBP-76/8, ORNL/NSF/EATC-27. Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.
16. *Huff D.D., Swank W.T., Troendle C.A., Henderson G.S., Waide J.B., Hanes T.* (1978)

Element cycles and water budget analysis applied to forest management in the eastern United States. Soc. Am. For. Proc., pp. 77–89.
17. *Kochenderfer J.N.* (1973) Root distribution under some forest types native to West Virginia. Ecology, 54(2), 445–448.
18. *Kochenderfer J.N., Aubertin G.M.* (1975) Effect of management practices on water quality and quantity: Fernow Experiment Forest, W. Virginia. In: Municipal Watershed Management Symposium Proceedings. USDA For. Serv. General Tech. Rept NE-13. N.E. For. Exp. Stn., Upper Darby, Penna, pp. 14–24.
19. *Lamoreux W.W.* (1962) Modern evaporation formulae adapted to computer use. Mon. Weather Rev., **90(1)**, 26–28.
20. *Leaf C.F., Brink G.E.* (1973) Hydrologic simulation model of Colorado subalpine forest. US For. Serv. Res. Paper RM-107.
21. *Lull H.W., Reinhart K.G.* (1967) Increasing water yield in the northeast by management of forested watersheds. US For. Serv. Res. Pap. NE-66.
22. *Luxmoore R.J.* (1973) Application of the Green and Corey method for computing hydraulic conductivity in hydrologic modeling. EDFB/IBP-73/4. Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.
23. *Millington R.J., Quirk J.P.* (1959) Permeability of porous media. Nature, **183**, 387–388.
24. *Monteith J.L.* (1965) Evaporation and environment. In: *Fogg G.E.* (ed.), The State and Movement of Water in Living Organisms. Symposia on the Society for Experimental Biology, Number XIX, Academic Press, New York, p. 212.
25. *Moore A., Swank W.T.* (1974) A model of water content and evaporation for hardwood leaf litter. In: *Howell F.G., Gentry J.B., Smith M.H.* (eds), Mineral Cycling in Southeastern Ecosystems. CONF-740513. NTIS, Springfield, Virginia, pp. 58–69.
26. *Mualem L.* (1978) Hydraulic conductivity of unsaturated porous media: Generalized macroscopic approach. Water Resources Res., 14 (2), 325–334.
27. *Murphy C.R., Knoerr K.R.* (1970) Modeling the energy balance processes of natural ecosystems. Final Research Report, 1969–1970. School of Forestry, Duke University, Durham, North Carolina.
28. *Plamondon P.A., Black T.A., Goodell B.C.* (1972) The role of hydrologic properties of the forest floor in watershed hydrology. In: National Symposium on Watersheds in Transition. Am. Water Resources Assoc. and Colorado State University, Fort Collins, pp. 341–348.
29. *Sellers P.J., Lockwood J.G.* (1981) A numerical simulation of the effects of changing vegetion type on surface hydroclimatology. Clim. Change, **3**, 121–136.
30. *Spittlehouse D.L., Black T.A.* (1981a) Measuring and modeling forest evapotranspiration. Can. J. Chem. Eng., **59**, 173–180.
31. *Spittlehouse D.L., Black T.A.* (1981b) A growing season water balance model applied to two Douglas-fir stands. Water Resources Res., **17**(6), 1651–1656.
32. *Striffler W.D.* (1957) The soil moisture regime under native hardwoods at five elevations in the southern Appalachians. MF thesis, University of Michigan School of Natural Resources, Ann Arbor.
33. *Swank W.T., Helvey J.D.* (1970) Reduction of streamflow increases following regrowth of clearcut hardwood forests. In: Symposium on the Results of Research on Representative and Experimental Basins (Proc. Wellington Symp.). Publ. No. 96. International Association of Hydrological Sciences, Gentbrugge, Belgium, pp. 346–360.

34. *Swift L.W., Jr., Knoerr K.R.* (1973) Estimating solar radiation on mountain slopes. Agric. Meteorol., **12**, 329–336.
35. *Swift L.W., Jr., Swank W.T., Mankin J.B., Luxmoore R.J., Goldstein R.A.* (1975) Simulation of evapotranspiration and drainage from mature and clear-cut deciduous forests and young pine plantations. Water Resources, 11(5), 667–673.
36. *Troendle C.A.* (1979a) Hydrologic impacts of silvicultural activities. ASCE. J. Irrig. Drain. Div. IR1: 57–70.
37. *Troendle C.A.* (1979b) A variable source area model for stormflow prediction on first order forested watersheds. Unpubl. Ph. D. thesis, University of Georgia, Athens.
38. US Department of Agriculture, Forest Service (USDA) (1980) An approach to water resources evaluation of non-point silvicultural sources (A Procedural Handbook) EPA-600/8-80-012. Environmental Research Laboratory, Office of Research and Development, US Environmental Protection Agency, Athens, Georgia.
39. *van Wijk W.R., De Vries D.A.* (1963) Periodic temperature variation in a homogeneous soil. In: van Wijk W.R. (ed.), Physics of Plant Environment New York: John Wiley and Sons.
40. *Whittaker R.H., Woodwell G.M.* (1967) Surface area relations of woody plants and forest communities. Am J. Bot., **54**(8) 931–939.

7. Снег и лед

Э.М. Моррис

7.1. Введение. В этой главе описываются методы гидрологического прогнозирования применительно к областям, покрытым льдом и (или) снегом. Подобные модели имеют множество прямых и косвенных сфер приложения:

а) для планирования необходимых инженерных мероприятий и определения риска посевов в пойме в связи с необходимостью учета сезонных паводков. Во многих районах Северного полушария риск наводнений возрастает за счет таяния снега в конце зимы (в Соединенном Королевстве – в марте) и снижается, когда в начале сезона атмосферные осадки выпадают в виде снега с низкой температурой. Оценка риска паводков, связанных с таянием снега, выполняется с помощью моделей аккумуляции и последующего таяния снежного покрова;

б) для выбора долговременных управляющих воздействий, особенно для небольших горных водохранилищ. Хотя политика управления режимом водохранилищ разрабатывается с расчетом на долговременные цели, существенное значение могут иметь кратковременные нестационарные процессы, такие, например, как весеннее снеготаяние. В таких случаях, следовательно, необходимы прогнозные модели, учитывающие таяние снега и работающие в реальном времени;

в) для оценки стока, образующегося в результате таяния снега и используемого для орошения в аридных районах, обрамленных высокими горами (например, в Иране и северной Индии). Модели снежного покрова могут применяться в таких случаях для оценки объема воды, которая потенциально содержится в пределах горных водосборных бассейнов и может использоваться на равнинных территориях;

г) для оценки состояния грунтов в конце зимы, что имеет большое значение для сельского хозяйства и строительства. Детальные модели процессов снеготаяния позволяют рассчитать количество воды и тепла, поступающее в грунты, покрытые снегом. В частности, можно оценить распределение многолетней мерзлоты;

д) для оценки изменения количества воды, которое задерживается на поверхности растений, а также воды, расходующейся на эвапотранс-

---

E.M. Morris, Institute of Hydrology, Crowmarsh Gifford, , Oxfordshire, UK.

пирацию в связи с изменением характера землепользования. Модели, воспроизводящие природные процессы, позволяют оценивать эти потери влаги в случае, когда часть годовых атмосферных осадков выпадает в виде снега;

е) для расчетов площади распространения снежного покрова, составляющих важную часть моделей общих метеорологических прогнозов, поскольку глобальный климат в значительной степени определяется влиянием районов, покрытых снегом и морскими льдами и характеризующихся высоким альбедо.

Основные принципы прогнозирования процессов снеготаяния лучше рассмотреть в такой последовательности: вначале будут описаны *точечные модели,* позволяющие рассчитывать характеристики снеготаяния в пределах отдельных участков, а затем *модели водосборных бассейнов,* использующиеся для прогнозирования расходов водотоков, связанных с процессами таяния снега на большой территории.

7.2. Точечные модели. В настоящем разделе описываются модели в широком диапазоне – от простых *регрессионных моделей с сосредоточенными параметрами* (в частности, таких хорошо известных, как посуточные модели и модели энергетического баланса) до очень сложных *моделей с распределенными параметрами.* Выбор модели для расчетов зависит от объема имеющейся исходной информации и необходимой степени детальности воспроизведения процессов, протекающих в пределах снежного покрова. В разд. 7.2.1 сформулированы основные одномерные уравнения, описывающие потоки массы и энергии в пределах снежного покрова, а в разд. 7.2.2–7.2.4 описаны различные упрощенные модели, вытекающие из этих уравнений.

7.2.1. Потоки массы и энергии в пределах снежного покрова. Снег рассматривается как смесь, включающая три фазы воды и воздух. Предполагается, что каждый элементарный объем dV содержит множество кристалликов льда, рассеянных в его пределах. Для обозначения льда, воды, водяного пара и воздуха используются соответственно индексы i, w, v и a. Если два газообразных компонента рассматриваются вместе (например, влажный воздух), используется индекс g. В одномерном представлении уравнение неразрывности для компонента k выглядит следующим образом:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\varrho_k \theta_k) + \frac{\partial}{\partial z}(\varrho_k \theta_k w_k) = \sum_j M_{kj}, \qquad (7.1)$$

где ϱ_k – плотность компонента k, θ_k – доля объема компонента k в единице объема снега, w_k – скорость в вертикальном направлении z

(знак плюс соответствует случаю, когда вектор скорости направлен вверх), t – время, M_{kj} – масса компонента k в единице объема, получающегося в единицу времени в процессе фазового перехода из фазы j. По определению $M_{kj} = -M_{jk}$ и $M_{aj} = 0$.

Водяной пар и воздух занимают одинаковый объем; таким образом, $\theta_a = \theta_v = \theta_g$ и $\theta_i + \theta_w + \theta_g = 1$. Плотность сухого снега составляет $\varrho_s = \varrho_i \theta_i + \varrho_a \theta_a \approx \varrho_i \theta_i$. Уравнение сохранения энергии можно записать как [54]

$$\sum_k \left\{ \varrho_k \theta_k (c_p)_k \frac{\partial T}{\partial t} + \varrho_k \theta_k w_k (c_p)_k \frac{\partial T}{\partial z} \right\}$$

$$= \frac{\partial}{\partial z}\left(\varkappa \frac{\partial T}{\partial z} \right) + M_{\mathrm{iw}} \mathcal{L}_{\mathrm{iw}} + M_{\mathrm{wv}} \mathcal{L}_{\mathrm{wv}} + M_{\mathrm{iv}} \mathcal{L}_{\mathrm{iv}} + \frac{\partial R_n}{\partial z} \,. \tag{7.2}$$

Здесь $(c_p)_k$ – удельная теплота компонента k при постоянном давлении, T – температура смеси и $\varkappa$ – коэффициент теплопроводности. С поглощением чистой энергии радиации R_n (в связи с процессами микрометеорологической конвекции этот вектор направлен вниз) связан источник тепла, описываемый как $\partial R_n / \partial z$; член $M_{jk} \mathcal{L}_{jk}$ описывает скрытые источники тепла. $\mathcal{L}_{jk}$ представляет собой скрытую теплоту, высвобождающуюся в системе при переходе единицы массы компонента k в компонент j. По определению $\mathcal{L}_{jk} = \mathcal{L}_{kj}$ и $\mathcal{L}_{jj} = 0$. В частности, $\mathcal{L}_{wv} = 2{,}5 \times 10^6$ Дж · кг$^{-1}$, $L_{iw} = 3{,}34 \cdot 10^5$ Дж · кг$^{-1}$ и $\mathcal{L}_{iv} = 2{,}83 \cdot 10^6$ Дж · кг$^{-1}$. Граничные условия задаются в терминах потока энергии $\mathcal{E}$ и потоков массы E_k на верхней и нижней границах снежного покрова (при $z = Z$ и $z = 0$ соответственно). На верхней границе поток энергии вдоль вектора z составляет

$$\mathcal{E}_Z = H_Z - (R_n)_Z + P_Z \,. \tag{7.3}$$

Здесь H_Z – турбулентный поток тепла в атмосферу с поверхности снежного покрова, P_Z – конвективный тепловой поток с дождевыми и снеговыми осадками. На нижней границе поток энергии, направленный вдоль вектора z, определяется как

$$\mathcal{E}_0 = H_0 - (R_n)_0 + P_0 \,, \tag{7.4}$$

где H_0 – кондуктивный поток тепла в снежный покров из горных пород, P_0 – тепло, переносимое с инфильтрационным потоком или выносимое в результате процессов высачивания. На верхней границе потоки массы составляют

$$(E_{\mathrm{v}})_Z = E \,, \tag{7.5}$$

$$(E_{\mathrm{w}})_Z = -I_{\mathrm{w}} \varrho_{\mathrm{w}} \,, \tag{7.6}$$

$$(E_{\mathrm{i}})_Z = 0 \,, \tag{7.7}$$

где $(E_k)_Z$ – масса компонента k, проходящая через единицу площади поверхности с отметкой $z = Z$ в единицу времени (знак плюс соответствует случаю, когда поток направлен а ту же сторону, что и вектор z), E – скорость турбулентного переноса водяного пара в атмосфере, I_w – интенсивность дождевых осадков (в метрах водного столба за секунду). Если происходят изменения атмосферного давления, может наблюдаться движение воздуха через границы снежного покрова [82]. Если предположить, что уплотнения системы не происходит, поток льда через верхнюю границу должен быть равен нулю, поскольку плоскость $z = Z$ фиксирована в пространстве и скорость $w_i = 0$. Если происходит таяние или выпадение снега, граница воздух – снег может переместиться на новую плоскость $z = Z'$, однако при этом в пределах снежного покрова не будет происходить движения кристалликов льда. На нижней границе потоки массы описываются следующими выражениями:

$$(E_i)_0 = 0, \tag{7.8}$$

$$(E_w)_0 = -I_0 \varrho_w. \tag{7.9}$$

И в этом случае потоки воздуха и водяного пара могут быть ненулевыми. Величина, соответствующая скорости оттока талой воды I_0 (м водн. ст $\cdot$ $с^{-1}$), имеет знак плюс, если поток воды направлен вниз; этот поток поступает в почву или поверхностные водотоки. I_0 не обязательно равна скорости таяния $\mathcal{M}$ (м водн. ст.), поскольку талая вода может либо накапливаться в пределах снежного покрова, либо расходоваться на испарение в атмосферу.

7.2.2. Точечные регрессионные модели. Сформулировав основные уравнения, описывающие физические процессы, протекающие в пределах снежного покрова, можно рассмотреть различные типы точечных моделей таяния снега, отдавая себе полный отчет в отношении введенных упрощений. Самыми простыми являются эмпирически построенные *регрессионные модели,* представляющие собой линейные уравнения, связывающие входные и выходные переменные. Выходными переменными являются отток талой воды в основании снежного покрова I_0, скорость таяния и в ряде случаев Z – глубина снега. Соответственно входными переменными являются метеорологические параметры; поглощение чистой энергии радиации (R_n), температура воздуха (T_a), удельная влажность (q_a), скорость ветра (U) и переменные, описывающие условия в пределах снежного покрова. В этих моделях детали потоков на границах и внутренних потоков совершенно не рассматриваются, однако при выборе входных переменных принимается во внимание общая природа рассматриваемых физических процессов. Используя в

качестве входных переменных комплекс данных о среднесуточных температуре воздуха, давлении пара, направлении ветра и величине суммарного солнечного тепла, Зузель и Кокс [83] проанализировали эффективность различных регрессионных моделей. Они установили, что, в случае если учитывается только одна метеорологическая переменная, наиболее информативной является среднесуточная температура воздуха. Наилучшие же результаты дает сочетание такие переменных, как среднесуточные давление пара, направление ветра и чистое суммарное количество солнечного тепла. Куусисто [38] вывел уравнение регрессии через значения температуры воздуха и радиации (количество получаемого солнечного тепла). Вместе с тем следует отметить, что регрессионные модели сильно ориентированы на конкретный объект; результаты, получаемые на основании анализа одной экспериментальной зависимости, не могут использоваться в других ситуациях. Чтобы получить более универсальные модели, необходимо более детально рассматривать физические процессы, протекающие в системе. Такими моделями являются точечные концептуальные модели с сосредоточенными параметрами.

7.2.3. Концептуальные модели с сосредоточенными параметрами. Термин "модели с сосредоточенными параметрами" означает, что в этих моделях рассматриваются лишь усредненные свойства снежного покрова, т. е. свойства, осредненные по глубине Z, и не учитывается пространственная изменчивость процессов, протекающих в пределах этого покрова. Термин "концептуальные" означает, что этой моделью пытаются тем не менее охватить все физические процессы, хотя и с помощью очень упрощенных уравнений. Вначале сформулируем основополагающие в обсуждаемом контексте уравнения – уравнения сосредоточенного баланса энергии и массы в снежном покрове. Интегрируя уравнения сохранения массы и энергии от $z = 0$ до $z = Z$, получим следующие балансовые уравнения:

$$Z\frac{\partial}{\partial t}(\overline{\varrho_k\theta_k}) + (E_k)_Z - (E_k)_0 = Z\sum_j \bar{M}_{kj}\,, \tag{7.10}$$

$$Z\sum_k \overline{\varrho_k\theta_k}(c_p)_k\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \mathscr{E}_Z - \mathscr{E}_0 =$$

$$= Z\{\bar{M}_{\mathrm{iw}}\mathscr{L}_{\mathrm{iw}} + \bar{M}_{\mathrm{wv}}\mathscr{L}_{\mathrm{wv}} + \bar{M}_{\mathrm{iv}}\mathscr{L}_{\mathrm{iv}}\}\,. \tag{7.11}$$

Усредненные по пространству параметры обозначаются символом с чертой, например:

$$\bar{T}(\mathrm{t}) = \frac{1}{Z}\int_0^Z T(z,t)dz\,. \tag{7.12}$$

Скорость уменьшения массы льда в покрове равна скорости таяния

$$\mathcal{M} = -\frac{Z}{\varrho_w}\frac{\partial}{\partial t}(\overline{\varrho_i \theta_i}) \cdot \tag{7.13}$$

Для всех других компонентов ($k = a, w, v$) принимается, что

$$\frac{\partial}{\partial t}(\overline{\varrho_k \theta_k}) = 0. \tag{7.14}$$

Следующее упрощение, вводимое в эти уравнения, связано с предпосылкой о том, что снег является либо низкотемпературным и сухим, либо "зрелым", т. е. насыщенным водой и изотермическим при 0 °С. Энергия, поступающая в покров с низкотемпературным снегом, в первую очередь расходуется на повышение его температуры; образование воды в подошве покрова происходит лишь при $\overline{T} = 0$. Некоторые авторы учитывают в модели также то обстоятельство, что, прежде чем начинается отток талой воды, снег в порах может удерживать некоторое ее количество, $(\theta_w)_{крит}$. При достижении этого предельного содержания свободной воды значение θ_w остается постоянным. Следовательно, имеют место следующие неравенства:

$$\begin{aligned} T < 0, \quad & \theta_w = 0, \\ T = 0, \quad & 0 \le \theta_w \le (\theta_w)_{крит} \end{aligned} \tag{7.15}$$

Критическое значение влажности часто выражается в процентах по массе. В табл. 7.1. приведен диапазон значений этого параметра, опубликованных различными авторами. Бергстрём [7] считает, что значение критической влажности единицы площади снежного покрова мощностью Z, т. е. $(\theta_w)_{крит} \cdot Z$, необходимо увеличить на постоянную величину порядка 10 мм водн. ст. Эта процедура необходима для того, чтобы учесть постоянную емкость в подошве снежного покрова, где в пределах насыщенного слоя θ_w может быть больше, чем $(\theta_w)_{крит}$.

Таблица 7.1.

Ссылка	$100\,(\theta_w)_{крит}\,\varrho_w/\varrho_s$
Салтан [68]	8–10
Куусисто [38]	11–15
Ковзель [29]	2
Ковзель [37]	20–33
Спирс и др. [73]	2–5

Количество энергии, требующейся для изменения температуры снежного покрова от $\overline{T}(0)$ в начальный момент времени $t = 0$ до 0 °С в момент времени t, определяется уравнением

$$\int_0^t (\mathscr{E}_0 - \mathscr{E}_z)\mathrm{d}t = -Z\varrho_s(c_p)_i\overline{T}(0). \tag{7.16}$$

Это уравнение выведено из уравнения (7.11) при условии, что в системе не происходят фазовые переходы. Таким образом, в соответствии с концептуальной моделью поступающая энергия расходуется в покрове, состоящем из низкотемпературного снега, до тех пор, пока его температура не повысится до 0 °С. При $\overline{T} = 0$ энергия используется на таяние. Для зрелого снега уравнения (7.10), (7.11) (7.13) и (7.14) дадут зависимость

$$\mathscr{E}_0 - \mathscr{E}_Z = \mathscr{L}_{iw}\varrho_w\mathscr{M} + \mathscr{L}_{wv}E. \tag{7.17}$$

Из уравнений (7.10) и (7.13) имеем

$$(E_w)_Z - (E_w)_0 = \varrho_w\mathscr{M} - E, \tag{7.18}$$

а в терминах интенсивности атмосферных осадков и скорости образования талой воды

$$I_0 = \mathscr{M} + I_w - \frac{E}{\varrho_w} \tag{7.19}$$

В точке критической температуры воздуха $(T_a)_{крит}$ атмосферные осадки I_z разделяются на снеговые осадки I_s и дождевые осадки I_w. Следовательно,

$$\begin{aligned} &I_w = I_Z \quad \text{и} \quad I_s = 0 \quad \text{при } T_a > (T_a)_{крит}, \\ &I_w = 0 \quad \text{и} \quad I_s = I_Z \quad \text{при } T_a \le (T_a)_{крит}. \end{aligned} \tag{7.20}$$

$(T_a)_{крит}$ не всегда совпадает с 0 °С. Из уравнения (7.19) следует, что талая вода и дождевые осадки, не израсходованные на испарение, мгновенно оказываются в подошве снежного покрова, поскольку уравнение с сосредоточенными параметрами не учитывает, с какой скоростью талая вода движется через покров. Между тем многие авторы используют эмпирическое уравнение, учитывающее временно́е запаздывание t_z воды, движущейся между верхней и нижней границами. В этом случае

$$I_0(t + t_Z) = \mathscr{M}(t) + I_w(t) - \frac{E(t)}{\varrho_w}. \tag{7.21}$$

Андерсон в работе [2] приводит кривую запаздывания, описываемую уравнением

$$t_Z = (3{,}49 \times 10^3\ \text{м}^{-2}\text{с})\ Z^2 + (3{,}12 \times 10^3\ \text{м}^{-1}\text{с})Z + 1{,}22\ \text{с}. \tag{7.22}$$

До сих пор мы говорили об особенностях, которые характерны в основном для всех концептуальных точечных моделей с сосредоточенными параметрами. Основные различия в моделях возникают в связи с различными подходами к аппроксимации входной информации об энергии, поступающей на верхнюю границу. Если отсутствуют данные хотя бы об одном метеорологическом параметре, входящем в уравнение (7.3), поступление энергии рассчитать по этой формуле нельзя. Для этого необходимо применять эмпирические уравнения. Простейшие из моделей этого класса основаны на использовании эталонных уравнений, по которым можно определить $\mathscr{E}_0 - \mathscr{E}_z$. Примером такого уравнения может служить уравнение, включающее температурный коэффициент.

1. Модели, включающие температурный коэффициент. Зачастую отмечается, что энергия $\mathscr{E}_z$ тесно коррелируется с температурой воздуха T_a, особенно в случае, когда нет дождя. Следовательно, уравнение (7.17) часто записывается просто как

$$\mathscr{M} = \mathscr{C}(T_a - \mathscr{T}), \tag{7.23}$$

где $\mathscr{T}$ – эталонная температура, $\mathscr{C}$ – некоторая константа, называемая температурным коэффициентом. Уравнение (7.23) позволяет оценить мгновенное значение скорости снеготаяния $\mathscr{M}$ через мгновенное значение температуры воздуха T_a. При этом предполагается, что $E = I_w = 0$ и $\mathscr{M} = I_0$. В действительности, конечно, значения температуры воздуха известны лишь в дискретных интервалах времени, возможно за сутки. В этом случае по замеренным температурам рассчитывают среднее значение скорости таяния:

$$\overline{\mathscr{M}} = \mathscr{C}(\overline{T}_a - \mathscr{T}) \tag{7.24}$$

Куусисто [39] приводит много различных вариантов уравнения, в которых $\overline{T}_a$ заменяется, например, среднесуточной температурой, минимальной суточной температурой или их сочетанием. Он провел сравнительный анализ характеристик восьми различных моделей с температурным коэффициентом, используя данные, полученные по 12 различным участкам на территории Швеции. Наблюдения проводились в период интенсивного таяния снега, продолжавшегося 5 дней. В большинстве случаев наилучшие результаты получались на самых простых моделях, в которых T_a заменялась среднесуточной температурой и $\mathscr{T}$ принималась равной 0 °С. В табл. 7.2 приведены некоторые значения $\mathscr{C}$ и $\mathscr{T}$, установленные по результатам точечных замеров.

2. Модели энергетического баланса. Если в модели в явном виде используются различные элементы уравнений, описывающих поступающую энергию $\mathscr{E}_z$ и $\mathscr{E}_0$, она расценивается как модель энерге-

Таблица 7.2. Показатели посуточных моделей некоторых участков

Ссылка	Участок	$\mathscr{C}$/ мм водн. ст. · · сут$^{-1}$ · К$^{-1}$	$\mathscr{T}$/ °С
Куусисто [39]	Швеция (открытый участок)	4,13	1,3
	Швеция (залесенный участок)	2,63	1,2
Моррис [53]	Шотландия (открытый участок)	2,2±0,8	−4,0±1,5
	Швейцария (открытый участок)	5,3±3,2	3,6±6,3
Вооруженные силы США [76]	Центральные районы гор Сьерра-Невада, США (снежный покров)	4,8 (макс. 5,9)	0
	Лаборатория (открытый участок)	(мин. 3,0)	
	Верхняя Колумбия (снежный покров)	4,1 (макс. 6,0)	0
	Лаборатория (мозаичный лес)	(мин. 2,5)	
	Бассейн Уилламетт (снежный покров)	2,7 (макс. 4,9)	0
	Лаборатория (залесенный участок)	(мин. 1,2)	

тического баланса. Существует широкий диапазон таких моделей, различающихся в зависимости от того, какой из элементов замеряется прямо и какие эмпирические уравнения используются для оценки остальных элементов. В моделях этого класса используется уравнение баланса массы — уравнение (7.19), в котором испарение E принимается ненулевым. Уравнение энергетического баланса выглядит следующим образом:

$$\mathscr{E}_0 - \mathscr{E}_z - \mathscr{L}_{wv}E - \varrho_w \mathscr{M} \mathscr{L}_{iw} = Z\varrho_s(c_p)_i \frac{\partial \overline{T}}{\partial t} . \qquad (7.25)$$

Члены в левой части этого уравнения обычно рассматриваются как поток энергии, поступающей в снежный покров, хотя в действительности изменения количества энергии, связанные с фазовыми переходами, нельзя аппроксимировать как потоки через верхнюю границу. Из уравнений (7.3) и (7.4) имеем

$$\mathscr{E}_0 - \mathscr{E}_z - \mathscr{L}_{wv}E = (R_n)_Z - (R_n)_0 + H_0 - H_Z + P_0 - P_Z - \mathscr{L}_{wv}E . \qquad (7.26)$$

Рассмотрим поочередно каждый элемент, стоящий в правой части этого уравнения, приняв, что поверхность снежного покрова горизонтальна.

Общая радиация. Общая радиация над снежным покровом может быть установлена прямыми замерами и расцениваться как правдоподоб-

ная оценка $(R_n)_z$. Некоторые авторы приводят факты, свидетельствующие о дивергентном потоке радиации над снежным покровом (см., в частности, работу [18]), однако этот эффект, по-видимому, является несущественным по сравнению с возможными метрологическими погрешностями. Поскольку коэффициент поглощения излучения снегом сильно зависит от длины волны, общую радиацию на нижней границе $(R_n)_0$ нельзя рассчитать по замеренным значениям общей радиации, не вводя некоторые предпосылки в отношении спектрального распределения поступающей радиации. Поток излучения принято разделять на коротковолновое солнечное излучение S (диапазон 0,3 – 2,2 мкм) и длинноволновое тепловое излучение L (с длиной волны $\lambda > 2{,}2$ мкм). Подразделяя каждый из названных компонентов излучения на приходную и расходную части, имеем

$$(R_n)_z = S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow. \qquad (7.27)$$

Значения всех этих потоков можно определить на основании замеров над поверхностью снежного покрова. Однако часто возникает необходимость в оценке всех или некоторых из них по косвенным данным. Поступающая на поверхность снежного покрова солнечная радиация состоит из прямой радиации Q и рассеянной радиации D. Проходя через атмосферу, прямая солнечная радиация ослабляется процессами поглощения и рассеивания. Значительную роль в поглощении играют озон и водяной пар. Рассеивание связано главным образом с молекулами воздуха (рэлеевское рассеивание) и аэрозолями. Гарнье и Омура [28] предложили упрощенное уравнение, описывающее прямую солнечную радиацию на горизонтальную поверхность:

$$Q = Q^* f(\cos \Pi \cos \Omega \cos \Upsilon + \sin \Pi \sin \Upsilon), \qquad (7.28)$$

где Π – широта, Ω – часовой угол, Υ – склонение Солнца, Q^* – солнечная постоянная. В работе [27] значение Q^* принималось равным 1395 Дж · м$^{-2}$ · с$^{-1}$, в работе [20] $Q^* = 1360$ Дж · м$^{-2}$ · с$^{-1}$. Коэффициент прохождения $f = f(0)^m$, где $f(0)$ – средняя проходимость лучей вдоль линии зенита и m – оптическая масса воздуха, т. е. отношение расстояния, которое солнечные лучи проходят через атмосферу, к толщине атмосферы по линии зенита. Наибольшее значение $f(0)$ имеет зимой. Кузьмин [40] считает, что в европейской части СССР в период снеготаяния $f(0) = 0{,}8 \pm 0{,}5$. Величина m изменяется в зависимости от угла наклона орбиты Солнца в положении зенита и уменьшается с высотой h. В работе [19] дано наиболее полное решение проблемы оценки прямой солнечной радиации.

Рассеянную радиацию, попадающую на горизонтальную поверхность,

можно рассчитать по уравнению, предложенному Листом [44] :

$$D = 0{,}5(1 - 0{,}07 - 0{,}02)Q^*(\cos \Pi \cos \Omega \cos \Upsilon + \sin \Pi \sin \Upsilon) - Q\,. \quad (7.29)$$

Принимается, что из суммы радиации, поступающей на верхнюю границу атмосферы (т. е. из всей суммы прямой радиации), 50% теряется путем рассеивания, а из оставшейся половины 7% поглощаются водяным паром и 2% – озоном. Чтобы воспользоваться этим уравнением, необходимо измерить значение Q. Наиболее полные разработки этого вопроса приведены в работе [19] [1].

Расходную часть солнечной радиации можно оценить на основании следующего уравнения:

$$\int_\lambda (S\uparrow)_\lambda d\lambda = \int_\lambda \alpha_\lambda (S\downarrow)_\lambda d\lambda\,, \quad (7.30)$$

где a_λ – коэффициент отражения излучения с длиной волны λ. Коэффициент отражения зависит от угла, под которым падают лучи, характера поверхности снежного покрова и условий ниже снежного покрова, поскольку падающие солнечные лучи, проходя через покров, могут отражаться от внутренней границы. О'Брайен и Мунис [61] замерили α_λ для снега в диапазоне 0,6 мкм $< \lambda <$ 2,5 мкм. Значения a_λ высоки в видимой части спектра и уменьшаются с увеличением λ от 0,3 до 0,7 мкм. При $\lambda \approx 1{,}2$ мкм a_λ резко падает. В точках $\lambda = 1{,}8$ мкм и $\lambda = 2{,}25$ мкм выявлены максимальные значения a_λ, которые особенно четко выражаются для свежего снега с тонкозернистой структурой. В целом процесс таяния снижает коэффициент отражения в любой части спектра, однако повторное замерзание воды не увеличивает его опять. Видимо, этот эффект скорее связан с увеличением размеров зерен, а не с присутствием воды. В последнее время появился ряд работ, касающихся теоретических исследований в отношении отражательной способности снега. В работе [78], например, выводы строятся на основании использования имеющейся информации. В большинстве моделей таяния снега принимается, что a_λ в пределах видимой части спектра есть величина постоянная, т. е. $S\uparrow = aS\downarrow$, где a – альбедо. Облачный покров оказывает влияние на альбедо, поскольку он изменяет характер рассеивания поступающей радиации. Петцольд [65] предложил уравнение, описывающее возрастание альбедо в диапазоне коротких волн в зависимости от степени облачности N, выраженной в десятых долях единицы:

$$100\,\frac{\Delta\alpha}{\alpha} = 0{,}449 + 0{,}0097\,N^3. \quad (7.31)$$

[1] См. также *Будыко М.И.*, Тепловой баланс земной поверхности. – Гидрометеоиздат, 1956. – *Прим. ред.*

Максимальное возрастание α достигает 10%. Заметим, что это эмпирическое уравнение не годится для случая $N = 0$, поскольку при этом получается, что при отсутствии облачности $\Delta\alpha \neq 0$.

Количество поступающей длинноволновой радиации можно оценить на основании закона Стефана для испускаемого излучения:

$$L\downarrow = \epsilon_a \sigma (T_a^*)^4, \tag{7.32}$$

где ϵ_a – коэффициент излучения воздуха, T_a^* – абсолютная температура, σ – постоянная Стефана – Больцмана, равная $5{,}735 \cdot 10^{-8}$ Дж$\times$ $\times$ м$^{-2}$ $\cdot$ с$^{-1}$ $\cdot$ К$^{-4}$. Для определения ϵ_a проводились различные эксперименты. Кузьмин [40] приводит эмпирическое выражение, предназначенное для оценки этого параметра на территории Европейской части СССР в зависимости от давления пара p_v:

$$\epsilon_a = [0{,}62 + 0{,}005 \text{ Па}^{-1/2}(p_v)^{1/2}] . \tag{7.33}$$

Брутсарт [9] предлагает следующее выражение:

$$\epsilon_a = 0{,}642 \text{ Па}^{-1/7}\text{К}^{1/7}\left\{\frac{p_v}{T_a^*}\right\}^{1/7} . \tag{7.34}$$

Влияние, оказываемое на ϵ_a облачным покровом, можно учесть с помощью формулы Берлианда:

$$\epsilon_a = 0{,}58 + 0{,}9\, aN^2 + 0{,}6 \text{ Па}^{-1/2}(p_v)^{1/2}(1 - aN^2) , \tag{7.35}$$

где $0{,}09 \leqslant a \leqslant 0{,}32$.

Расходную часть длинноволновой радиации можно оценить также на основании закона Стефана:

$$L\uparrow = \epsilon_s \sigma (T_Z^*)^4 \tag{7.36}$$

где ϵ_s – коэффициент излучения снега, T_Z^* – абсолютная температура на поверхности снежного покрова. Матвеев [49] приводит значение $\epsilon_s = 0{,}97$, а Андерсон [3] – $\epsilon_s = 0{,}99$.

Для маломощного снежного покрова в степных районах существенную роль может играть общая радиация, поступающая на нижнюю границу $(R_n)_0$. Меллор [51] обобщил данные, относящиеся к зависимости коэффициента затухания ν_λ от длины волны, размера зерен, плотности и влажности снега. Для коротковолнового излучения $\nu_s \approx 10$ м$^{-1}$, в то время как длинноволновое излучение поглощается значительно быстрее, с $\nu_L \approx 250$ м$^{-1}$. Поскольку

$$(S\downarrow)_0 = (S_n)_Z \exp(-\nu_S Z) \tag{7.37}$$

и

$$(L\downarrow)_0 = (L_n)_Z \exp(-\nu_L Z) , \tag{7.38}$$

то, принимая, что на нижней границе не происходит отражения и направленного вверх рассеивания, можно рассчитать общее излучение, поступающее на нижнюю границу. При $Z \gtrsim$ 50 см значение $(R_n)_0$ пренебрежимо мало.

Турбулентный перенос. Турбулентный поток тепла и водяного пара (H_Z и E) с поверхности снежного покрова в пограничный слой атмосферы можно замерить непосредственно, используя аппаратуру, предназначенную для измерения вихревых потоков. H_Z и E можно рассчитать также на основании замеров скорости ветра U, температуры T_a и удельной влажности воздуха q_a на некоторой высоте $\mathfrak{Z}$ над поверхностью снежного покрова:

$$H = -\varrho_a (c_p)_a k^2 \frac{\phi_M U (T_a - T_Z)}{\phi_H \{\ln(\mathfrak{Z}/z_0)\}^2}, \tag{7.39}$$

$$E = -\varrho_a k^2 \frac{\phi_M}{\phi_E} \frac{U(q_a - q_z)}{\{\ln(\mathfrak{Z}/z_0)\}^2}. \tag{7.40}$$

Здесь k – константа Ван-Кармана, ϕ_M, ϕ_H и ϕ_E – функции Монина – Обухова, z_0 – степень аэродинамической шероховатости снега. Температура T_Z и удельная влажность q_Z поверхности снежного покрова рассчитываются на модели энергетического баланса. Значения функций Монина – Обухова изменяются в зависимости от устойчивости атмосферных процессов. Состояние атмосферы в размерном выражении можно оценить по числу Ричардсона

$$Ri = g \frac{(T_a - T_Z)}{T_a^* U^2}, \tag{7.41}$$

где T_a^* – абсолютная температура воздуха, или через безразмерный масштабный коэффициент

$$\mathfrak{Z}/\Lambda = \phi_M^2 Ri/\phi_H. \tag{7.42}$$

Здесь Λ – характерная длина Обухова. На основании данных метеорологических наблюдений получено большое разнообразие выражений, описывающих функции Монина – Обухова (табл. 7.3).

Степень аэродинамической шероховатости снежного покрова зачастую остается параметром, подбираемым на моделях энергетического баланса с применением оптимизационных процедур. В работе [12] предлагается следующее выражение:

$$z_0 = \frac{0{,}016\, k^2 U^2}{g \ln\{\mathfrak{Z}/z_0\}^2} = \frac{0.016 u_*^2}{g}, \tag{7.43}$$

где u_* – динамическая скорость. Замеренные значения z_0 [10, 72, 70] изменяются в диапазоне 0,3 – 3 мм, что согласуется с приведенным

Таблица 7.3. Значения функций Монина – Обухова в зависимости от устойчивости атмосферных процессов

Автор	Устойчивость	ϕ_H/ϕ_M	ϕ_E/ϕ_M
Пановский, Блекадор и Мак-Вегил [64]	$Ri < -0{,}03$	0,77	
Уэбб [79]	$Ri \geqslant -0{,}03$	1	
Омура [62]	Весь диапазон Ri		1
Манн [56]	Весь диапазон Ri		Вероятно, < 1
Андерсон [3]	$Ri > 0$	1	1
	$Ri < 0$	$(1 - 16\,Ri)^{-1/4}$	$(1 - 16\,Ri)^{-1/4}$
Торп и др [75]			> 1
Грейнджер [30]	$0 \leq \zeta/\Lambda \leq 0{,}1$	1	$\simeq 2$
	$Ri < 0$	$(1 - 58\zeta/\Lambda)^{-1/4}$	Уменьшается с повышением неустойчивости
Грейнджер и Мейл [31]	$\zeta/\Lambda > 0{,}1$	$(1 + 7\zeta/\Lambda)^{0,1}$	
Бусингер и др. [11]	$Ri < 0$	$\dfrac{1{,}35(1 - 15\zeta/\Lambda)^{1/4}}{1 - 9\zeta/\Lambda)^{1/2}}$	
	$Ri > 0$	$\dfrac{(0{,}74 + 4{,}7\zeta/\Lambda)}{(1 + 4{,}7\zeta/\Lambda)}$	
Дайер и Хикс [22]	$Ri < 0$	$(1 - 16\zeta/\Lambda)^{-1/4}$	

уравнением. Моррис [54], оптимизируя модель энергетического баланса по данным, полученным по десяти различным участкам в горах Кернгорм, Шотландия, установил, что значение z_0 варьирует в диапазоне 0,004 – 0,14 мм. В аналогичную модель участки во Французских Альпах [57] было заложено значение z_0, равное 4 мм; для участка в Шеффервилле, провинция Квебек, это значение составляло 5 – 15 мм [21].

Тепло, переносимое дождевыми осадками. Тепло, выносимое из снежного покрова дождевыми осадками, составляет

$$P_Z = (E_w)_Z (c_p)_w T'_a , \qquad (7.44)$$

где T'_a – температура дождевой воды, достигающей поверхности снежного покрова $z = Z$; она не обязательно равна температуре воздуха на упомянутой высоте (T_a). Значение P_Z можно выразить через интенсивность атмосферных осадков I_w:

$$P_z = -I_w \varrho_w (c_p)_w T'_a . \qquad (7.45)$$

Тепло, поступающее в снежный покров со снеговыми осадками, не передается через поверхность $z = Z$, поскольку на старую поверхность покрова ложится свежий снег.

Кондуктивный теплообмен с породами. Тепло, поступающее в снежный покров из пород кондуктивным путем, очень мало́ по сравнению с потоками энергии на верхней границе. В связи с этим в большинстве концептуальных точечных моделей с сосредоточенными параметрами используется постоянное значение этого параметра порядка 0 – 5 Дж × × м$^{-2}$ · с$^{-1}$. Однако, если модель снеготаяния с сосредоточенными параметрами объединить с моделью с распределенными параметрами, воспроизводящей приток тепла и воды в почву, H_0 можно рассчитать по градиенту температуры на границе $z = 0$ и коэффициенту теплопроводности почвы.

Тепло, поступающее из пород конвективным путем. Тепло, привносимое на нижнюю границу снежного покрова потоком массы $(E_k)_0$, составляет

$$P_0 = \sum_k (E_k)_0 (c_p)_k T_d \qquad k = \text{a, v, w}, \tag{7.46}$$

где T_d – температура, которую имеет жидкость, достигая поверхности $z = 0$. Представляется, что на практике наиболее важным является процесс переноса тепла водяным паром, движущимся вверх к низкотемпературному снежному покрову. В ряде случаев может происходить также восходящее движение воды. Если значение P_0 определялось без привлечения модели почвы с распределенными параметрами, оно обычно принимается равным нулю.

Концептуальные модели с сосредоточенными параметрами основаны на предпосылке о том, что образование воды в подошве снежного покрова происходит лишь в том случае, когда средняя температура снега $\overline{T}$ равна 0 (уравнение (7.14)). Следовательно,

$$\begin{aligned} I_0 &= 0, \quad \overline{T} < 0, \\ I_0 &\le 0, \quad \overline{T} = 0. \end{aligned} \tag{7.47}$$

С использованием этих неравенств уравнения (7.19) и (7.25) можно решить относительно M, I_0 и $\overline{T}$. Если для расчета турбулентного переноса нужно знать температуру на поверхности снежного покрова T_Z, в качестве его значения может использоваться средняя температура снега. Помимо этого принимается, что удельная влажность поверхности снега равна предельной для заданной температуры влажности

$$q_Z = q_{\text{нас}}(\overline{T}). \tag{7.48}$$

Если имеется полный набор метеорологических данных, на моделях энергетического баланса можно получить лучшие результаты, чем на моделях температурного коэффициента (см., например, работу [53]). Существуют, однако, проблемы, связанные с переходом от этих моде-

лей к моделям в масштабе водосборного бассейна. Этот вопрос будет обсуждаться в разд. 7.3.

7.2.4. Модели с распределенными параметрами. Создание моделей, основанных на использовании температурного коэффициента, и моделей энергетического баланса начинается с интегрирования уравнений (7.10) и (7.11), описывающих баланс массы и энергии. Вместе с тем в моделях с распределенными параметрами процессы, протекающие в пределах снежного покрова, рассматриваются детально. Эти модели основаны на уравнениях сохранения (7.1) и (7.2), которые связывают плотности ϱ_k, удельные объемы θ_k, скорости w_k, источники массы M_{kj} и температуру T. Их нельзя решить, не вводя дополнительные определяющие уравнения, отражающие отдельные свойства веществ. Один из обычных способов упрощения этих уравнений предполагает разграничение между низкотемпературным сухим снегом и зрелым снегом, о котором шла речь в предыдущем разделе. Далее модели можно разделить на модели, в которых решается уравнение теплового потока в сухом снеге (см., например, работу [82]), и модели, основанные на решении уравнения движения воды в зрелом снеге (см., например, работы [13, 77]). Недостаток такого подхода (и в этом мы согласны, в частности с Обледом и Россом [60]) заключается в том, что на его основе трудно реализовать переход между двумя этими уравнениями, особенно если имеет место несколько границ, разделяющих сухой и зрелый снег и изменяющихся во времени и в пространстве. Моррис и Годфри [55, 54], используя результаты, полученные Колбеком [15] на основании анализа термодинамики влажного снега, разработали модель с распределенными параметрами, в которой отсутствует резкий переход между низкотемпературным и зрелым снегом, а уравнения теплового потока и движения воды решаются применительно к температурам, меньшим или равным 0 °С. Модель основана на часто использующейся в физике грунтов предпосылке о том, что рассматриваемая система является однофазовой. В соответствии с этой предпосылкой принимается, что массоперенос, осуществляющийся потоком пара, пренебрежимо мал, а давление насыщенного влагой воздуха является величиной постоянной. В этом случае уравнения сохранения массы и энергии (уравнения (7.1) и (7.2)) можно свести к трем уравнениям, описывающим характеристики воды в жидкой и твердой фазах:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\varrho_i \theta_i) = - M_{wi} , \tag{7.49}$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\varrho_w \theta_w) + \frac{\partial}{\partial z}(\varrho_w \theta_w w_w) = M_{wi} , \tag{7.50}$$

$$\left\{(\varrho_i\theta_i(c_p)_i + \varrho_w\theta_w(c_p)_w)\frac{\partial T}{\partial t}\right\} + \{\varrho_w\theta_w(c_p)_w w_w\}\frac{\partial T}{\partial z}$$

$$= \frac{\partial}{\partial z}\left(\varkappa_{\text{эфф}}\frac{\partial T}{\partial z}\right) + M_{iw}\mathcal{V}_{iw} + \frac{\partial R_n}{\partial z}\,. \qquad (7.51)$$

В уравнении сохранения энергии теплоемкостью газообразной фазы пренебрегают, поскольку она очень мала по сравнению с теплоемкостью льда и воды. Параметры конвекции насыщенного влагой воздуха и два источника скрытого тепла в явном виде в эти уравнения не входят. Здесь присутствует, однако, коэффициент эффективной теплопроводности $\varkappa_{\text{эфф}}$, который позволяет учитывать связанные с движением пара тепловые эффекты косвенно.

Скорость движения воды в структуре льда описывается законом Дарси для фильтрации в пористых средах:

$$\theta_w w_w = -\frac{\mathcal{K}}{\varrho_w g}\frac{\partial}{\partial z}p_w - \mathcal{K}_w\,, \qquad (7.52)$$

где $\mathcal{K}_w$ – коэффициент фильтрации. Принимая значение ϱ_g постоянным, уравнение (7.52) можно переписать следующим образом:

$$\theta_w w_w = -\frac{\mathcal{K}_w}{\varrho_w g}\frac{\partial \psi}{\partial z} - \mathcal{K}_w\,, \qquad (7.53)$$

где $\psi = p_w - p_g$ – натяженность влаги.

Значения θ_w и ψ описываются "характеристическим" уравнением, выведенным эмпирическим путем:

$$\theta_w = (1 - \theta_i)\left\{\frac{\psi}{-206\ \text{Па}}\right\}^{-0,93}. \qquad (7.54)$$

Коэффициент фильтрации записывается через размер зерен d_i и плотность $\varrho_i\theta_i$ снега следующим уравнением:

$$\mathcal{K}_w = (4{,}2\ 10^3\ \text{м}^{-1}\,\text{с}^{-1})d_i^2\ \exp\{(-7{,}8\ 10^{-3}\ \text{кг}^{-1}\,\text{м}^3)\varrho_i\theta_i\}\left\{\frac{\psi}{-206\ \text{Па}}\right\}^{-4,29} \qquad (7.55)$$

Коэффициент эффективной теплопроводности задается как

$$\varkappa_{\text{эфф.}} = (2{,}093\ 10^{-1}\ \text{Дж}\,\text{м}^{-1}\,\text{с}^{-1}) +$$
$$(7{,}95\ 10^{-4}\text{Дж}\,\text{м}^2\,\text{с}^{-1}\,\text{K}^{-1}\,\text{кг}^{-1})\varrho_i\theta_i$$
$$(2{,}511\ 10^{-12}\text{Дж}\,\text{м}^{11}\,\text{с}^{-1}\,\text{K}^{-1}\,\text{кг}^{-4})(\varrho_i\theta_i)^4\,, \qquad (7.56)$$

а величина поглощения излучения рассчитывается в соответствии с уравнениями (7.37) и (7.38).

Если принять, что все частицы льда имеют одинаковый размер и их число остается постоянным, то

$$\frac{\partial d_i}{\partial t} = - M_{wi} \frac{d_i}{3\theta_i \varrho_i} \cdot \qquad (7.57)$$

Прежде чем из уравнений (7.49) – (7.57) могут быть найдены температура и натяженность влаги, необходимо записать еще одно уравнение. Оно выводится на основании предпосылки о том, что снег постоянно находится в термодинамическом равновесии. При невысокой влажности снега это уравнение Колбека [15], связывающее T и ψ в условиях равновесия:

$$T = (8{,}14 \cdot 10^{-7}\ \text{К Н}^{-1}\,\text{м}^2)\psi - (3{,}88 \cdot 10^{-7}\ \text{К м})/d_i \,. \qquad (7.58)$$

Для снега, насыщенного водой, используется уравнение Клаузиуса – Клапейрона:

$$T = (-7{,}4 \cdot 10^{-7}\ \text{К Н}^{-1}\,\text{м}^2)\psi - (1{,}21 \cdot 10^{-7}\ \text{К м})/d_i \cdot \qquad (7.59)$$

Для оценки T в переходной области используется полиномиальная зависимость с коэффициентами, подобранными таким образом, чтобы на границах значения T и $\partial T/\partial\psi$ согласовывались между собой.

Приведенные уравнения решаются по неявной итерационной конечно-разностной схеме.

7.3. Модели водосборного бассейна. В этом разделе описываются модели водосборных бассейнов, предназначенные для прогнозирования таяния снега на обширных территориях. Их, так же как и точечные модели, можно классифицировать на *регрессионные модели, концептуальные модели* и *модели с распределенными параметрами.* Многие уравнения, использующиеся в моделях водосборных бассейнов, те же, что и уравнения, использующиеся в соответствующей точечной модели. Важно, однако, помнить о том, что в *точечных моделях* в качестве входных и выходных переменных используются точечные значения параметров, в то время как в моделях водосборных бассейнов фигурируют *значения, осредненные по площади.* Следовательно, нет гарантии, что значения параметров, входящих в данное уравнение, будут одинаковыми в точечных и более крупномасштабных моделях.

7.3.1. Регрессионные модели. Простейшими, как и в предыдущем случае, являются регрессионные модели. Существуют установленные эмпирическим путем линейные уравнения, связывающие прогнозные переменные с объемом стока талой воды в пределах водосборного бассейна. Чтобы провести калибровку модели, нужно располагать данными о стоке за несколько сезонов снеготаяния. Может оказаться так, что по-

лучение этих уравнений займет больше времени, чем калибровка регрессионной модели дождевого стока. Прогнозные переменные могут быть представлены в любом сочетании. В работе [4] приводится уравнение

$$F = (10\ \text{км}^2)0{,}63\ \text{мм}\,\text{K}^{-1}\text{ч}^{-1}T_\text{а}\ , \qquad (7.60)$$

описывающее сток в пределах водосборного бассейна в северо-восточной Англии, занимающего площадь 10 км^2. Коэффициент стока талой воды зависит от размера водосборного бассейна. Фергюсон [26] для расчетов использует значения максимальной суточной температуры воздуха, время с начала таяния снега и расход за предыдущие сутки. Для водосборного бассейна в Шотландии площадью 106 км^2 по наблюдениям за два сезона снеготаяния были получены два уравнения:

$$F(t) = -0{,}10\ \text{м}^3\text{с}^{-1} + 0{,}51F(t-1) + 0{,}91\ \text{м}^3\text{с}^{-1}\text{K}^{-1}(T_\text{а})_{\text{макс}} - (0{,}17\ \text{сут}^{-1}\text{м}^3\text{с}^{-1})t, \qquad (7.61)$$

$$F(t) = 1{,}71\ \text{м}^3\text{с}^{-1} + 0{,}48F(t-1) + 0{,}25\ \text{м}^3\text{с}^{-1}\text{K}^{-1}(T_\text{а})_{\text{макс}} - (0{,}072\ \text{м}^3\ \text{с}^{-1}\text{сут}^{-1})t. \qquad (7.62)$$

Коэффициенты, входящие в эти уравнения, год от года изменяются, особенно коэффициент перед $(F - 1)$. Следовательно, для данного водосборного бассейна регрессионная модель является неудовлетворительной. Другими переменными, которые могут рассматриваться в качестве параметров прогноза, являются средний запас воды в снежном покрове, величина атмосферных осадков и объем стока за предыдущий сезон. Поскольку данные о температуре воздуха и величине стока в течение сезона снеготаяния часто описываются автокорреляционными функциями, прогноз суточных расходов иногда получают с использованием автокорреляционных моделей или моделей взаимной корреляции с запаздыванием, составленных только на основании информации о величине стока. Мейл и Грейнджер [46] высказали интересную точку зрения, что переменные, характеризующие воздушную массу, являются более представительными для больших территорий, чем приповерхностные метеорологические переменные, и, следовательно должны расцениваться как более информативные прогнозные переменные, входящие в регрессионные модели водосборных бассейнов.

7.3.2. Концептуальные модели. Концептуальные модели водосборных бассейнов предназначены для воспроизведения различных гидрологических и гидрогеологических процессов путем решения отдельных уравнений. Они, следовательно, будут обычно включать отдельную процедуру, имитирующую таяние снега, включая процесс собственно таяния и миграцию воды через снежный покров в породу. Остальная часть мо-

дели, которая является универсальной и для процессов снеготаяния, и для эффективных дождевых осадков, будет описывать движение воды в почве, на поверхности почвенного покрова и в водотоках. Эту модель, следуя работе [81], можно назвать моделью преобразования. Важно сознавать, что при изменении модели преобразования значения параметров, описывающих данный пример снеготаяния, подвержены изменениям. В идеале уравнения, описывающие различные процессы и входящие в концептуальную модель, должны были бы быть независимыми. На практике это не так.

Процедуры, описывающие процесс снеготаяния и составляющие концептуальные модели водосборных бассейнов, могут оперировать с сосредоточенными или распределенными в горизонтальной плоскости параметрами. Иными словами, для различных зон рассчитывается либо среднее в пределах водосборного бассейна значение характеристик таяния, либо отдельные значения этих характеристик. В любом случае целью моделирования является прогноз усредненной реакции области, имеющей намного большие размеры, чем небольшие участки, использующиеся для проверки точечных моделей. Несмотря на это, процедуры, входящие в концептуальные модели и имитирующие процесс таяния снега, базируются на уравнениях, разработанных применительно к точечным моделям с параметрами, сосредоточенными в вертикальной плоскости. Эти уравнения рассматривались в предыдущем разделе. Названные модели снова можно разделить на два типа: модели температурного коэффициента и модели энергетического баланса.

1. Модели, включающие температурный коэффициент. Типичным примером такой модели является модель, разработанная Фергюсоном [26]. Она проверялась по данным, полученным на территории водосборного бассейна реки Феши вблизи Кернгорма. Модель снеготаяния основана на уравнении, описывающем этот процесс посуточно:

$$\bar{M} = C_{24}(\bar{T}_a - T_{24}), \qquad (7.63)$$

где $\bar{M}$ на этот раз рассматривается как средняя скорость таяния снега в пределах всей площади A_S водосборного бассейна, покрытой снегом. Средняя температура за 24-часовой период, начинающийся в момент 12.00, исчисляющийся по среднему времени по Гринвичскому меридиану, рассчитывается по формуле

$$\bar{T}_a = \frac{(T_a)^2_{\text{макс}} - (T_a)^2_{\text{мин.1}}}{4\{(T_a)_{\text{макс}} - (T_a)_{\text{мин.1}}\}} + \frac{(T_a)^2_{\text{макс}} - (T_a)^2_{\text{мин.2}}}{4\{(T_a)_{\text{макс}} - (T_a)_{\text{мин.2}}\}}, \qquad (7.64)$$

где члены, стоящие в квадрате, обнуляются, если значение температуры, входящей в уравнение, становится меньше нуля. Максимальная темпе-

ратура $(T_a)_{\text{макс}}$ и минимальные температуры до и после максимума $(T_a)_{\text{мин 1}}$ и $(T_a)_{\text{мин 2}}$ рассчитываются по максимальным и минимальным значениям температуры, замеряемой на метеорологической станции, расположенной на абсолютной отметке h_0. Расчеты проводятся с использованием уравнения, описывающего снижение температуры с высотой:

$$T_a = T_0 - \Gamma(h - h_0)\,. \tag{7.65}$$

Соответствующая высота h выбирается с использованием гипсометрической кривой таким образом, чтобы площадь водосборного бассейна выше отметки h была бы равна площади снежного покрова $\mathcal{A}_s$. Это не означает, что весь снег на самом деле должен находиться выше отметки h. Важной особенностью модели является уравнение, основанное на принципе обратной связи. Это уравнение позволяет получить новое значение $\mathcal{A}_s$ на основании скорости таяния:

$$\mathcal{A}_s(t+1) = \left\{\mathcal{A}_s(t) - \bar{\mathcal{M}}\frac{\mathcal{A}_s(0)}{Z(0)}\right\}^{1/2}, \tag{7.66}$$

где $Z(0)$ – начальная средняя толщина снежного покрова. Сток талой воды к водотоку аппроксимируется моделью линейной емкости:

$$V(t) = \mathcal{G}F(t)\,, \tag{7.67}$$

где $V(t)$ – объем запасов в системе. Задавая значение интенсивности дождевых осадков $\bar{I}_w(t)$ в пределах всей площади водосборного бассейна $\mathcal{A}$

$$V(t+1) - V(t) = \bar{\mathcal{M}}(t).\mathcal{A}_s(t) + \bar{I}_w(t).\mathcal{A} - F(t) \tag{7.68}$$

и объединяя это выражение с уравнением (7.67), получим уравнение авторегрессии:

$$F(t+1) = \frac{(\mathcal{G}-1)}{\mathcal{G}}\,F(t) + \bar{\mathcal{M}}(t)\,\frac{\mathcal{A}_s(t)}{\mathcal{G}} + \bar{I}_w(t)\frac{\mathcal{A}}{\mathcal{G}}\,.$$

Это уравнение и составляет блок преобразования рассматриваемой модели. На рис. 7.1 приведены замеренные и прогнозные значения речного стока.

Температурный коэффициент, входящий в рассматриваемую модель, может быть постоянным или изменяться в течение сезона, так же как и в соответствующих точечных моделях. Ранго и Мартинек [66] пользуются уравнением, связывающим посуточный коэффициент $\mathcal{C}_{24}$ с плотностью снега:

$$\mathcal{C}_{24} = 11 \text{ мм K}^{-1}\text{d}^{-1}\,\varrho_s/\varrho_w \tag{7.69}$$

В работе [73] количество выпадающих атмосферных осадков учитывается уравнением

$$\mathcal{C}_{24} = (0{,}74 \text{ мм} \cdot \text{сут}^{-1}\text{K}^{-1} + 0{,}07 \text{ K}^{-1}\bar{I}_w) \tag{7.70}$$

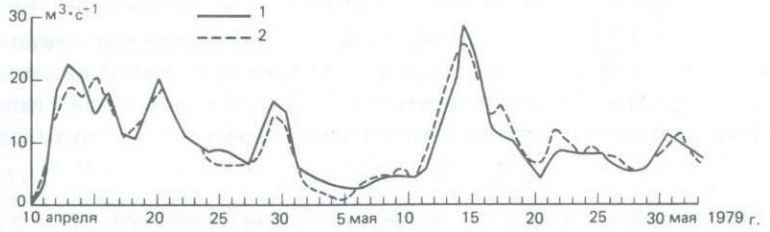


Рис. 7.1. Наблюденные и прогнозные значения речного стока в пределах водосборного бассейна реки Феши (окрестности Керкгорма) [26]. *1* – фактические значения; *2* – прогнозные значения.

Многие авторы пользуются значением аэротермического градиента $\Gamma = 5{,}9$ К · км$^{-1}$, отражающим снижение температуры адиабатического насыщенного воздуха[1]. Между тем Фергюсон [26], например, рассматривает Г как параметр, подлежащий оптимизации в определенных пределах. Он установил, что значения Г изменяются в пределах 6,4 – 8,4 К · км$^{-1}$, что согласуется со значениями, полученными в результате исследований в горах Кернгорм.

Основная проблема, связанная с использованием концептуальных моделей водосборных бассейнов, состоит в выборе наилучшего способа определения средней по площади температуры и количества атмосферных осадков. Систематическую погрешность оценки $\overline{T}_a$ при расчетах снеготаяния можно нейтрализовать путем подгонки значения температурного коэффициента, в то время как погрешность в оценке $\overline{I}_Z$ может привести к систематической ошибке в расчете объема прогнозного речного стока. В этой связи некоторые модели используют коэффициент, корректирующий величину снеговых осадков [43], который связывает истинное значение среднего увеличения содержания воды в снежном покрове с расчетным средним значением атмосферных осадков. Этот коэффициент компенсирует непредставительность измерений интенсивности атмосферных осадков, систематическую погрешность расчетов среднего значения I_S по точечным замерам, а также в неявном виде потери на испарение и потери влаги, удерживаемой на поверхности растений, плюс приход или потери снега через границу водосборного бассейна за определенный промежуток времени. В моделях с параметрами, распределенными в горизонтальной плоскости, существует возможность для различных зон в пределах водосборного бассейна использовать различные значения коэффициента, корректирующего величину снеговых осадков.

[1] С увеличением высоты над уровнем моря при отсутствии инверсий. – *Прим. ред.*

На аккумуляцию снежного покрова оказывают влияние топографические факторы (относительные отметки, уклон и рельеф) и характер растительного покрова. В работе [32] даны таблицы с величинами относительной аккумуляции для различных типов ландшафта, на основании которых определяются соответствующие коэффициенты, корректирующие количество выпадающих снеговых осадков. Общепризнано, что в лесу скапливается меньше снега, чем в смежных открытых районах [50]. В среднем водный эквивалент для леса на 50% ниже, однако это значение изменяется в зависимости от плотности лесного шатра. Аккумуляция снега в хвойном лесу меньше, чем в лиственном. Это различие связано, по-видимому, с двумя причинами. Территории, покрытые лесом, могут захватывать меньше снега, чем открытые районы. Кроме того, снег может удерживаться поверхностью лесной растительности и впоследствии расходоваться на испарение. В результате детальных исследований [24, 69] было установлено, что количество снега, задерживаемого растениями и расходующегося на испарение, является значительным. Так, например, в работе [33] отмечалось, что в результате одного снегопада на поверхности елей в пределах леса удерживалось количество снега, эквивалентное 19 мм воды, что в 10 раз превышает величину задержания дождевых осадков. После этого снегопада 40% задержанного снега ушло на испарение.

Исследования, проведенные в масштабе водосборных бассейнов, позволяют говорить о том, что лесопосадки уменьшают сток талых вод [5, 25], а вырубка леса повышает его на 20–60% [63, 34, 74]. Наряду с этим в результате исследований посадок твердоствольных деревьев и кустарника [8] было выявлено увеличение расхода водотоков; Хорнбек и Пирс [35] установили, что валка леса, и в частности твердоствольных деревьев, не вызывает изменений стока. Помимо названных факторов (задержания снега и испарения с поверхности лесного шатра) могут действовать также и другие факторы. Джеффри [36], в частности, высказывает предположение, что для залесенных и открытых территорий состояние увлажненности почв в период снеготаяния может сильно различаться.

В соответствии с программой "Сравнительный анализ моделей стока талых вод" [81] по комплексу данных, полученных по различным водосборным бассейнам, были проведены тестовые расчеты. Это создало возможность для сопоставления значений параметров $\mathscr{C}_{24}$, $\mathscr{T}_{24}$, Г и $(T_a)_{\text{крит}}$, найденных на этих моделях в результате решения обратной задачи [48]. Было установлено, что максимальные изменения значений $\mathscr{C}_{24}$ (при условии $\mathscr{T}_{24} = 0\,^{\circ}\text{C}$), рассчитанных на одной и той же модели применительно к разным водосборным бассейнам, составляют

1,0–6,1 мм · $К^{-1}$ · $сут^{-1}$, а максимальные изменения значений $\mathscr{C}_{24}$, рассчитанных на разных моделях для одного и того же водосборного бассейна, – 1,4–6,1 мм · $К^{-1}$ · $сут^{-1}$. Мартинек считает, что посуточный коэффициент используется в большинстве моделей не как физически обоснованный коэффициент, а скорее как некий множитель, установленный в результате калибровки. По сравнению с опубликованными значениями, полученными в процессе экспериментальных измерений, расчетные значения посуточных коэффициентов в целом значительно ниже. Установлено, что максимальные изменения значений Г, рассчитанных на одной и той же модели для различных водосборных бассейнов, составляют 2–8 К · $км^{-1}$, а наибольшие изменения значений Г, рассчитанных на разных моделях применительно к одному и тому же водосборному бассейну, – 1,5–11,2 К · $км^{-1}$. Мартинек высказывает мнение, что рассчитанные на модели значения Г и $\mathscr{C}_{24}$ не являются независимыми и что "неправильное" значение Г (т. е. не соответствующее фактическому значению этого параметра в пределах водосборного бассейна) может компенсироваться неправильным значением $\mathscr{C}_{24}$. Неожиданно Мартинек обнаружил также большой диапазон изменений, рассчитанных в результате решения обратной задачи значений $(T_a)_{крит}$: максимальный диапазон изменения этого параметра для различных водосборных бассейнов составляет $-2 \div +4$ °С, для различных моделей он равен $-1{,}25 \div +5{,}5$ °С. По его мнению, это свидетельствует о том, что, хотя все модели приводят к очень схожим прогнозным значениям стока, прогнозные характеристики снежного покрова в пределах различных водосборных бассейнов должны быть различными. Подробности этого важного сопоставительного анализа будут опубликованы.

2. Модели энергетического баланса. При условии, что калибровка моделей температурного коэффициента проводилась по достаточно полному периоду наблюдений, они в целом являются эффективными для нормальных условий. Однако в экстремальных условиях [3], таких, как очень высокие температуры и слабый ветер, низкая влажность и сильные ветры, безоблачное небо и низкие температуры, зрелый снег, более точные результаты в принципе можно получить на моделях энергетического баланса. Существуют сложности в приложении уравнений, выведенных в разд. 7.2, к большим территориям, в особенности если эти районы имеют горный рельеф. Рассмотрим эти вопросы применительно к каждому элементу энергетического баланса по очереди.

Общая радиация. В разд. 7.2 приведены уравнения, предназначенные для расчета различных компонентов общей радиации на горизонтальной поверхности. Чтобы определить общую радиацию, поступающую на большую площадь, по метеорологическим данным, полученным в точке,

необходимо включить в эти уравнения члены, учитывающие изменчивость уклона, экспозиции, затенения и абсолютных отметок поверхности земли. В качестве примера рассмотрим поверхность, охарактеризованную вектором, перпендикулярным ей. Если A – азимут этого вектора поверхности и ζ – угол этого вектора по отношению к зениту, прямая радиация, попадающая на поверхность, определяется как

$$Q = Q^* f\{\cos \Upsilon(\sin \Pi \cos \Omega \cos A \sin \zeta - \sin \Omega \sin A \sin \zeta + \cos \Pi \cos \Omega \cos \zeta) + \sin \Upsilon(\sin \Pi \cos \zeta - \cos \Pi \cos A \sin \zeta)\}. \quad (7.71)$$

Если $\zeta = 0$ и поверхность горизонтальна, это уравнение сводится к уравнению (7.28). Переводной коэффициент f может быть скорректирован с учетом абсолютной отметки поверхности на основе уравнения

$$m(h) = m(0)\left(1 - \frac{h}{10\ \text{km}}\right), \quad (7.72)$$

записанного для оптической массы воздуха на отметке h. Наконец, уравнение может быть скорректировано с учетом затенения: если солнце находится ниже линии горизонта, Q полагается равным нулю. Положение солнца относительно каждой точки можно рассчитать с использованием топографических карт. Поправки на диффузную радиацию, являющуюся элементом уравнения энергетического баланса, являются значительно более сложными, поскольку в расчет должен приниматься весь комплекс факторов. Облед и Хардер [59] к их числу относят:

1) уменьшение площади обзора в зависимости от рельефа смежных участков;
2) уклон поверхности;
3) радиация, отраженная от сопредельных поверхностей;
4) анизотропное распределение диффузной радиации;
5) абсолютная отметка поверхности.

Названные авторы анализируют каждый фактор и выводят соответствующие поправочные члены. Аналогичные поправочные члены, учитывающие изменчивость диффузной солнечной радиации в зависимости от рельефа, были выведены Дозиером [19]. Они вошли в широко известную модель солнечной радиации, попадающей на поверхность снежного покрова в горных районах.

Поправка к величине поступающей длинноволновой радиации в условиях безоблачного неба рассматривается в работе [47]. Здесь приводится уточненная форма уравнения (7.34), описывающая излучательную способность атмосферы:

$$\epsilon_a = 0{,}642\ \text{Па}^{-1/7}\,\text{K}^{1/7}\left\{\frac{p_v(h)}{T_a^*(h)}\right\}^{1/7}\frac{p_a(h)}{1{,}013\cdot 10^5\ \text{Pa}}, \quad (7.73)$$

где $T_a^*(h)$ рассчитывается с помощью аэротермического градиента ($\Gamma = 6{,}5$ К · км$^{-1}$), а относительная влажность принимается постоянной, так что выдерживается следующее соотношение:

$$p_v(h) = \frac{p_v(0)}{p_{нас}(0)} p_{нас}(h), \tag{7.74}$$

где $p_{нас}(0)$ и $p_{нас}(h)$ – давление насыщенного пара при температурах $T_a^*(0)$ и $T_a^*(h)$ соответственно, а $p_a(h)$ – атмосферное давление на отметке h. Влияние уменьшения площади обзора в областях с горным рельефом учитывается путем введения полусферического коэффициента обзора Ψ, рассчитываемого по среднему углу видимого горизонта. Поступающая радиация тогда определяется как

$$L\downarrow = \epsilon_a \sigma (T_a^*)^4 \Psi + \epsilon_s \sigma (T_z^*)^4 (1 - \Psi) \tag{7.75}$$

где второй член в правой части представляет собой излучение, поступающее от соседних склонов, покрытых снегом.

Турбулентный перенос. Строго говоря, уравнения турбулентного переноса (7.39) и (7.40) применимы только к областям с горизонтальной поверхностью, постоянно покрытым снегом и находящимся в стабильных погодных условиях. Если они используются для расчетов применительно к районам с изменяющимся рельефом и геологическими условиями, z_0 нужно рассматривать просто как некий регуляризирующий параметр, опеределяющий скорее эффективность переноса, а не аэродинамическую шероховатость снежного покрова. Моррис [53], например, установил, что процесс таяния участка снежного покрова со ступенчато-наклонной поверхностью, приуроченного к высокогорной зоне альпийского типа, достаточно хорошо аппроксимируется моделью энергетического баланса с $z_0 = 1{,}2 \cdot 10^{-2}$ м. Это высокое значение не согласуется с шероховатостью поверхности снежного покрова, однако отражает шероховатость поверхности сопредельных территорий. Считая, что уравнения (7.39) и (7.40) применимы для оценки турбулентного переноса в пределах всего водосборного бассейна, необходимо точно определить пространственную изменчивость U, T_a и q_a. Изменения температуры воздуха с высотой задаются уравнением (7.65). Величина аэротермического градиента изменяется в зависимости от локального рельефа и определяется наличием снежного покрова. Однако, принимая во внимание все остальные неопределенности, входящие в это уравнение, вполне разумным представляется использовать постоянное значение $\Gamma = 6{,}5$ К · км$^{-1}$. Уравнение (7.74) можно преобразовать и на его основе записать приближенное выражение для удельной влажности на отметке h:

$$q(h) \simeq \frac{q(0)}{q_{нас}(0)} \cdot q_{нас}(h), \tag{7.76}$$

где $q_{\text{нас}}(0)$ и $q_{\text{нас}}(h)$ – удельная влажность в условиях насыщения при температуре $T_a(0)$ и $T_a(h)$ соответственно. Облед и Хардер [59] предлагают эмпирическое уравнение для расчета абсолютной влажности:

$$q(h)\varrho_g(h) = q(0)\varrho_g(0)\ 10^{-ah}, \tag{7.77}$$

где $a \approx 0,16$ км$^{-1}$ для горных районов и $a \approx 0,2$ км$^{-1}$ для областей со свободным обзором. Основная проблема заключается в описании пространственной изменчивости скорости ветра в пределах водосборного бассейна с умеренным и высокогорным рельефом. Облед и Хардер [59] дали полное описание различных типов локальных особенностей ветра, однако ясно, что по-прежнему нет методов прогнозирования скорости ветра в пределах водосборного бассейна по замерам, выполненным в одной или двух точках. Представляется, что это является основным препятствием к применению моделей энергетического баланса в масштабе водосборного бассейна. Наряду с этим Эскер-Веттер [23] достиг определенных успехов в применении подхода, основанного на анализе баланса энергии, для моделирования процессов таяния снега и льда в пределах водосборного бассейна, покрытого льдом и характеризующегося очень простым рельефом. Успехи, достигнутые в результате его исследований, являются многообещающими. В связи с этим представляется, что в будущем модели энергетического баланса будут использоваться более широко.

7.3.3. Модели с распределенными параметрами. Насколько известно автору, модели процесса таяния снега с распределенными параметрами для имитации водосборных бассейнов в целом до сих пор не применялись. Вместе с тем в ряде работ [14, 21] приводятся результаты моделирования таяния снега в пределах склона для частного случая, когда зрелый снег лежит на промороженной и потому непроницаемой почве. Поступление энергии рассчитывалось с использованием описанного в разд. 7.2 подхода, основанного на анализе энергетического баланса; движение воды в вертикальной плоскости через ненасыщенный снежный покров моделировалось с применением уравнения (7.50), в котором M_{wi} принималась равной нулю. Принималось также, что в основании снежного покрова талая вода стекает вниз по склону в направлении x' в виде тонкого насыщенного слоя мощностью $z'_{\text{нас}}$. Этот сток описывается уравнением

$$(\varkappa_w)_{\text{нас}}\zeta\frac{\partial}{\partial x'}(z'_{\text{нас}}) + (1-\theta_i)\frac{\partial}{\partial t}(z'_{\text{нас}}) = I_0, \tag{7.78}$$

где I_0 – приток воды в насыщенный слой (м водн. ст. · с), ζ – угол склона. Единичный расход в основании склона, где $x' = X'$, определя-

ется как

$$F = z'_{\text{нас}}(X')(\varkappa_w)_{\text{нас}}\zeta \ \text{м}^2\text{с}^{-1}. \qquad (7.79)$$

Модели таяния снега с распределенными параметрами в настоящее время используются Моррисом, Абботтом и др. [52, 1]. Однако в обоих случаях пространственные границы модели в горизонтальной плоскости ограничиваются недостатком исходной информации и моделью-преобразователем; процессы, протекающие в пределах снежного покрова, аппроксимируются распределенными характеристиками лишь в вертикальной плоскости. Уравнения, входящие в эту модель снежного покрова, те же, что и уравнения, использующиеся в точечной модели с распределенными параметрами, описанной в разд. 7.2.4. Вопросы, связанные с получением распределенной исходной информации, уже рассматривались в предыдущем разделе, посвященном модели водосборного бассейна, основанной на уравнении энергетического баланса и характеризующейся параметрами, сосредоточенными в вертикальной плоскости.

7.4. Водосборные бассейны, покрытые льдом. Методика прогнозирования стока в пределах водосборных бассейнов, покрытых льдом, очень схожа с методикой, применяющейся для свободных ото льда водосборных бассейнов. Так, например, Ланг [42] для расчета суточной разгрузки в пределах водосборных бассейнов ледников Алетц и Розег использовал регрессионную модель, в которой в качестве прогнозных переменных рассматривались суточная температура воздуха, продолжительность светового дня, давление пара и интенсивность атмосферных осадков. В работе [6] описана концептуальная модель с сосредоточенными параметрами, включающая блок, имитирующий процессы таяния снега и льда на основе уравнения энергетического баланса, а также линейную модель – преобразователь емкости. Водосборный бассейн покрытый льдом, описывается тремя линейными моделями разгрузки (уравнение (7.67)) с различными коэффициентами регулирования. Сток, осуществляющийся по голой поверхности ледникового языка и попадающий через расселины и глетчерные мельницы в подледниковые потоки, характеризуется коэффициентом регулирования, составляющим 4 ч. Это значение согласуется с временами миграции воды, установленными в ходе экспериментов с окрашивающими трассерами. Время просачивания воды через фирн в глетчерный лед составляет $\mathscr{S} = 30$ ч, а время просачивания воды через снег в верхнюю область ледника равно $\mathscr{S} = 430$ ч.

К этому стоку прибавляется также небольшой постоянный подземный поток. На рис. 7.2 приведены замеренные и прогнозные значения расходов в пределах водосборного бассейна Фернагтфернер; при расчете прогнозных значений расходов принимались во внимание четыре

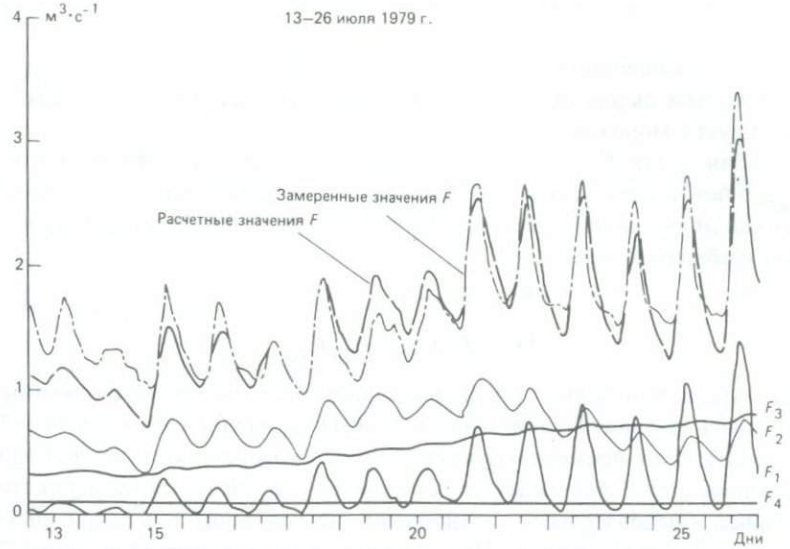


Рис. 7.2. Наблюденные и прогнозные значения стока в пределах водосборного бассейна Фернагтфернер [6]. Компонента F_1 имеет строго постоянное значение коэффициента регулирования, равное 4 ч, F_2 – 30 ч и F_3 – 430 ч. Прогнозный расход представляет собой сумму компонентов F_1 – F_4

названные компоненты стока. Коллинз [17] для расчетов применял одиночную линейную модель разгрузки со значением коэффициента регулирования, составляющим для водосборного бассейна ледника Горнер 37–67 ч.

Разработке моделей стока с распределенными параметрами в пределах ледниковых бассейнов препятствует сложность наблюдения процессов дренирования в леднике. Некоторая информация может быть получена в результате прямых наблюдений за колебаниями давления воды в глетчерных мельницах и скважинах. Весьма успешная косвенная методика оценки этих параметров была применена Коллинзом [16]. Для выявления различных путей миграции воды в леднике он провел анализ изменений химического состава воды в стоке ледника Горнер. Коллинз установил также, что поверхностные талые воды характеризуются низкими ионными концентрациями и электрической проводимостью, составляющей 0,1–6,4 мкОм$^{-1}$ · см$^{-1}$. При низких значениях расходов поток имеет электрическую проводимость, изменяющуюся в диапазоне 25–44 мкОм$^{-1}$ · см$^{-1}$; при значительных расходах этот параметр снижается почти до 8 мкОм$^{-1}$ · см$^{-1}$. Коллинз считает, что это

свидетельствует о наличии в леднике двух внутренних гидрологических систем:

1) внутриледниковой системы, в которой вода находится в контакте с чистым льдом, и 2) подледниковой системы, в которой вода контактирует с мореной.

Если поток $F_{вл}$ во внутриледниковой системе имеет проводимость $C_{вл}$, а поток в подледниковой системе $F_{пл}$ – проводимость $C_{пл}$, простая модель двухкомпонентного смешения дает значения расхода и проводимости общего потока:

$$F = F_{вл} + F_{пл}, \tag{7.80}$$

$$FC = F_{вл}C_{вл} + F_{пл}C_{пл}. \tag{7.81}$$

Результаты, полученные с использованием этой модели, позволяют предположить, что флуктуации давления во внутриледниковых каналах благоприятствуют временному накоплению некоторого количества подледниковых вод в базальных слоях морены и пустотах ложа ледниковой долины. Следовательно, соотношение объема воды в каждой системе во времени непостоянно. При средних значениях расходов около 75% общей величины внутреннего дренирования ледника Горнер осуществляется через внутриледниковые каналы. С вопросами движения воды в ледниках можно ознакомиться также в работах [80, 45, 58, 67, 71].

Условные обозначения		*Единицы измерения*
a	коэффициент	различные
c	удельная теплота	Дж · кг$^{-1}$ · К$^{-1}$
d	диаметр	м
f	передаточная функция	–
g	ускорение силы тяжести	м · с$^{-2}$
h	абсолютная отметка	м
k	константа Ван-Кармана	–
m	относительная длина пути, оптическая масса воздуха	–
p	давление	Па
q	удельная влажность	–
t	время	с
u	скорость в направлении x	м · с$^{-1}$
v	скорость в направлении y	м · с$^{-1}$
w	скорость в направлении z	м · с$^{-1}$
x	горизонтальная координата пространства	м
y	горизонтальная координата пространства	м

z	вертикальная координата пространства (знак плюс соответствует случаю, когда ось направлена вверх)	м
α	альбедо	–
ϵ	коэффициент излучения	–
ξ	угол зенита по нормали к склону	рад
θ	удельный объем	–
$\varkappa$	коэффициент теплопроводности	Дж · $К^{-1}$ · $с^{-1}$ · $М^{-1}$
λ	длина волны	м
ν	коэффициент затухания	$м^{-1}$
ϱ	плотность	кг · $м^{-3}$
σ	постоянная Стефана–Больцмана	Дж · $м^{-2}$ · $с^{-1}$ · $К^{-4}$
ϕ	функция Монина–Обухова	–
ψ	капиллярное давление	Па
A	азимутальный угол по нормали к склону	рад
C	электрическая проводимость	$Ом^{-1}$ · $м^{-1}$
D	интенсивность потока диффузной солнечной радиации	Дж · $м^{-2}$ · $с^{-1}$
E	поток массы	кг · $м^{-2}$ · $с^{-1}$
F	расход	$м^3$ · $с^{-1}$
H	ощутимый тепловой поток	Дж · $м^{-2}$ · $с^{-1}$
I	поток воды	м водн. ст. · $с^{-1}$
L	интенсивность потока длинноволновой радиации	Дж · $м^{-2}$ · $с^{-1}$
M	масса фазовых переходов H_2O на единицу объема в единицу времени	кг · $м^{-3}$ · $с^{-1}$
N	степень облачности	–
P	ощутимый конвективный тепловой поток	Дж · $м^{-2}$ · $с^{-1}$
Q	интенсивность потока прямой солнечной радиации	Дж · $м^{-2}$ · $с^{-1}$
R	интенсивность потока радиации	Дж · $м^{-2}$ · $с^{-1}$
S	интенсивность потока коротковолновой радиации	Дж · $м^{-2}$ · $с^{-1}$
T	температура	К
U	скорость ветра	м · $с^{-1}$
V	объем	$м^3$
X	протяженность снежного покрова	м
Z	глубина снега	м
Γ	аэротермический градиент	К · $м^{-1}$
θ	потенциальная температура	К
Υ	склонение Солнца	рад
Δ	характерная длина Обухова	м
Π	широта	рад
$\mho$	часовой угол	рад
$\mathcal{A}$	площадь	$м^2$
$\mathscr{C}$	температурный коэффициент	м водн. ст. · $с^{-1}$ · $К^{-1}$
$\mathscr{E}$	поток энергии	Дж · $м^{-2}$ · $с^{-1}$
$\mathscr{K}$	коэффициент фильтрации	м · $с^{-1}$
$\mathscr{L}$	скрытое тепло	Дж · $кг^{-1}$
$\mathscr{M}$	скорость таяния	м водн. ст. · $с^{-1}$
$\mathscr{S}$	коэффициент регулирования в линейной модели емкости с	
$\mathscr{T}$	эталонная температура	К
$\mathscr{V}$	полусферический коэффициент обзора	–
$\mathscr{Z}$	высота относительно поверхности снежного покрова	м

Подстрочные индексы	
Лед	*i*
Вода	*w*
Водяной пар	*v*
Сухой воздух	*a*
Влажный воздух	*g*
Обломочные породы, грунты	*d*
Снег	*s*
Критическое значение	крит
Значение в условиях насыщения	нас
Значение на поверхности снежного покрова $z = Z$	*Z*
Эффективное значение	эфф
Значение при постоянном давлении	*p*
Значение, отнесенное к длине волны λ	λ
Общее значение	*n*
Значение на поверхности $z = 0$	0
Короткие волны	*S*
Длина волны	*L*
Минимальное значение	мин
Максимальное значение	макс
Значение, замеренное в абсолютном масштабе	абс
Перенос кинетической энергии	*M*
Теплоперенос	*H*
Массоперенос	*E*
Внутриледниковый	вл
Подледниковый	пл

Литература

1. *Abbot M.B., O'Connell P.E., Preissman A.* (1979) The European hydrologic system – advanced hydrological mathematical modeling system. Proc. XVIII IAHR Congress, Cagliari, Italy.
2. *Anderson E.A.* (1968) Development and testing of snow pack energy balance equations. Water Resources Res. **4** (1), 19–37.
3. *Anderson E.A.* (1976) A point energy and mass balance model of a snowcover. NOAA Technical Report, National Weather Service 19. US Department of Commerce.
4. *Archer D.R.* (1981) Severe snowmelt runoff in north-east England and its implications. Proc. Inst. Civil Eng., part 2, **71**, 107–160.
5. *Ayer G.R.* (1959) The effect of snowcover on snowmelt runoff. ESCP, 119–127.
6. *Baker D., Escher-Vetter H., Moser H., Oerter H., Reinworth O.* (1982) A glacier discharge model based on results from field studies of energy balance, water storage and flow. In: Hydrological aspects of alpine and high mountain areas. IAHS Publ. 138, pp. 103–112.
7. *Bergström S.* (1975) The development of a snow routine for the HBV-2 Model. Nordic Hydrol., **3**, 73–92.
8. *Black P.E.* (1968) Streamflow increases following farm abandoment on eastern New York watershed. Water Resources Res., **4**, 1171–1177.
9. *Brutsaert W.* (1975) On a derivable fomula for long-wave radiation from clear skies. Water Resources Res., **11**(5), 742–744.

10. *Businger J.A.* (1965) Eddy diffusion and settling speed in blown snow. J. Geophys. Res., **70**, 3307–3313.
11. *Businger J.A., Wyngaard J.C., Izumi Y., Bradley E.F.* (1971) Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. J. Atmos, Sci., **28**, 181–189.
12. *Chamberlain A.C.* (1983) Roughness length of sea, sand and snow. Boundary Layer Meteorol., **25**(4), 405–410.
13. *Colbeck S.C.* (1972) A theory of water percolation in snow. J. Glaciol. **11**(63), 369–385.
14. *Colbeck S.C.* (1974) Water flow through snow overlying an impermeable boundary. Water Resources Res. **10**(1), 119–123.
15. *Colbeck S.C.* (1975) Grain and bond growth in wet snow. In: Snow Mechanics. IAHS Publ. 114, pp. 51–61.
16. *Collins D.N.* (1977) Hydrology of an alpine glacier as indicated by the chemical composition of meltwater. Z. Gletscherk. Glazialgeol. **13**(1–2), 219–238.
17. *Collins D.N.* (1982) Water storage in an alpine glacier. In: Hydrological aspects of alpine mountain areas. IAHS, 138, 113–122.
18. *De la Casinière A.C.* (1974) Heat exhange over a melting snow surface. J. Glaciol. **13**(69), 55–72.
19. *Dozier J.* (1978) A solar radiation model for a snow surface in mountainous terrain. In: Proceedings: modeling of snow cover runoff (ed. *S.C. Colbeck, M.Ray*). US Army, CRREL, Hanover, NH, pp. 144–153.
20. *Drummond A.J., Hickey J.R., Scholes W.J., Lane E.G.* (1968) New value for the solar constant of radiation. Nature, **218**(5138), 259–261.
21. *Dune T., Price A.G., Colbeck S.C.* (1976) The generation of runoff from sub-arctic snowpacks. Water Resources Res. **12**, 677–685.
22. *Dyer A.J., Hicks B.B.* (1970) Flux gradient relationships in the constant flux layer. Quar. J. Roy. Meteorol. Soc., **96**, 715–721.
23. *Escher-Vetter H.* (1980) Der Strahlungshaushalt des Vernagtferners als Basis der Energiehaushaltsberechnung zur Bestimmung der Schmelzwasserproduktion eines Alpengletschers. Wiss. Mitt. Met. Inst. München, No. 39.
24. *Eschner A.R., Leonard R.E.* (1966) Disposition of intercepted snow. ESCP, 73–81.
25. *Eschner A.R., Satterlund D.R.* (1966) Forest protection and streamflow from the Adirondack watershed. Water Resources Res. **2**, 765–783.
26. *Ferguson R.I.* (1984) Magnitude and modeling of snowmelt runoff in the Cairngorm Mountains, Scotland. Hydrol. Sci. J., **29** (1), 49–62.
27. *Frank E.C., Lee R.* (1966) Potential solar beam irradiation on slopes. Tables for 30–50° latitude. Forest Survey Research Paper RM 18, US Department of Agriculture.
28. *Garnier B. J., Ohmura A.* (1968) A method for calculating the direct shortwave radiation income of a slope. J. Appl. Meteorol., 7, 796–800.
29. *Gerdel R.W.* (1954) The transmission of water through snow. Trans. Am. Geophys. Union, **35**(3), 475–485.
30. *Granger R.J.* (1977) Energy exchange during melt on a prairie snowcover. MSc. thesis, Department of Mechanical Engineering, University of Saskatchewan.
31. *Granger R.J., Male D.H.* (1977) Melting of a prairie snowpack. Second Conference on Hydrometeorology, Toronto.
32. *Gray D.M. (1978)* Snow accumulation and distribution. In: Proceedings: modeling of snow cover runoff (ed. *S.C. Colbeck, M. Ray*), US Army CRREL, Hanover, NH, pp. 3–33.

33. *Harding R.J., Rosier P.T.W.* (1983) Snow interception. Institure of Hydrology, Wallingford, UK.
34. *Hoover M.D., Leaf C.F.* (1967) Process in Colorado subalpine forest. International Symposium on forest hydrology. Pergamon Press, Oxford, pp. 213–224.
35. *Hornbeck J.W., Pierce R.S.* (1969) Changes in snowmelt runoff after clearing on a New England watershed. FSCP.
36. *Jeffrey W.W.* (1968) Snow hydrology in a forest environment. Proceedings: Workshop Seminar Canadian National Committe of IHD.
37. *Kovzel A.G.* (1969) A method for the computation of water yield from snowmelt periods. Floods and their computation. IAHS II, **85**, 598–607.
38. *Kuusisto E.* (1978) Optimal complexity of a point snowmelt model. In: Proceedings: modeling of snow cover runoff (ed. *S.C. Colbeck, M.Ray*) US Army, CRREL, Hanover, NH, pp. 205–209.
39. *Kuusisto E.* (1982) Temperature index, energy balance – or something else? In: Symposium on the use of hydrological research basins in planning. Sept. 21–23, 1982 Bern.
40. *Kuz'min P.P.* (1961) Melting of snow cover. Gidrometeorol. Izd. Leningrad. Trans. TT71–50095. Israel Program for Scientific Translations, 1972.
41. *Kuz'min P.P.* (1963) Snow cover and snow reserves. Gidrometeorol. Izd. Leningrad. Trans. US National Science Foundation. Washington DC.
42. *Lang H.* (1973) Variations in the relation between discharge and meteorological elements. In: Symposium on the hydrology of glaciers. IAHS Publication No. 95, pp. 85–96.
43. *Larson L.W., Peck E.L.* (1974) Accuracy of precipitation measurements for hydrologic modeling. Water Resources Res. **10**(4), 857–863.
44. *List R.J.* (1966) Smithsonian Meteorological Tables. 6th rev. edn. Smithsonian Institute, Washington DC.
45. *Lliboutry L. A.* (1976) Physical processes in temperate glaciers. J. Glaciol. **16**(74), 151–158.
46. *Male D.H., Granger R.J.* (1978) Energy mass fluxes at the snow surface in a prairie environment. In: Proceedings: modeling of snow cover runoff (ed. *S.C. Colbeck, M. Ray*) US Army, CRREL, Hanover, NH, pp. 101–124.
47. *Marks D.* (1978) An atmospheric radiation model for general alpine application. In: Proceedings: modeling of snowcover runoff (ed. *S.C. Colbeck, M.Ray*) US Army, CRREL, Hanover, NH, pp. 167–178.
48. *Martinec J.* (1983) Note on the assessment of selected model parameters. WMO TCM-1/Doc. 6, Appendix B.
49. *Matveev L.T.* (1965) Physics of the atmosphere, Fundamentals of General Meteorology. Translated by Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1967.
50. *Meiman J.R.* (1968) Snow accumulation related to elevation, aspect and forest canopy. Proceedings: Workshop Seminar Canadian National Committee of IHD.
51. *Mellor M.* (1977) Engineering properties of snow. J. Glaciol. **19**, 15–66.
52. *Morris E.M.* (1980) Forecasting flood flows in the Plynlimon catchments using a deterministic distributed mathematical model. Hydrological Forecasting. IAHS Publication No. 129, pp. 247–255.
53. *Morris E.M.* (1982) Sensitivity of the European hydrological system snow models. In: Hydrological aspects of alpine and high mountain areas. IAHS Publication No. 138, pp. 221–231.
54. *Morris E.M.* (1983) Modeling the flow of mass and energy within a snowpack for hydrological forecasting. Ann. Glaciol., **4**, 198–203.

55. *Morris E.M., Godfrey J.* (1978) The European hydrological system snow routine. In: Proceedings: modeling of snow cover runoff (ef. *S.C. Colbeck, M.Ray*) US Army, CRREL, Hanover, NH, pp. 269–278.
56. *Munn P.E.* (1966) Descriptive Micrometeorology, New York Academic Press.
57. *Navarre J.-P.* (1976) Modèle unidimensionnel d'évolution de la neige deposée. Météorol. Appl., pp. 109–120.
58. *Nye J.F.* (1976) Water flow in glaciers: jökulhlaups, tunnels and veins. J. Glaciol. **17**(76), 181–207.
59. *Obled Ch., Harder H.* (1978) A review of snowmelt in the mountain environment. In: Proceedings: modeling of snow cover runoff (ed. *S.C. Colbeck, M. Ray*) US Army, CRREL, Hanover, NH, pp. 179–204.
60. *Obled Ch., Rosse B.* (1977) Mathematical models of a melting snowpack at an index plot. J. Hydrol., **32**(1/2), 139–163.
61. *O'Brien H.W., Munis R.H.* (1975) Red and near-infrared spectral reflectance of snow. In: Workshop on operational applications of satellite snowcover observations (ed. *A. Rango*), NASA SP-397, pp. 319–334.
62. *Ohmura A.* (1982) Climate and energy balance on the Arctic tundra. J. Climatol., **2**, 65–84.
63. *Олейник В.С.* (1969) Особенности накопления и таяния снега в еловых лесах Карпат. Лесоведение, № 4, с. 85–88.
64. *Panofsky H.A., Blakador A.K., McVehil G.E.* (1960) The diabatic wind profile. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., **86**, 390.
65. *Petzold D.E.* (1977) An estimation technique for snow surface albedo. McGill University Climat. Bull., **21**, 1–11.
66. *Rango A., Martinec J.* (1979) Application of a snow-melt runoff model using Landsat data. Nordic Hydrol., **10**, 225–238.
67. *Röthlisberger H.* (1972) Water pressure in intra- and subglacial channels. J. Glaciol., **11**(62), 177–203.
68. *Saelthun N.R.* (1978) Use of integrated hydrological models with distributed snowcover description for hydrological forecasting in Norway. In: Proceedings: modeling of snow cover runoff. US Army, CRREL, Hanover, NH, pp. 406–413.
69. *Satterlund D.R., Haupt H.F.* (1970) The disposition of snow caught by conifer crowns. Water Resources Res. **6**, 649–652.
70. *Schmidt R.A.* (1982) Vertical profiles of wind speed, snow concentration and humidity in blowing snow. Boundary Layer Meteorol. **23**, 233–246.
71. *Schreve R.L. (1972) Movement* of water in glaciers. J. Glaciol., 11(62), 205–214.
72. *Sommerfield R., Businger J.A.* (1965) The density profile of blown snow. J. Geophys. Res., **70**, 3303–3306.
73. *Speers D., Kuehl D., Schermhorn V.* (1978) Development of the operational snow band SSARR model. In: Proceedings: modeling of snow cover runoff (ed. *S.C. Colbeck, M. Ray*) US Army, CRREL, Hanover, NH, p. 369–378.
74. *Swanson R.H., Hillman G.R.* (1977) Predicted increased water yield after clear cutting verified in west-central Alberta. Canadian forest service NOR-X-198.
75. *Thorpe M.R., Banks E.G., Smith J.B.* (1973) Eddy correlation measurements of evaporation and sensible heat over arctic sea ice. J. Geophys. Res., 78(18), 3573–3584.
76. U.S. Army (1956) Snow hydrology. North Pacific Division, US Army, Portland, Oregon.
77. *Wankiewicz A.* (1978) A review of water movement in snow. In: Proceedings: modeling of snow cover runoff (ed. *S.C. Colbeck, M. Ray*), US Army, CRREL, Hanover, NH, pp. 222–252.

78. *Warren S.G.* (1982) Optical properties of snow. Rev. Geophys. Space Phys., **20**(1), 67–89.
79. *Webb E.K.* (1970) Profile relationships: the log-linear range, and extension to strong stability. Quart. J.Roy. Meteorol. Soc., **96**, 67–90.
80. *Weertman J.* (1972) General theory of water flow at the base of a glacier or ice sheet. Rev. Geophys. Space Phys., **10**(1), 287–333.
81. WMO (1982) WMO project for the intercomparison of conceptual models of snowmelt runoff. Hydrological aspects of alpine and high mountain areas. IAHS Publication 138, pp. 193–202.
82. *Yen Y.C.* (1962) Effective thermal conductivity of ventilated snow. J. Geophys. Res., **67**, 1091–1098.
83. *Zuzel J.F., Cox L.M.* (1975) Relative importance of meteorological variables in snowmelt. Water Resources Res., **11**, 174–176.

8. Формирование стока в засушливых полузасушливых зонах

А. Яир, Г. Лави

8.1. Введение. В связи с инженерными проблемами, с которыми сталкиваются люди во всем мире (такими, как наводнения, сооружение мостов и плотин, эрозия почв), возникает необходимость в проведении гидрологических исследований. Многие исследования сосредоточены на изучении речного стока. Данные, получаемые в процессе этих исследований, обрабатываются тремя различными способами:

а) *Вероятностный подход* не предусматривает физического объяснения процесса стока. В соответствии с ним скорее оценивается вероятность отклонения конкретного явления в ту или иную сторону от наиболее вероятного состояния. Обычно этот подход применяется инженерами-гидрологами, чья задача состоит в оценке возможного максимального затопления территории. Получаемые данные необходимы для проектирования гидротехнических сооружений. В результате применения вероятностного подхода получают кривые частотного распределения величин в пределах бассейнов, где проводились гидрометрические исследования. Эти данные затем можно экстраполировать и использовать для оценки характеристик бассейнов, по которым отсутствует гидрометрическая информация.

б) *Детерминированный подход* объясняет изменения скорости течения во времени и в пространстве исходя из анализа ряда переменных. Он требует большого количества подробной и точной информации, поскольку рассматриваемые процессы стока очень сложны.

в) *Стохастический подход* объединяет вероятностный и детерминированный подходы на основе зачастую ограниченных данных; временной ряд природных явлений описывается математическими функциями, построенными на базе концептуальных моделей.

Из-за недостатка данных большинство последних гидрологических моделей, разработанных применительно к засушливым и полузасушливым районам, относятся к вероятностному или стохастическому типу

A. Yair, Hebrew University of Jerusalem, Institute of Earth Sciences, and Blaustein Institute for Desert Research, Watershed Ecology Unit. *H. Lavee*, Bar Ilan University, Department of Geography.

[14, 25, 66, 13, 46, 29]. Между тем отсутствие адекватных данных и крайняя изменчивость в пространстве и во времени всех факторов, контролирующих процессы стока в засушливых и полузасушливых районах [40, 68, 17, 15, 22, 54, 76], делают обоснованность таких моделей очень сомнительной. Большие сложности, возникающие при создании достоверных моделей засушливых районов, можно показать на примере опубликованных данных, полученных на наблюдательных станциях. По этим станциям имеются относительно длинные ряды наблюдений за интенсивностью дождевых осадков и системами стока. Тем не менее специалисты, располагающие этими данными, находятся лишь на начальной стадии оценки характеристик стока в пределах изучаемых территорий [45, 53] или на несколько более высокой ступени разработки статистических соотношений между отдельными переменными [59]. Такая ситуация ясно показывает, что при современном уровне наших представлений о засушливых и полузасушливых районах, на котором не могут быть получены необходимые данные, более тонкие концептуальные модели имеют ограниченное теоретическое и практическое значение. Необходимо полное понимание факторов, управляющих процессом стока. Это понимание может быть достигнуто только путем систематического анализа всего комплекса факторов, так или иначе сказывающихся на результатах. Систематические исследования такого плана проводились в последние два десятилетия в районах с гумидным климатом. Они показали, что ливневый речной сток может объясняться четырьмя процессами, проявляющимися в различные отрезки времени и с различной интенсивностью [4, 5, 8, 19, 20, 30, 37, 49, 69, 70]. К этим процессам относятся поверхностный сток Хортона, неглубокий подземный ливневый сток, поверхностный сток в условиях избыточного насыщения и подземный сток. Однако представляется, что в засушливых и полузасушливых районах ситуация намного проще. Редкие ливни, ограниченное количество выпадающих атмосферных осадков, маломощные и неоднородные почвы и редкий растительный покров – все это обусловливает то, что основной вклад в формирование ливневого речного стока вносят подземный сток, поверхностный сток, формирующийся за счет избыточного насыщения, и неглубокий подземный сток. По мере того как предельная скорость инфильтрации становится меньше обычной интенсивности ливневых осадков, вероятность формирования поверхностного стока и его интенсивность повышаются. В этом случае он будет вносить определяющий вклад в ливневый речной сток и, следовательно, будет представлять собой важную стадию в зарождении и развитии любых водотоков. Таким образом, систематическое изучение пространственной и временной изменчивости поверхностного стока должно стать основной

задачей ученых и инженеров, заинтересованных в создании модели, предназначенной для выработки гидрологических (и гидрогеологических. – *Ред.*) прогнозов в засушливых и полузасушливых районах.

Настоящая работа преследует две основные цели:

а) Анализ наиболее важных факторов, управляющих процессами формирования стока в полузасушливых и засушливых районах. Для этой цели мы воспользуемся детерминированным подходом. Особое внимание нами будет уделено также локальной пространственной изменчивости факторов и влиянию этой изменчивости на результаты гидрологического и гидрогеологического прогнозирования.

б) Описание расчетной модели формирования поверхностного стока на склоне, сложенном известняками и расположенном в зоне засушливого климата. Модель апробирована на фактическом материале, относящемся к реальной системе стока.

Принятый нами подход, что совершенно очевидно, существенно отличается от подхода, обычно использующегося инженерами-гидравликами, которых главным образом интересует вероятность того, когда могут произойти катастрофические природные явления, наносящие вред человеческой деятельности. В таких экстремальных ситуациях пространственная изменчивость характеристик стока значительно уменьшается. Следовательно, все усилия по изучению факторов, определяющих эту изменчивость, должны быть сосредоточены на познании природной системы в периоды, когда рассматриваемые явления имеют невысокую интенсивность, т. е. когда такая изменчивость может быть выявлена и проанализирована достаточно просто.

8.2. Влияние характеристик дождевых осадков на формирование стока. Предполагается, что в районах с относительно низкими значениями предельной скорости инфильтрации характеристики дождевых осадков могут играть важную роль в формировании стока. Несмотря на то что информация о дождевых осадках в полузасушливых и засушливых областях ограниченна, данных, собранных к настоящему времени, достаточно для того, чтобы охарактеризовать особенности дождевых осадков в пустынях и влияние, оказываемое ими на сток. Наиболее характерными особенностями ливней в районах пустынь являются их непредсказуемость и сильная изменчивость в пространстве и во времени. Эти особенности проявляются тем отчетливее, чем меньше среднегодовая величина осадков. Обычно в аридных районах атмосферные осадки выпадают исключительно в зимний период, однако в некоторых пустынях, в частности в пустыне Сонора, Мексика, ливни наблюдаются также и летом. В полузасушливых и засушливых областях выделяются два

различных типа ливней. Проанализируем кратко их характеристики и влияние, которое они оказывают на формирование стока.

8.2.1. Конвективные ливни. 8.2.1а. Общая характеристика. Конвективные ливни наблюдаются при неустановившихся метеорологических условиях. Такие условия часто имеют место в летний период [22], а также в начале и конце зимы [61]. Конвективные ливни характеризуются высокой локализованностью и интенсивностью, малой продолжительностью. Они часто рассматриваются как явления, случайным образом распределенные в пространстве [6, 56, 22]. Однако ряд исследований, выполненных Шароном ([61, 62, 64] и работа, находящаяся в печати), свидетельствуют о том, что в любой из дождливых дней пространственное расположение конвективных дождевых зон не является случайным. Отмечается следующая закономерность: дождевые зоны, имеющие диаметр 3 – 10 км, характеризуются пространственной однородностью. Установлено, что наиболее часто дождевые облака в низких широтах [64] приурочены к высотам 40–50 и 80–100 км. Географические координаты конвективных зон изменяются от ливня к ливню, т. е. не являются фиксированными. Однако представляется, что относительное расположение локализованных ливней на любую заданную дату следует определенной закономерности (рис. 8.1). Такой локальный характер дождевых зон обусловливает пространственную изменчивость количества выпадающих осадков: в среднем масштабе отмечается различие между значениями этого параметра на увлажненных и соседних неувлажненных участках. Более того, наблюдаются расхождения в значениях интенсивности дождевых осадков в пределах самих увлажненных участков. Как видно на примере ливня, проиллюстрированного рис. 8.2, соотношение интенсивности осадков между участками, на которых выпадает наибольшее количество дождя, и участками,

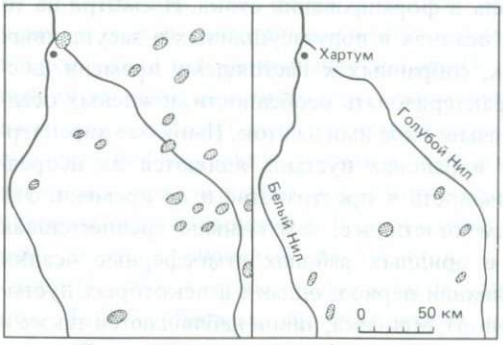


Рис. 8.1. Пространственное распространение скоплений дождевых облаков в Центральном Судане [62].

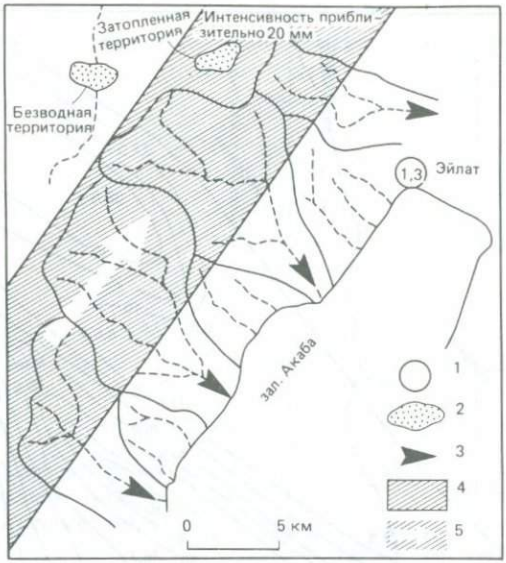


Рис. 8.2. Возможное простирание движущейся конвективной зоны в районе Эйлата 12 февраля 1972 г. [61]. *1* – замер интенсивности дождевых осадков (сумма в миллиметрах); *2* – плайя; *3* – направление разлива рек; *4* – область, захваченная дождевым фронтом; *5* – направление движения дождевого фронта.

получающими наименьшее количество дождевой воды, для метеостанций, расположенных в 15 км друг от друга, превышает 20 : 1. Изменчивость в рамках этих участков объясняется быстрыми изменениями влажности дождевой зоны и динамическими свойствами облаков. Конвективные зоны являются нестационарными. Они движутся в определенном направлении с определенной скоростью, имеют ограниченный период существования. Эти характеристики определяют продолжительность времени, в течение которого зона остается над данным районом, а также размеры области, захватываемой дождем. Мало что известно об этих характеристиках. Согласно Байерсу [10], продолжительность существования конвективной зоны изменяется от нескольких минут до часа. Шарон [61] рассчитал скорость поступательного движения и продолжительность времени, в течение которого зона остается над данным районом, для пяти различных ливней, прошедших на юге Израиля. В результате расчетов была получена высокая скорость поступательного движения: 500 – 1600 м/мин; продолжительность захвата района колебалась от 1 до 8 мин. Несмотря на то что была зафиксирована значительная интенсивность ливня, суммарное количество выпавших дож-

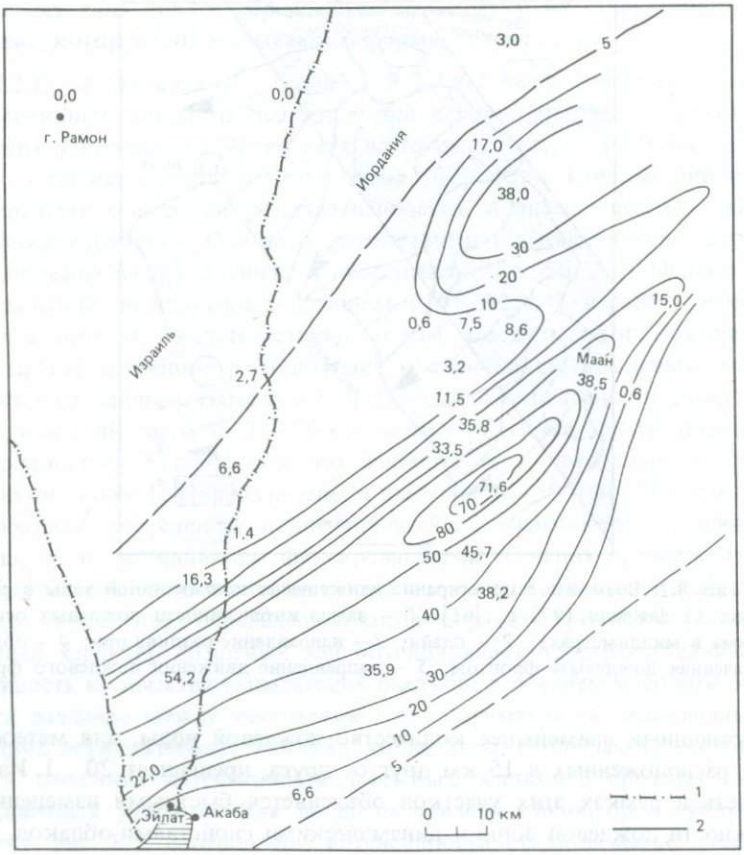


Рис. 8.3. Распределение дождевых осадков, приуроченных к редкой высокоинтенсивной конвективной зоне (11 марта 1966 г.) [51]. *1* – государственные границы; *2* – изогиета.

девых осадков оказалось низким (1–5 мм). Это объясняется незначительным промежутком времени, в течение которого зона находилась над метеостанциями. Наряду с этим в отдельных случаях количество выпавших осадков может оказаться необычно высоким (рис. 8.3).

8.2.1б. Влияние атмосферных осадков на гидрологические условия водораздела. Интенсивность дождевых осадков, связанных с конвективными зонами, может быть очень высокой [22, 61]. Так, в течение нескольких минут были зафиксированы значения интенсивности, превышающие 90 мм/ч (рис. 8.4). За исключением участков, сложенных песчаными породами, эти значения намного превышают

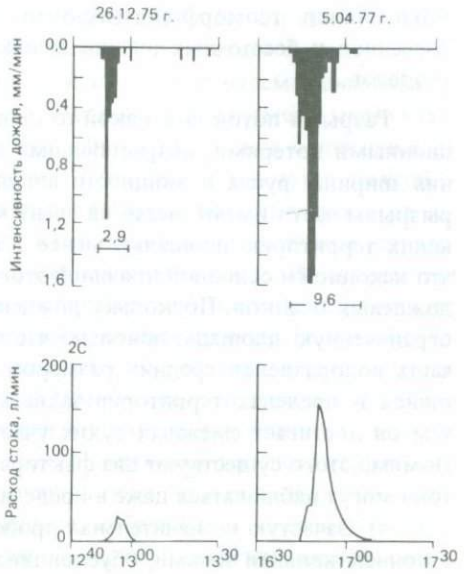


Рис. 8.4. Гидрологическая реакция небольшого участка стока на конвективные ливневые осадки.

начальную скорость инфильтрации для большинства грунтов, характерных для полузасушливых и засушливых районов [55, 42, 59, 2, 36, 54, 76]. Можно было бы ожидать, следовательно, что сток, возникающий в связи с избытком дождевых осадков, будет значительным и достаточно равномерным по площади, что приведет к возрастанию паводковых расходов и объема разгрузки вниз по потоку. Однако фактические данные, относящиеся к полузасушливым и засушливым районам, свидетельствуют об обратном [16, 71]. Несмотря на то что участок быстро реагирует на выпадающие осадки и локальные паводковые потоки имеют значительную интенсивность [50], вниз по потоку значения объема разгрузки и паводковых расходов снижаются очень быстро. Данные, полученные за 18 лет наблюдений на водоразделе Яэль [52, 53], говорят о том, что при переходе от миниатюрного водораздела, дренирующего 0,05 км^2, к небольшому водоразделу, дренирующему 0,58 км^2, коэффициент стока может снижаться от 36 до 4,4%. До 60–70% величины стока, формирующегося на миниатюрных водоразделах, не достигают водоразделов более высокого порядка. Пространственные и временные разрывы, следовательно, могут рассматриваться как важная и неотъемлемая характерная особенность гидрологических и гидрогеологических процессов, имеющих место в полузасушливых и засушливых районах. Можно предположить, что вероятность разрыва потоков возрастает с увеличением размеров водораздела. Наилучшим образом разрывы потоков

объясняются геоморфологическими факторами: наличием закрытых бассейнов и бессточных впадин в нижней части многих крупных водоразделов.

Разрывы потоков в какой-то степени можно объяснить инфильтрационными потерями, возрастающими вниз по течению по мере увеличения ширины русла и мощности аллювия. Однако тот факт, что такие рызрывы часто имеют место на очень маленьких водоразделах, дренирующих территорию площадью менее 1 км^2, ясно свидетельствует о том, что исходной и основной причиной этого явления служат характеристики дождевых осадков. Поскольку дождевая конвективная зона покрывает ограниченную площадь, довольно часто воду получает лишь небольшая часть водоразделов средних размеров (см. рис. 8.2). Сток, формирующийся в пределах территории, захватываемой дождевой зоной, прежде чем он достигает смежных сухих участков, может быстро поглотиться. Помимо этого существуют два фактора, в связи с которыми разрывы потока могут наблюдаться даже в пределах этой территории:

а) Зачастую незначительная продолжительность ливней, связанных с конвективными зонами, обусловливает незначительную продолжительность стока. На рис. 8.4 показана реакция гидрологических характеристик участка, сложенного известняками, на два наиболее крупных за последние 10 лет конвективных ливня, наблюдавшиеся на экспериментальном участке Сде-Бокер. Участок 2С имеет площадь 181 м^2, протяженность склона составляет 33 м. На большей части территории обнажаются коренные породы, обладающие крайне низкой инфильтрационной емкостью. Следовательно, колебания интенсивности стока во времени определяются главным образом влиянием характеристик дождевых осадков. Совершенно ясно, что, несмотря на высокие и чрезвычайно высокие паводковые расходы, паводковый сток, связанный с такими кратковременными ливнями, может длиться всего 15–20 мин. В этих условиях сток, формирующийся в верхней части склона, часто не в состоянии достичь его подошвы до прекращения дождя и, следовательно, не может участвовать в речном стоке.

б) Скорость поступательного движения конвективной зоны может более чем в 100 раз превышать скорости потока (500–1600 м/мин по сравнению с 1–10 м/мин). Это не позволяет стоку формироваться одновременно в пределах всей территории, захватываемой дождем. Такая разница в скоростях приводит к пространственной и временной изменчивости формирования стока, что отчетливо проявляется в пульсациях потока. Эта изменчивость усугубляется неравномерной интенсивностью дождевых осадков и неодинаковым охватом территории движущейся дождевой зоной (см. рис. 8.3).

8.2.2. Фронтальные ливни. 8.2.2а. Общая характеристика. Фронтальные ливни приурочены к холодным дождевым фронтам, образующимся в районах с гумидным климатом и перемещающимся в смежные полузасушливые и засушливые районы. Они имеют место главным образом в середине зимы [61]. Ливни этого типа отличаются от конвективных по многим позициям. Они характеризуются низкой и умеренной интенсивностью, значительной продолжительностью (от нескольких часов до нескольких суток) и значительным охватом территории (иногда до сотен и тысяч квадратных километров). В зависимости от расстояния до центра дождевого фронта слой осадков для данного ливня может изменяться от нескольких миллиметров до 50 мм и более. Это явление может наблюдаться даже в районах со среднегодовым количеством дождевых осадков менее 200 мм. Следовательно, можно было бы ожидать, что при дождях средней и высокой интенсивности поверхностный сток должен формироваться одновременно на всей территории или на большей ее части, представленной небольшими и средними водосборными бассейнами. Однако данные, собранные к настоящему времени [59, 77, 78], свидетельствуют о том, что в действительности ситуация сложнее: гидрологическая реакция небольших водоразделов на фронтальные дожди в основном сходна с реакцией на конвективные ливни. Иными словами, она характеризуется значительными разрывами процесса формирования стока и значений расходов в пространстве и во времени. В какой-то мере разрывы связаны со свойствами фронтальных дождей, как и в случае конвективных ливней. Однако в основном это явление объясняется пространственным распределением дождевых осадков в пределах территории, захваченной дождем, а также изменениями интенсивности дождевых осадков в процессе их выпадения.

8.2.2б. Пространственное распределение фронтальных дождей. То обстоятельство, что осадки, связанные с конвективными ливнями, локализованы, обусловливает среднемасштабную изменчивость интенсивности дождевых осадков, проявляющуюся на расстояниях от 40–50 до 80–100 км. Эта изменчивость объясняется физическими процессами, управляющими образованием облаков в атмосфере [65]. Она совершенно не зависит от рельефа земной поверхности и проявляется в том, что географические координаты зон и направление их движения изменяются от ливня к ливню, а также в том, что целиком системы конвективных зон могут наблюдаться на обширных, относительно выровненных территориях [60, 64, 65].

Пространственная изменчивость интенсивности дождевых осадков в случае фронтальных дождей является более сложной, чем при конвективных ливнях. Это связано, с одной стороны, со значительной продол-

жительностью фронтальных дождей. Помимо этого значительные территории, характеризующиеся дождевыми метеорологическими условиями, являются неоднородными, что обусловливает пространственную изменчивость интенсивности выпадающих дождевых осадков, которая, как и в случае конвективных зон, не зависит от рельефа земной поверхности. С другой стороны, в пределах областей, характеризующихся однородными метеорологическими условиями, пространственная изменчивость интенсивности дождевых осадков связана с взаимодействием между выпадающими осадками и локальными топографическими условиями. Такая изменчивость может проявляться во всех масштабах. Различия, возникающие в количестве выпадающих дождевых осадков в связи со среднемасштабной изменчивостью рельефа земной поверхности, известны давно. Проводились также исследования влияния экспозиции склона на направление дождевых струй (наветренные и подветренные склоны).

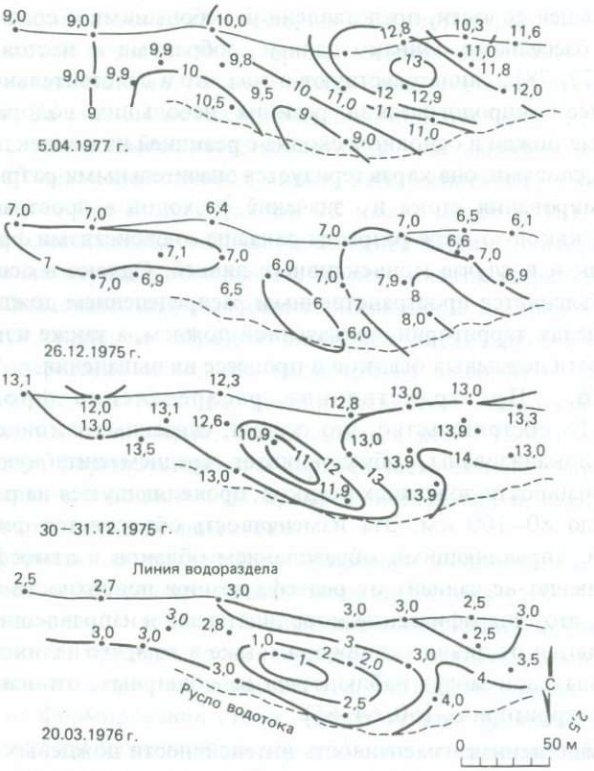


Рис. 8.5. Характерное распределение дождевых осадков в пределах экспериментального участка Сде-Бокер.

В последних работах некоторые авторы [11, 60, 58] отмечают значительные локальные изменения интенсивности дождевых осадков в пределах небольших водоразделов площадью порядка 0,5 км^2. Они обращают внимание на тот факт, что в верхней части склонов скапливается меньшее количество дождевых осадков, чем в их подошве. Неравномерность распределения осадков объясняется тем, что в верхней части склонов скорости ветра выше; ветер сдувает дождевые капли в сторону подветренных склонов. Детальные исследования, проведенные в последнее время на экспериментальном участке Сде-Бокер, расположенном в северной части пустыни Негев [77, 63], свидетельствуют о наличии значительного различия слоя осадков (до 70%) в среднем масштабе – в пределах склона, занимающего площадь всего 1 га. Типичные закономерности, наблюдающиеся в распределении дождевых осадков, представлены на рис. 8.5. Он составлен по данным, полученным по очень густой наблюдательной сети, включающей 19 дождемеров, установленных в 30 см над поверхностью земли; устье дождемеров было сориентировано параллельно земной поверхности в соответствующей точке. Распределение осадков на участке характеризуется закономерной неоднородностью, довольно устойчивой пространственной структурой. Это можно объяснить геометрическими соотношениями между направлением и углом наклона падающих дождевых струй, а также локальной экспозицией и углом падения склона [63]. Поскольку продолжительность ливня на такой маленькой площади есть величина постоянная, различия, наблюдающиеся в количестве выпадающих дождевых осадков, также отражают различия в интенсивности дождя. Следовательно, при прочих равных условиях можно ожидать, что формирование стока на очень коротких расстояниях будет происходить достаточно неравномерно.

8.2.2в. Изменение интенсивности фронтальных дождей во времени. Бóльшая часть гидрологических исследований основана на изучении реакции водораздела на суммарное количество выпадающих дождевых осадков. Если метеорологическая информация собирается ежесуточно, ливень обычно рассматривается как период увлажнения, который может длиться сутки и более. Временной интервал между двумя последовательными периодами увлажнения фиксируется в том случае, если атмосферные осадки не выпадали по меньшей мере сутки. Эта аппроксимация ливней является вполне подходящей для областей с гумидным климатом, где периоды увлажнения обычно длятся более суток. Однако ею нельзя пользоваться при изучении полузасушливых и засушливых районов, где большинство фронтальных дождей идет менее суток. Более того, она не учитывает влияние на гидрологические харак-

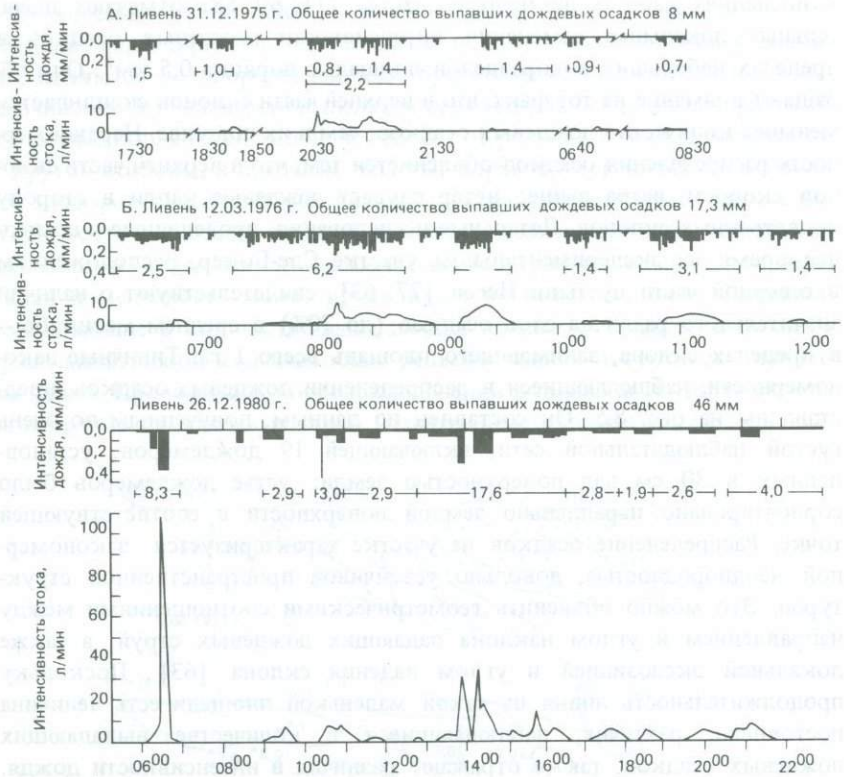


Рис. 8.6. Гидрологическая реакция небольшого участка стока на фронтальные дожди.

теристики временно́й изменчивости дождевых осадков, выпадающих в течение периода увлажнения. На рис. 8.6 показаны характеристики гидрологической реакции небольшого участка стока на фронтальные ливни (участок тот же, что и на рис. 8.4). Эти ливни имели различную интенсивность. Один из них стал рекордным из числа ливней, зафиксированных на этой территории за 30-летний период наблюдений. Несмотря на различие в интенсивности, все ливни имеют одинаковые общие характеристики. Они длились многие часы. Их интенсивность была низкой и очень низкой. Даже в случае рекордного ливня его средняя интенсивность за время выпадения дождя не превышала 3 мм/ч. Исключением явились пиковые значения интенсивности – 24 и 27 мм/ч, отмечавшиеся в течение 6 и 1 мин соответственно. Другой важной характеристикой, которая обычно не учитывается при изучении особенностей дождевых осадков, является то обстоятельство, что все фронтальные



Рис. 8.7. Частота и интенсивность ливней в пределах экспериментального участка Сде-Бокер в период 1975–1979 гг.

ливни в действительности состоят из нескольких отдельных ливней, обычно имеющих небольшую продолжительность и выражающихся в нескольких миллиметрах слоя осадков (рис. 8.7). Ливни, следующие друг за другом, различаются интервалами времени от нескольких минут до часа и более. За это время может произойти дренирование и осушение почвы. Гидрологические эффекты, связанные с кратковременными фронтальными ливнями, аналогичны эффектам, описанным при рассмотрении конвективных ливней. Сток, возникающий в результате этих ливней, существует недолго и характеризуется пространственными разрывами в десятки метров на очень коротких расстояниях [78]. Это явление усугубляется в районах, где по падению склона или вниз по течению реки возрастают инфильтрационные потери. Основываясь на вышеизложенном, был выполнен предварительный анализ вероятности отдельных ливней любой заданной продолжительности. Анализ проводился на основании данных, полученных на семи метеорологических станциях, расположенных в полузасушливой и засушливой части Израиля (рис. 8.8). Среднегодовое количество дождевых осадков в окрестностях станций изменялось от 30 до 460 мм. Для целей настоящего исследования под ливнем понимался период непрерывного выпадения дождевых осадков, отделяющийся от следующего ливня временны́м интервалом не менее 3 мин. Полученные данные отчетливо показали, что количество ливней заданной продолжительности возрастает с увеличением годового слоя дождевых осадков. Кроме того, продолжительные ливни, длящиеся более 90 мин, на большинстве станций, расположенных в области с засушливым климатом, маловероятны.

Из значительной временно́й и пространственной изменчивости и конвективных и фронтальных ливней вытекают два важных вывода, относящиеся к гидрологическому моделированию:

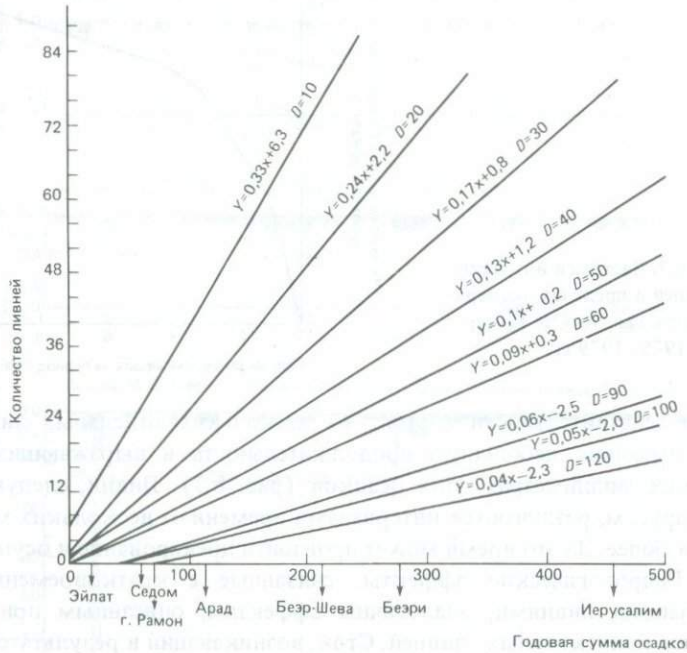


Рис. 8.8. Соотношение между количеством ливней заданной продолжительности и годовой суммой осадков (1970–1971 гг.).

а) Часто наблюдающиеся разрывы стока, ограничивающие возможность экстраполяции на большие территории данных, полученных в пределах небольших участков, можно объяснить исключительно характеристиками дождевых осадков без привлечения дополнительных факторов, в частности свойств земной поверхности. Эта изменчивость настолько явно выражена, что может проявляться в пределах даже самых небольших участков, захватываемых дождевой зоной, например на склоне протяженностью 50 м. С увеличением размеров территории эта изменчивость быстро возрастает. При таких условиях для создания достоверных моделей формирования и эволюции стока необходима очень густая сеть гидрологических и метеорологических станций. Такой сети в большинстве областей с полузасушливым и засушливым климатом нет.

б) Гидрологические данные в областях с гумидным климатом обычно получают с равными промежутками времени. Так, например, расходы замеряются один раз в сутки или в неделю. Прерывистый и временный характер потоков в полузасушливых и засушливых областях не позво-

ляет использовать здесь такой подход. В этих условиях, как ранее уже отмечалось некоторыми авторами, более правильным является подход, основанный на анализе каждого отдельного ливня [3, 17, 78, 22].

8.3. Влияние характеристик земной поверхности на формирование стока. *8.3.1. Общие соображения.* Временна́я и пространственная изменчивость стока, связанная со свойствами зоны дождевых осадков, может в значительной степени усугубляться пространственной неоднородностью инфильтрационной емкости верхних слоев земной коры. Многие исследования, проводившиеся в районах с гумидным климатом, свидетельствуют о том, что повторяемость и интенсивность ливневого руслового стока определяется главным образом размерами и характером распределения водонасыщенных областей [7, 30, 49, 8, 19, 20, 18]. Такие области быстро реагируют даже на ливни низкой интенсивности. Они обычно приурочены к понижениям в рельефе, а их водонасыщенное состояние объясняется медленным движением подземных вод вниз по падению склона [70, 37, 4, 5, 27, 23, 24]. Такая ситуация в районах с полузасушливым и засушливым климатом является маловероятной. Формированию значительных неглубоких подземных потоков и, следовательно, водонасыщенных областей в этих районах препятствуют редкие дожди и небольшой слой осадков при кратковременных ливнях. Несущественность неглубокого подземного ливневого стока прекрасно иллюстрируется тем обстоятельством, что, как было установлено, нижняя часть коллювиальных склонов в полузасушливых и засушливых районах характеризуется меньшей влажностью, чем их верхняя часть [73, 72]. Таким образом, можно констатировать, что в противоположность областям с гумидным климатом в засушливых районах влажность почв систематически снижается вниз по падению склона. Следовательно, пространственное распределение почвенной влаги нельзя рассматривать как важный фактор, контролирующий формирование ливневого стока в аридных районах. Наряду с этим последние гидрологические исследования, проведенные в этих районах, свидетельствуют о том, что формирование стока в пространстве происходит очень неравномерно: довольно часто лишь малая часть площади небольших водоразделов может участвовать в формировании притока в русла рек. Как и в гумидных районах, эта пространственная неоднородность формирования стока относится за счет значительной пространственной изменчивости инфильтрационной емкости грунтов. Однако, в то время как в районах с гумидным климатом такая изменчивость связана с пространственными различиями в значениях влажности почв, в полузасушливых и засушливых районах она объясняется главным образом физическими и химическими свойствами пород, слагающих верхние слои земной коры.

8.3.2. Физические свойства поверхностных отложений. Области с полузасушливым и засушливым климатом относятся к морфогенетической зоне земного шара, в пределах которой физическое выветривание преобладает над химическим. Формирующийся в результате процессов выветривания ландшафт является неровным и характеризуется крутыми каменистыми склонами, в основании покрытыми осыпями или коллювием, в значительной мере представленным грубыми обломками пород. Площадь распространения каменистых склонов возрастает с увеличением среднегодового количества выпадающих дождевых осадков, поскольку площадь распространения и мощность почвенного покрова возрастают в районах с более влажным климатом, где могут преобладать лёссовые породы эолового происхождения. Разделение области на две различные морфологические единицы – участки скальных горных пород и участки, покрытые обломочным материалом, – равносильно выделению двух систем, по-разному реагирующих на дождевые осадки. Кроме того, в пределах каждой из этих систем существуют неоднородности более низкого порядка.

8.3.2а. Реакция на дождевые осадки склонов, сложенных скальными породами, и склонов, покрытых обломочным материалом. Под скальным склоном здесь понимается склон, в пределах которого выходы консолидированных массивных и плотных пород (таких, как граниты, известняки и базальты) занимают бóльшую часть поверхности. Склон, покрытый обломочным материалом, определяется как склон, сложенный неконсолидированной смесью обломков, имеющих различные размеры. Под это определение попадают крутые, покрытые щебнистыми осыпями, а также пологие склоны, целиком сложенные лёссовыми породами.

Рис. 8.9 иллюстрирует рассчитанную на модели реакцию на дождевые осадки скальных и покрытых обломочным материалом районов, находящихся в трех различных обстановках. Первый участок (рис. 8.10) представлен гранитными склонами. Верхняя часть этих склонов скальная, здесь полностью отсутствует почвенный покров. Нижняя часть крутая, скальная, покрыта щебнистой осыпью. Рассматриваемый склон расположен в Синайской пустыне. Он характерен для ландшафта, формирующегося на площади распространения массивных, устойчивых к выветриванию пород в условиях крайне засушливого климата, где среднегодовое количество атмосферных осадков не превышает 50 мм. Второй участок (рис. 8.11) – это склон, сложенный известняками и приуроченный к области со среднегодовым количеством дождевых осадков, составляющим 100 мм. Верхняя часть склона характеризуется широким распространением выходов коренных пород и мозаичным маломощным поч-

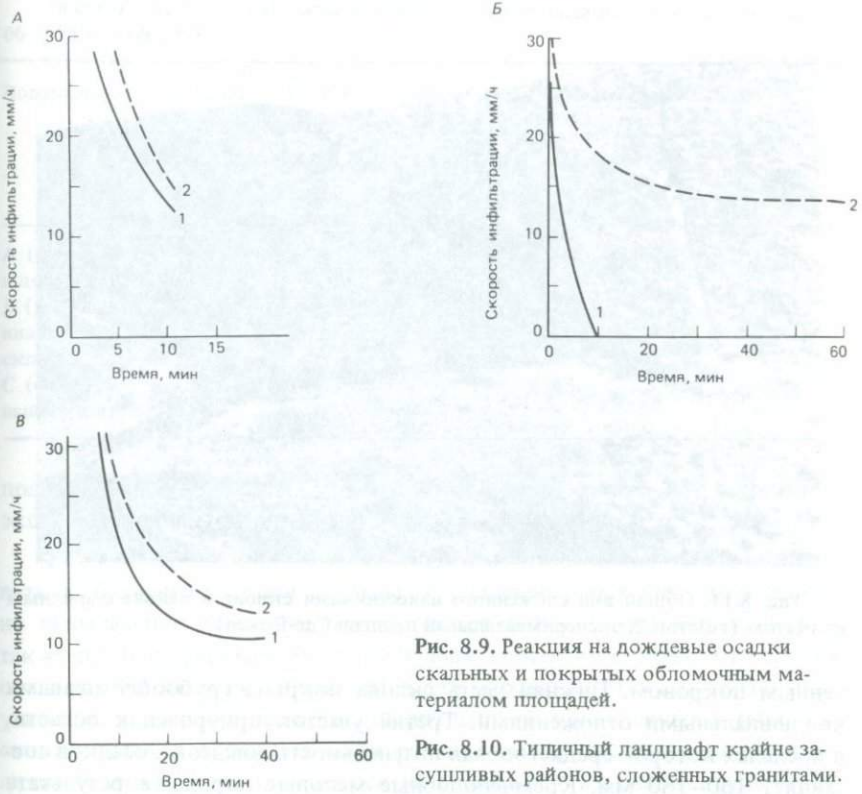
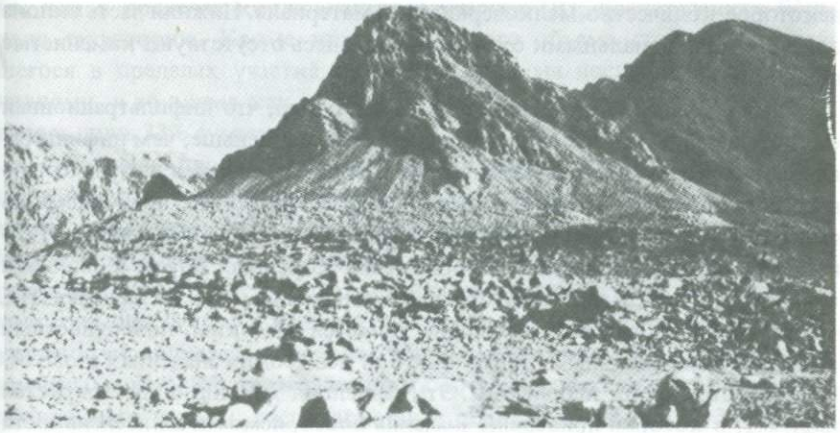


Рис. 8.9. Реакция на дождевые осадки скальных и покрытых обломочным материалом площадей.

Рис. 8.10. Типичный ландшафт крайне засушливых районов, сложенных гранитами.



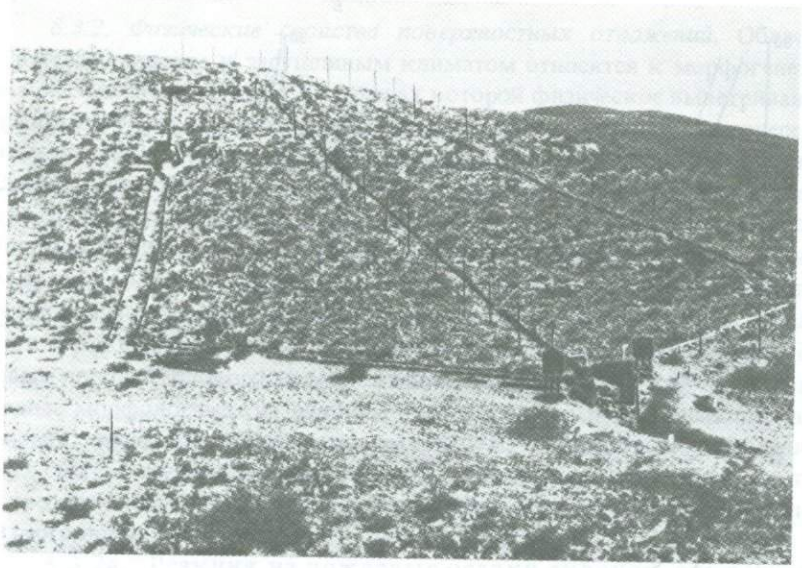


Рис. 8.11. Общий вид сложенного известняками склона в районе с аридным климатом (участок 2, экспериментальный полигон Сде-Бокер).

венным покровом. Нижняя часть склона покрыта грубообломочными коллювиальными отложениями. Третий участок приурочен к области, в пределах которой среднегодовая интенсивность дождевых осадков составляет 160–180 мм. Кремнеподобные меловые породы в результате выветривания превратились в крупную гальку и гравий, включающие некоторое количество мелкозернистого материала. Нижняя часть склона покрыта коллювиальными отложениями; здесь отсутствуют каменистые обломки.

Полученные данные свидетельствуют о том, что инфильтрационная емкость верхних частей коренных пород всегда меньше, чем инфильтрационная емкость обломочного покрова, образовавшегося из этих коренных пород. Следовательно, можно предположить, что повторяемость стока и его интенсивность зависят от ряда факторов, в том числе от отношения площади поверхности обнажений коренных пород к площади поверхности, покрытой обломочным материалом. Можно предсказать, что на участках, где это отношение является высоким, поверхностный сток будет значительным, тогда как при невысоких значениях этого отношения сток будет небольшим. Эта тенденция хорошо иллюстрируется табл. 8.1, в которой приведены значения повторяемости и интенсивности ливневых потоков, замеренные в течение 4-летнего периода времени в

Таблица 8.1. Повторяемость и интенсивность ливневого стока на участке 2, 06.1975 г. – 09.1978 г.

Подучасток	Площадь по контуру, $м^2$	Длина склона, м	Угол склона, %	Количество потоков	Общий объем стока, л	Сток с единицы площади, $л/м^2$
A (склон в целом)	439	63	27,4	40	5149	11,7
B (коллювиальный склон)	307	34	28,3	36	4084	13,3
C (скальный склон)	161	33	27,0	65	5348	33,2

пределах трех смежных участков, расположенных на территории экспериментального полигона Сде-Бокер (рис. 8.12).

Участки были выбраны таким образом, чтобы можно было исследовать особенности реакции скальных и коллювиальных элементов склона на выпадающие дождевые осадки (участки B и C соответственно), а также проанализировать роль различных элементов склона (от верхних скальных участков до подножия) в формировании стока при различных условиях выпадения осадков. Анализ данных, приведенных в табл. 8.1, свидетельствует о существенной разнице между повторяемостью и величиной стока, формирующегося на скальных и коллювиальных отрезках склона. На скальном участке (C) формируется больший объем стока, чем в пределах коллювиального участка (B), дренирующего бóльшую территорию. Кроме того, 60% общего объема стока, образовавшегося в пределах участка B, связано с двумя последними сильными ливнями, в то время как на участке C за время этих ливней сформировалось лишь 33% суммарного стока.

Отношение площади поверхности обнажений коренных пород к площади поверхности, покрытой обломочным материалом, само по себе не может объяснить закономерности руслового стока в период ливней. Можно предположить, что важную роль в формировании той или иной реакции гидрологических параметров на осадки играет расстояние до водотока. Рис. 8.10 – 8.12 свидетельствуют о том, что расположение этих участков не является случайным. Скальные участки систематически приурочены к верхней части склонов, в то время как участки, покрытые обломочным чехлом, располагаются у подножий. На рис. 8.13 показана гидрологическая реакция склона, верхняя часть которого является

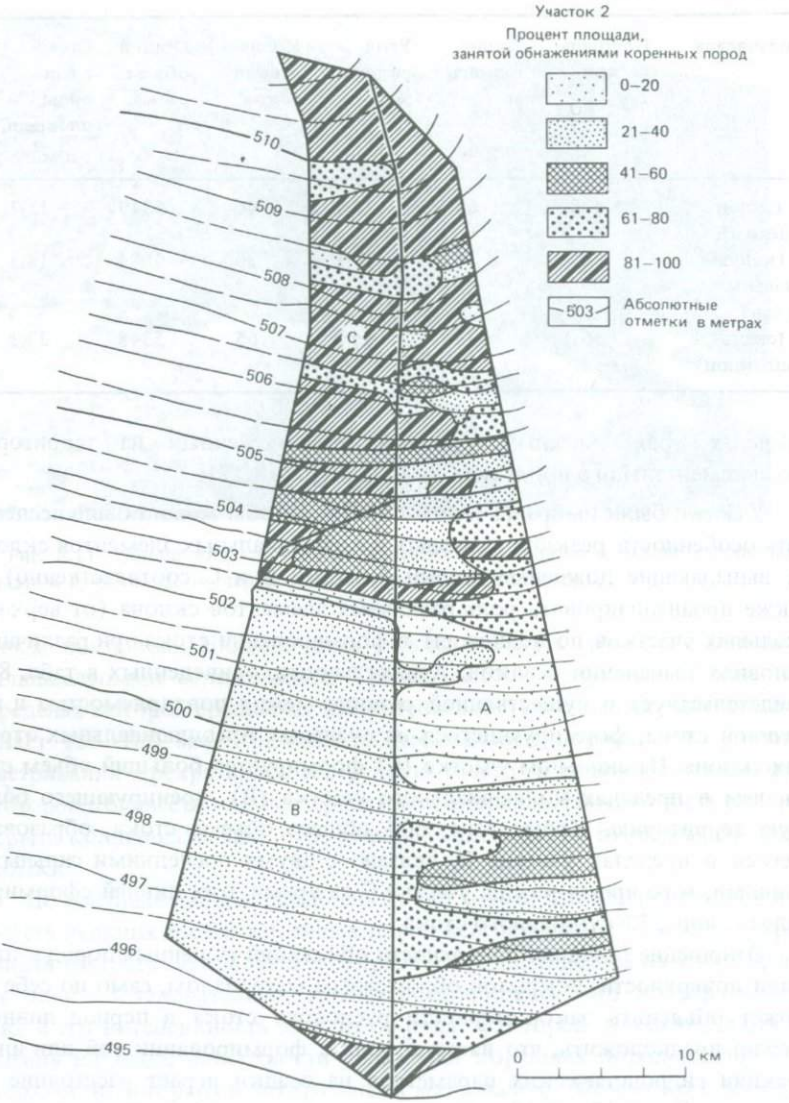


Рис. 8.12. Закономерности распространения выходов коренных пород и площадей с почвенным покровом в пределах исследуемого участка стока (участок 2, экспериментальный полигон Сде-Бокер).

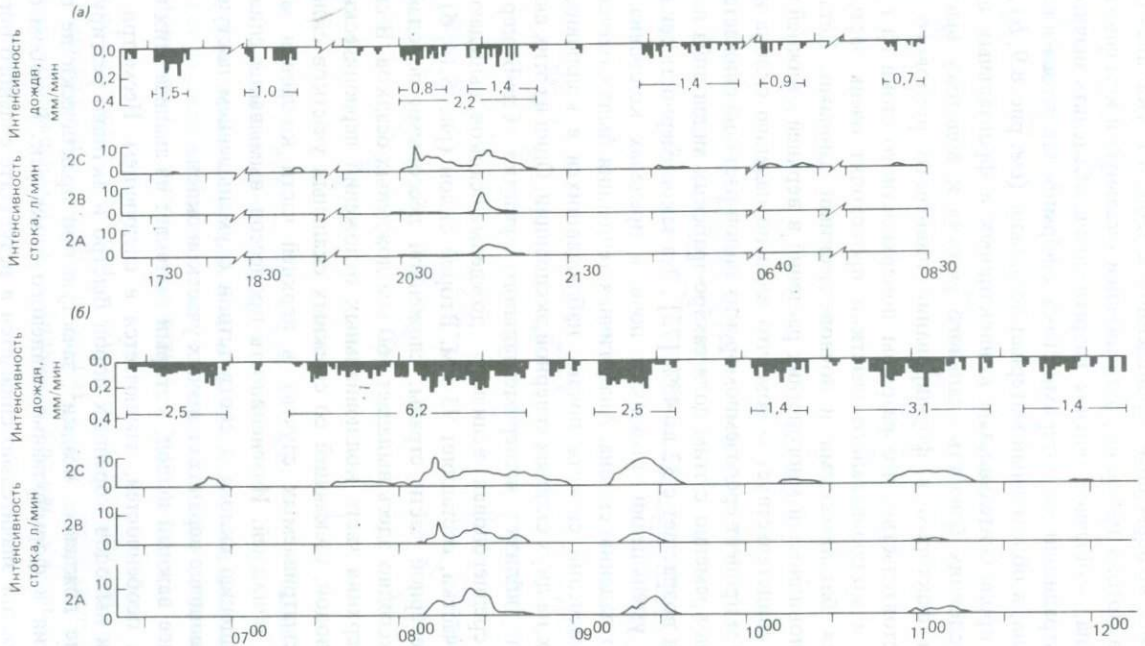


Рис. 8.13. Гидрологическая реакция исследуемого участка на выпадающие дождевые осадки. *а* – ливень 31.12.1975 г. Общее количество выпавших осадков 8 мм; *б* – ливень 12.03.1976 г. Общее количество выпавших осадков 17,3 мм.

скальной, а у подножия находится коллювиальный материал. Эти данные в сочетании с информацией, приведенной в табл. 8.1, указывают на то, что разрыв потока на линии, разделяющей скальную и коллювиальную части склона, – обычное явление. Разрыв можно объяснить значительными инфильтрационными потерями стока, сформировавшегося в верхней части склона, в обломочный материал подножия (см. рис. 8.9, *Б*), а также малой продолжительностью конвективных и фронтальных ливней. В таких условиях близость скального участка к водотоку выступает решающим фактором в формировании ливневого руслового стока.

То обстоятельство, что разрывы поверхностного стока на границе скального и коллювиального участков происходят очень часто, подтверждается ботаническими и почвоведческими данными. Детальный анализ разновидностей многолетних растений в верхней и нижней частях коллювия свидетельствует о том, что вниз по падению склона на расстоянии 30 м процент средиземноморских видов растений снижается с 26 до 7%. Одновременно с этим доля саха́ро-арабских видов вниз по падению склона возрастает с 32 до 43% [73] . Эта закономерность свидетельствует об уменьшении влажности почв в пределах коллювиального покрова по падению склона. Аналогичная тенденция была отмечена при анализе изменений свойств почвы, наблюдавшихся в коллювиальных отложениях на двух склонах северной экспозиции. Один из этих склонов расположен вблизи экспериментального участка Сде-Бокер (рис. 8.14, *а*); среднегодовая величина дождевые осадков, выпадающих в пределах участка, составляет 93 мм. Второй склон (рис. 8.14, *б*) находится в северной части страны, сложенной лёссовыми породами; в среднем ежегодно здесь выпадает 160 мм дождевых осадков. В связи с тем что верхняя часть коллювиальных отложений периодически промывается водой, стекающей со смежных скальных участков склона, в обоих рассматриваемых случаях в верхней части коллювия меньше солей, чем в нижней. Интенсивность процессов вымывания снижается вниз по падению склона в соответствии с уменьшением поступления воды, стекающей с верхних скальных участков склона.

Наиболее важный вывод, который вытекает из анализа этих гидрологических особенностей, заключается в следующем. Несмотря на то что участки выходов коренных пород быстро и активно реагируют на выпадающие дождевые осадки[1], зачастую они практически не принимают участия в формировании ливневого стока рек. В любом случае доля их участия значительно снижается в результате сильного поглоще-

[1] В том смысле, что дождевые осадки быстро стекают за пределы обнажающихся на поверхности земли коренных пород. – *Прим. ред.*

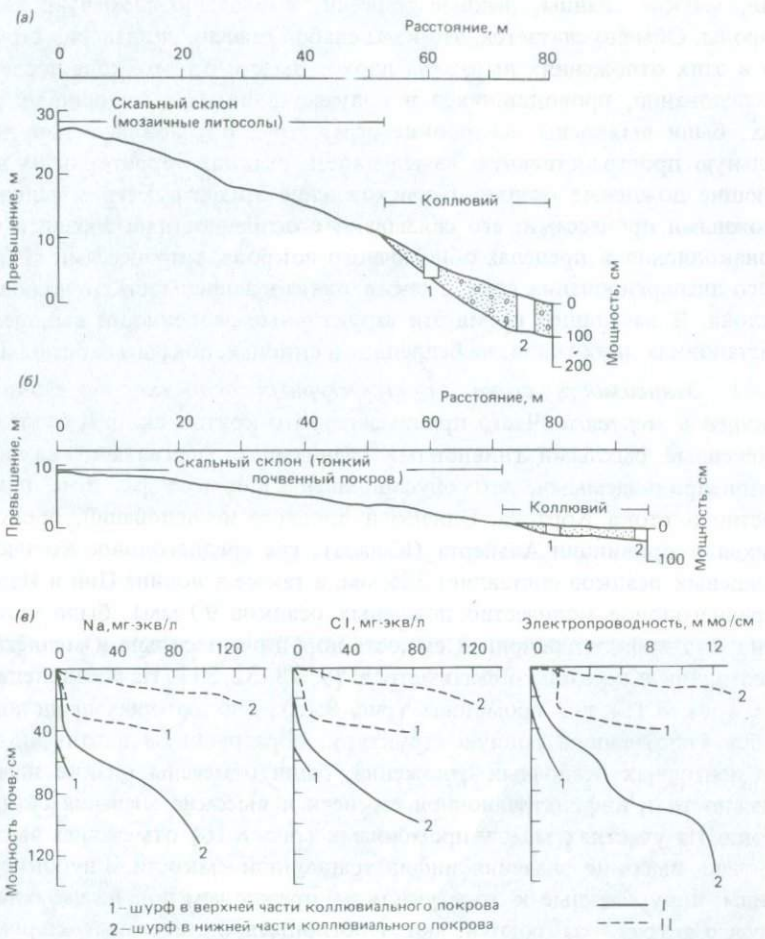


Рис. 8.14. Изменение свойств почв в пределах коллювиального чехла в зависимости от положения точки на склоне. *а* – участок Сде-Бокер; *б* – плато Ховав; *в* – свойства почв. 1 – участок Сде-Бокер; 2 — плато Ховав.

ния воды на участке, сложенном обломочным материалом (т. е. в пределах коллювиального покрова и речных террас, представленных аллювиальными отложениями) и отделяющем верхние скальные участки от русла водотока.

8.3.2б. Пространственная изменчивость стока в неконсолидированных отложениях. Под неконсолидированными отложениями мы понимаем продукты выветривания прочных пород: эоловые отложе-

ния, мягкие сланцы, рыхлые мергели, т. е. слабо сцементированные породы. Обычно считается, что из-за слабой степени уплотнения структура в этих отложениях выражена плохо. Вместе с тем в ходе последних исследований, проводившихся в полузасушливых и засушливых районах, были выявлены неглубокие структуры, обусловливающие значительную пространственную изменчивость реакции территории на выпадающие дождевые осадки. Происхождение этих структур обусловлено сложными процессами: его связывают с особенностями эрозии и осадконакопления в пределах обломочного покрова, с процессами химического диспергирования глин, а также ставят в зависимость от экспозиции склона. В настоящее время эти структурные особенности выявлены в обстановках двух типов: на бедлендах и склонах, покрытых осыпями.

1. Зависимость стока от структурных особенностей глинистых сланцев и мергелей. Часто принимается, что крутые склоны бедлендов, сложенные рыхлыми глинистыми сланцами и мергелями, являются водонепроницаемыми, что обусловливает широкое развитие поверхностного стока Хортона. Однако в процессе исследований, проводившихся в провинции Альберта (Канада), где среднегодовое количество дождевых осадков составляет 325 мм, а также в долине Цин в Израиле (среднегодовое количество дождевых осадков 90 мм), было установлено, что инфильтрационная емкость пород очень сильно изменяется на расстоянии в несколько сантиметров [9, 78, 32, 31]. На псевдопедиментах (рис. 8.15) и в промоинах (рис. 8.16), дно которых представляет собой уплотненную ровную структуру, образованную плотными слоями ленточных осадочных отложений, были отмечены низкие значения влажности и инфильтрационной емкости и высокие значения скорости стока. На участках между промоинами (рис. 8.16) отмечались высокие и очень высокие значения инфильтрационной емкости. Глубокие трещины, приуроченные к этим участкам, прежде чем порода набухнет настолько, что они закроются, могут поглощать значительные количества воды. В большинстве аридных районов, особенно на участках с наиболее сухим климатом, дожди редко продолжаются столько, сколько нужно для того, чтобы трещины полностью закрылись. Следовательно, мы вправе ожидать, что вклад этих участков в формирование ливневого стока рек пренебрежимо мал. Высокая инфильтрационная емкость участков, сложенных трещиноватыми породами, как было показано при проведении экспериментов по дождеванию [9, 78], хорошо аппроксимируется системой каналов.

Структурные отличия, описанные выше, наблюдались в микромасштабе на однородных склонах. Как было показано, они связаны с процессами эрозии и осадконакопления. В ходе исследований, проведенных в



Рис. 8.15. Уплотненная поверхность псевдопедимента (провинция Альберта, Канада).

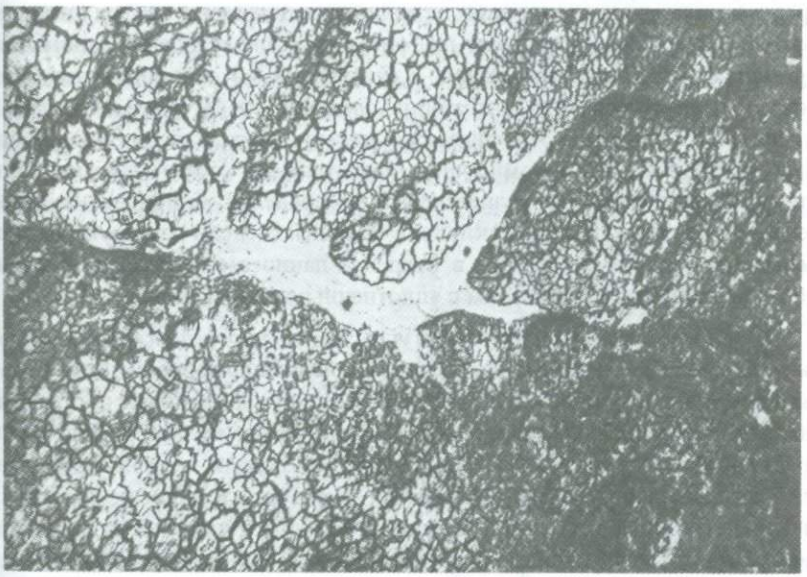


Рис. 8.16. Структура поверхностных отложений, слагающих промоины и пространства между ними. Воспроизведено с разрешения Water Resources Publications, P.O. Box 2841, Littleton, Colorado 80161, USA [76].

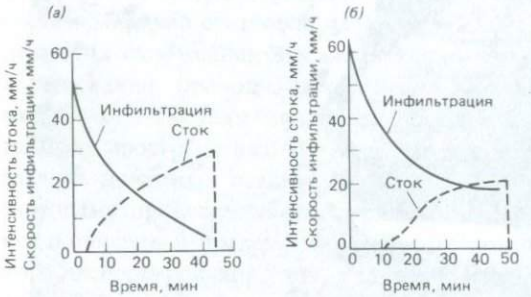


Рис. 8.17. Реакция на дождевые осадки склонов северной и южной экспозиций (бедленд в долине Цин). *а* – участок 1 : склон северной экспозиции; *б* – участок 2: склон южной экспозиции.

долине Цин, были выявлены значительные отличия в структуре однородных поверхностных отложений, залегающих на смежных склонах, имеющих северную и южную экспозицию. Различия в количестве попадающей на поверхность солнечной радиации и, следовательно, в значениях влажности почв привели к тому, что на относительно более увлажненных склонах северной экспозиции образовалась мощная и плотная кора, а на сухих южных склонах сформировался маломощный рыхлый покров, подстилающийся обломками сланцев, имеющих высокую пористость [78]. Результаты имитации на модели реакции геологической среды в двух рассматриваемых ситуациях на дождевые осадки интенсивностью 36 мм/ч представлены на рис. 8.17. Сопоставление данных, полученных в ходе экспериментов, с реальными метеорологическими условиями, преобладающими в районе, свидетельствует о том, что даже в случае выпадения катастрофических ливневых осадков на склонах южной экспозиции не формируется значительный сток. Формирование стока происходит преимущественно в пределах склонов, имеющих северную экспозицию; эти склоны в большей степени реагируют на дождевые осадки. Помимо этого в пределах данного склона сток главным образом приурочен к участкам с уплотненными промоинами.

2. Зависимость стока от структурных особенностей склонов, покрытых обломочным материалом. Склоны, покрытые осыпями, часто встречаются в полузасушливых и особенно засушливых районах, в областях развития расчлененных процессами эрозии прочных пород. Эти осыпи представляют собой покров, сложенный крупными и очень крупными угловатыми каменистыми обломками. В результате многих исследований, относящихся к оценке влияния каменистого покрова на формирование стока, было высказано предположение, что между стоком, с одной стороны, процентом площади, занимаемой каменистым покровом, и и ее размерами – с другой, существует обратная связь [26, 35, 1, 21, 59]. Принимается, что каменистый покров ограничивает возможности

почв, которые участвовали бы в стоке в связи с тем, что дождевые капли, попадая на поверхность верхнего слоя почвы, закупоривают поровое пространство. Каменистый покров на осыпных склонах может занимать 100% их площади. В таких условиях не следует рассчитывать, что на этих склонах будет формироваться сколь-либо существенный сток. Однако наличие глубоких врезанных промоин, часто образующихся в пределах осыпных склонов, совершенно определенно свидетельствует о том, что, несмотря на значительные размеры обломков, здесь может формироваться сток. Это наблюдение полностью подтверждается результатами, полученными в процессе проведения серии экспериментов по дождеванию в пределах нескольких осыпных склонов в Синайской пустыне [74, 75]. В ходе экспериментов имитировались дождевые осадки различной интенсивности и продолжительности. Площадь дождевания составляла около 200 м^2. Реакция системы на поступающие дождевые осадки была быстрой, но удивительно неоднородной. Сток, формировавшийся в результате трех последовательных дождеваний, был приурочен исключительно к промоинам; он не наблюдался на пространствах между ними. То обстоятельство, что в формировании стока участвует лишь часть территории, нашло свое отражение в том, что интенсивность дождевых осадков и инфильтрационные потери связаны между собой прямо пропорциональной зависимостью (рис. 8.18). Это явление можно объяснить тем, что большие площади могут поглощать осадки, выпадающие с дождями даже самой высокой интенсивности. В абсолютном выражении эти же площади при меньшей интенсивности осадков могут поглощать меньшее количество воды.

Как и в случае с бедлендами, неоднородность формирования стока может быть отнесена за счет различий в составе и структуре отложений,

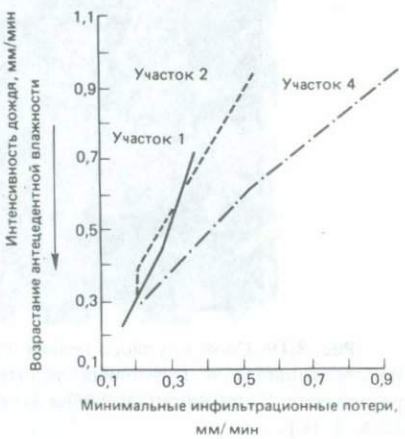


Рис. 8.18. Соотношения между интенсивностью дождевых осадков и минимальными инфильтрационными потерями в пределах трех склонов, покрытых осыпями.

выполняющих ложе промоин и пространства между ними. Промоины формируются среди крупных блоков пород, включенных в плотную массивную и мощную толщу, сложенную смесью мелкозернистых отложений, переносимых множеством потоков (рис. 8.19). Крупные блоки, обладающие пренебрежимо малой влагоемкостью, быстро реагируют на выпадающие дождевые осадки. Вода, стекающая с блоков, концентрируется на замкнутых участках, сложенных плотными мелкозернистыми породами. Поскольку скорость стекания воды с блоков выше, чем скорость инфильтрации в плотные и массивные отложения, сток в промоинах может формироваться вскоре после начала дождя [75]. Участки между промоинами не похожи друг на друга. С поверхности они выпол-



Рис. 8.19. Слой крупного гравия (судя по фотографии, это валунник. – *Ред.*), подстилающийся в промоинах уплотненными отложениями. Воспроизведено с разрешения Water Resources Publications, P.O. Box 2841, Littleton, Colorado 80161, USA [16].

нены маломощным слоем гравия (рис. 8.20), подстилающимся рыхлыми крупнообломочными и в незначительной степени мелкозернистыми отложениями, характеризующимися высоким показателем пористости. Инфильтрационная емкость таких пористых отложений настолько велика, что сток не может образоваться даже при очень сильных дождях.

Подводя итоги анализа влияния физических свойств земной поверхности на формирование стока, необходимо отметить следующее. Главным фактором, ограничивающим инфильтрацию в гумидных районах, являются условия насыщения почв. Закономерности пространственного распределения этого параметра определяют особенности формирования стока. В полузасушливых и засушливых районах почвы не могут нахо-



Рис. 8.20. Рыхлые, обладающие высокой пористостью отложения на участках между промоинами. Воспроизведено с разрешения Water Resources Publications, P.O. Box 2841, Littleton, Colorado 80161, USA [76].

диться в водонасыщенном состоянии. Роль, которую играют в формировании стока насыщенные почвы, здесь отдается другому фактору — плотным и массивным поверхностным структурам, быстро реагирующим на дождевые осадки. Образование уплотненных структур может быть связано либо с исходными свойствами пород (в частности, массивных коренных пород), либо с особенностями осадконакопления в промоинах, расщелинах и у подножий покровов, представленных неконсолидированным обломочным материалом и приуроченных к нижней части склонов. В последнем случае структура области, участвующей в формировании стока, удивительно напоминает структуру, характерную для небольших водоразделов в зоне с гумидным климатом: бо́льшая часть стока идет по руслам.

3. Влияние гидрогеохимических процессов на формирование стока. В результате анализа физических свойств неконсолидированных поверхностных отложений в полузасушливых и засушливых районах была выявлена тесная связь между массивными плотными образованиями и формированием стока. Эти структуры связывались с процессами накопления в промоинах и расщелинах ленточных слоистых мелкозернистых отложений. Образование поверхностной корки и закупоривание мелкозернистых почв могут происходить также в результате воздействия дождевых капель [39, 42, 12]. Однако дополнительной, специфической особенностью, характерной для областей с полузасушливым и засушливым климатом, является то, что важную роль в формировании или задержке стока могут играть химические свойства поверхностных отложений. Особенно значительна эта роль в почвах, обогащенных глинистым материалом. Результаты многих исследований показали, что проницаемость почв помимо других факторов зависит от содержания ионов натрия, способных к ионному обмену, и концентрации электролита [48, 41, 47, 57, 2, 34, 67]. Низкая проницаемость пород и высокая интенсивность стока могут быть связаны с образованием почвенной корки, вызванным диспергированием глины. Процессы диспергирования глины более интенсивно протекают при высоких концентрациях ионов натрия, способных к ионному обмену, и низких концентрациях электролита. Увеличение концентрации электролита может привести к обратному явлению — флокуляции, вызывающей повышение скорости инфильтрации [78]. Если процесс диспергирования глин происходит ниже поверхности земли, он сопровождается изменениями их объема, в результате чего образуются каналы и формируется неглубокий подземный сток. Такие каналы были обнаружены на многих бедлендах в районах с полузасушливым и засушливым климатом [44, 28, 9, 78, 34]. Несмотря на то что химические процессы, приводящие к диспергированию и флокуляции,

очень хорошо известны, пространственная и временна́я изменчивость этих процессов в пределах почвенного покрова до сих пор не изучена.

Таким образом, должно быть совершенно ясно, что любая модель стока, претендующая на полноту воспроизведения процессов формирования и эволюции стока в полузасушливых и засушливых районах, должна объединять физические и химические аспекты. Такая модель еще не создана. Можно констатировать, что существует настоятельная необходимость в систематическом изучении обоих аспектов.

8.4. Детерминированная имитационная модель формирования поверхностного стока. С 1978 по 1979 г. на девяти участках по изучению стока, расположенных в пределах экспериментального полигона Сде-Бокер, было зафиксировано 84 отдельных потока. На основании полученных данных была составлена детерминированная модель, воспроизводящая процессы формирования поверхностного стока на склоне, сложенном известняками и находящемся в зоне засушливого климата. Проверка модели выполнялась по данным наблюдений за ливневым стоком, имевшим место в действительности. Программа, по которой осуществляется моделирование, написана на языке CSMP, версия 360 [33].

8.4.1. Модель. Модель основана на подходе, использовавшемся Хортоном для описания поверхностного стока: считается, что толщину слоя стока в заданный момент времени и в заданной точке можно представить следующим уравнением:

$$D = (P + R_{\text{пр}}) - (I + E + R_{\text{от}}), \tag{8.1}$$

где D – толщина слоя стока, P – количество дождевых осадков, выпадающих в пределах рассматриваемой территории, $R_{\text{пр}}$ – приток с участков склона, расположенных выше точки измерений, I – скорость инфильтрации, E – скорость испарения, $R_{\text{от}}$ – отток. Модель не предполагает пространственную однородность переменных, влияющих на сток. Склон разделялся на участки, в пределах каждого из которых условия выпадения дождевых осадков, инфильтрационная емкость и антецедентная влажность почв принимались однородными. Два смежных участка могут обладать совершенно различными свойствами. Участки имеют разную ширину в зависимости от свойств поверхности, реакция которых на выпадающие дождевые осадки может быть достаточно одинаковой. Каждому участку приписываются характерное состояние и переменные стока. Временны́е изменения этих переменных, происходящие за время выпадения дождевых осадков, задаются математическими функциями. Численные значения этих функций рассчитаны на ЭВМ с

фиксированным интервалом по времени, составляющим 1 мин. В модель были включены следующие переменные:

а) Интенсивность дождевых осадков (мм/мин). Как видно из рис. 8.5, можно говорить о том, что в процессе ливней интенсивность дождевых осадков на площади склона изменяется не только во времени, но и в пространстве, причем на очень коротких расстояниях. Следовательно, данные об интенсивности дождевых осадков должны быть получены для каждого участка. Закономерности пространственного распределения количества дождевых осадков в пределах экспериментального полигона были установлены по густой наблюдательной сети, включавшей 19 дождемеров (рис. 8.5). Интенсивность дождевых осадков и продолжительность дождя определялись с помощью дождемера, оборудованного автоматическим регистрирующим устройством. Поскольку продолжительность дождя в пределах всего экспериментального участка есть величина постоянная, разница в мощности слоя осадков отражает различия в интенсивности дождевых осадков. В таком случае для оценки интенсивности осадков по замерам дождемером может использоваться отношение количества дождевой воды, собранной в мерном стакане дождемера, к количеству осадков, зафиксированному автоматическим регистрирующим устройством.

б) Скорость инфильтрации (мм/мин). С использованием дождевальных установок, в точности воспроизводящих естественные ливни [43], для двух основных типов поверхностных отложений, встречающихся на склонах в районах с аридным климатом (обнажений коренных пород и коллювиальных покровов), были проведены экспериментальные исследования по изучению факторов, оказывающих влияние на скорость инфильтрации. Опыты проводились в условиях, когда почвы находились в сухом и увлажненном состоянии и длились до тех пор, пока скорость инфильтрации не достигала своих минимальных значений. Интенсивность дождевания составляла 26 мм/ч. Согласно Кутелю [38], ливни с интенсивностью, равной или превышающей 20 мм/ч, составляют около 10% всех атмосферных осадков, выпадающих над заданной территорией. Характерные кривые скорости инфильтрации для каждого участка были получены на основании анализа первичных инфильтрационных кривых, построенных по результатам экспериментов, и отношения площади выхода коренных пород к площади, покрытой обломочным материалом, подсчитанного по данным детального картирования участка (рис. 8.12).

в) Скорость испарения (мм/мин). Испарение, особенно в районах с теплым климатом, является важным фактором, обусловливающим потери воды. Потенциальная испаряемость в пределах экспериментального участка исследовалась на примере двух бессточных депрессий. Одна из

них располагалась у подножия склона, вторая – на локальном поднятии. Первоначально значение скорости испарения включалось в модель. Однако полученные данные ясно показали, что в процессе выпадения ливневых осадков в условиях сильной облачности и высокой температуры воздуха испаряемость за 1 мин незначительна и не сказывается на соотношении дождевые осадки – сток. В связи с этим испаряемость была исключена из рассмотрения.

г) Влажность почв. Влажность почв в первые минуты выпадения осадков (антецедентная влажность) является важным фактором, оказывающим влияние на формирование стока в районах, имеющих почвенный покров. Пространственная изменчивость влажности почв на различных участках склона исследовалась путем отбора проб после каждого ливня с интенсивностью не менее 2 мм. Повторное опробование проводилось в этих же точках через 7,14 и 30 сут после ливня. Пробы отбирались из верхних 3 см почвы, поскольку считалось, что из-за короткой продолжительности ливней именно этот слой в основном влияет на процессы формирования стока. Данные, полученные в ходе проведенных исследований, позволили построить кривые изменения влажности с глубиной, по которым затем были найдены значения антецедентной влажности почв. На модели учитывались также изменения влажности почв в процессе выпадения ливневых осадков, связанные с поступлением инфильтрующейся воды и оттоком, обусловленным процессами дренирования.

д) Проверка достоверности модели. Результаты моделирования сопоставлялись с фактическими и расчетными гидрографами, полученными по данным наблюдений в течение 11 ливней, прошедших на участках 2А, 2В и 2С, расположенных в пределах экспериментального полигона Сде-Бокер. Данные наблюдении за тремя из этих ливней представлены на рис. 8.21. Кроме того, на рис. 8.22 приведены результаты статистического анализа паводковых расходов и интенсивности стока, приуроченного к этим же ливням. Анализ обоих рисунков свидетельствует о том, что, несмотря на схожесть форм гидрографов, расчетные гидрографы являются более сглаженными, чем естественные. Это говорит о том, что модельная система менее чувствительна к дождевым осадкам, чем система, находящаяся в естественных природных условиях. При низких значениях паводковых расходов и объема стока величины этих параметров – расчетные и фактические – плохо согласуются между собой. При высоких значениях они совпадают очень хорошо; это согласование характеризуется достаточно высоким коэффициентом корреляции. Расхождение между фактическими и расчетными данными можно объяснить многими факторами, включая тот

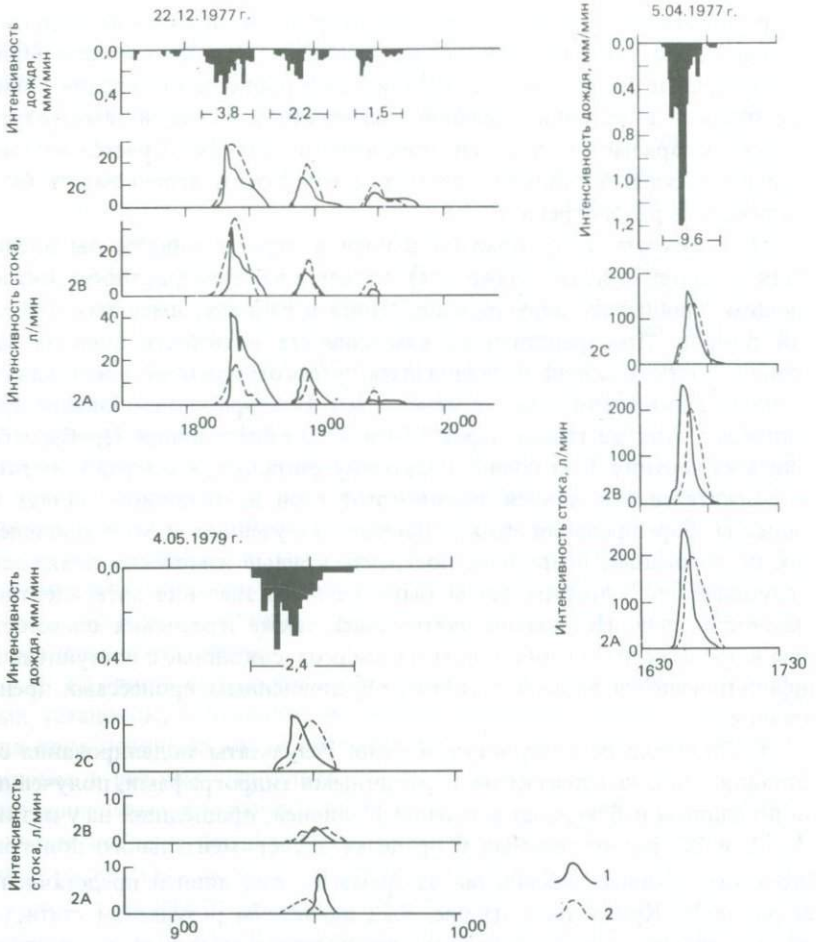
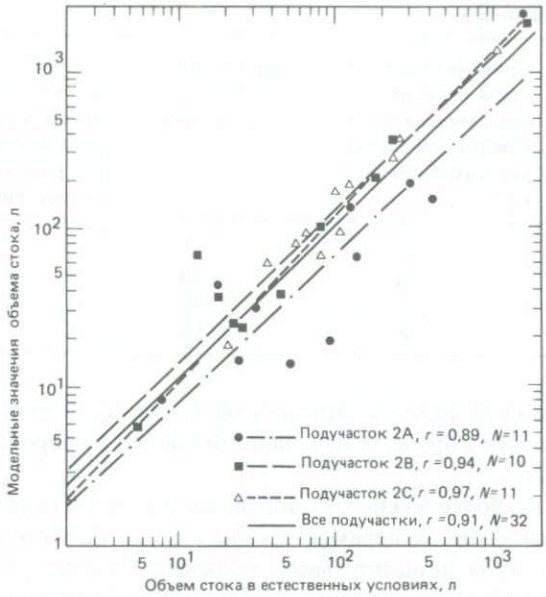


Рис. 8.21. Фактические и расчетные гидрографы. *1* – фактические гидрографы; *2* – расчетные гидрографы.

факт, что модель не учитывает реальную пространственную изменчивость, скажем,мощности почвенного покрова в пределах каждого участка. По-видимому, эта изменчивость в большей степени сказывается в случае ливней с малой интенсивностью и меньше – при сильных ливнях. Это в какой-то степени объясняет результаты, представленные на рис. 8.22. Кроме того, инфильтрационная емкость почвы зависит от интенсивности выпадающих дождевых осадков. Модельные кривые скорости инфильтрации рассчитывались при интенсивности дождева-



(б)

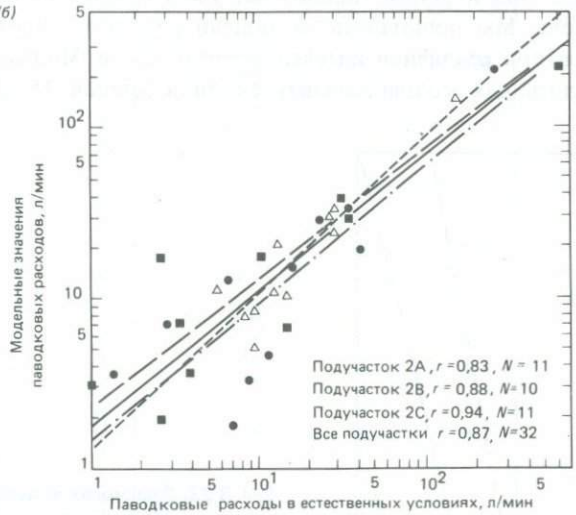


Рис. 8.22. Паводковые расходы и объем стока в естественных условиях и на модели.

Таблица 8.2. Параметры ливней, заложенные в модель, и их повторяемость в естественных условиях

Интенсивность дождевых осадков, мм/ч	Процент ливневых осадков сверх средней интенсивности дождей в пределах рассматриваемой территории	Продолжительность дождя, мин	Процент ливней, продолжительность которых превышает среднюю продолжительность в пределах рассматриваемой территории
3	22	15	18
6	11	30	8
9	7	45	6,5
12	3	60	5

ния, составляющей 26 мм/ч. Это значение выше, чем интенсивность осадков, выпадающих в процессе большинства ливней в природных условиях (см. рис. 8.22).

Один из наиболее важных выводов, следующих из анализа результатов исследований на экспериментальном участке Сде-Бокер, заключается в том, что из-за незначительного количества выпадающих дождевых осадков и малой продолжительности ливней в формировании притока поверхностных вод к рекам принимают участие лишь незначительные отрезки склона. Мы попытались на модели рассчитать протяженность этих отрезков при различной интенсивности осадков. Модельные расчеты выполнялись для коллювиальных склонов длиной 15, 30, 45, 60,

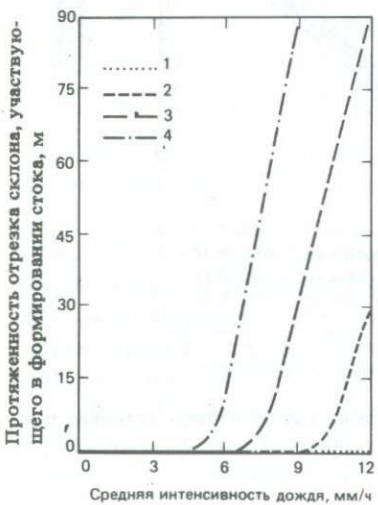


Рис. 8.23. Взаимосвязь между интенсивностью дождя, его продолжительностью и длиной отрезка склона, участвующего в формировании стока. Продолжительность дождя: *1* – *15* мин; *2* – 30 мин; *3* – 45 мин; *4* – 60 мин.

Таблица 8.3. Влияние параметров дождевых осадков и длины склона на объем стока

Интенсивность дождевых осадков, мм/ч	3				6				9				12			
Продолжительность дождя, мин	15	30	45	60	15	30	45	60	15	30	45	60	15	30	45	60
Длина склона, м																
15	0	0	0	0	0	0	0	0,61	0	0	68,6	247,9	0	66,7	322,1	636,3
30	0	0	0	0	0	0	0	0,61	0	0	111,4	469,2	0	101,2	610,2	1242,3
45	0	0	0	0	0	0	0	0,61	0	0	132,2	664,1	0	110,5	864,6	1818,6
60	0	0	0	0	0	0	0	0,61	0	0	136,7	833,0	0	110,5	1085,9	2366,2
75	0	0	0	0	0	0	0	0,61	0	0	136,7	976,0	0	110,5	1274,8	2883,6
90	0	0	0	0	0	0	0	0,61	0	0	136,7	1093,7	0	110,5	1402.1	3372,4

75 и 90 м. В пределах каждого склона имитировались 16 ливней, для которых задавались 4 градации интенсивности и 4 градации продолжительности (табл. 8.2). Рассчитанные на модели значения объема стока приведены в табл. 8.3. Увеличение объема стока с увеличением длины склона, отражающее однотипность реакции на осадки всего склона, наблюдается в случае, когда интенсивность ливней составляет 9–12 мм/ч, а их продолжительность соответственно превышает 45 и 60 мин. Во всех ситуациях пропорциональное увеличение стока с возрастанием длины склона происходит лишь до определенного предела. Это говорит о том, что поверхностный сток, формирующийся на верхних участках протяженных склонов, не доходит до их подножия. Графическое представление полученных данных приведено на рис. 8.23.

Необходимо отметить, что зависимости, полученные в процессе моделирования для предельных объемов выпадающих осадков любой заданной интенсивности, очень хорошо подтверждаются данными, полученными при изучении коллювиальных склонов в естественных условиях [72]. Более того, значения стока, установленные как в результате моделирования (табл. 8.3), так и по материалам фактических наблюдений, определенно свидетельствуют о том, что количество воды, стекающей непрерывным потоком вдоль 60-м склона, представляет собой ~ 5% дождевых осадков, выпадающих в пределах рассматриваемой территории. Эта ситуация является скорее экстремальной. В общих чертах ее можно объяснить тем, что большинство ливней, выпадающих над данной территорией, имеют небольшую продолжительность, в связи с чем их интенсивность и слой осадков являются незначительными (табл. 8.3).

Благодарности. Авторы признательны Т. Софер с географического факультета Университета Гебру за оформление иллюстраций.

Литература

1. *Agassi M.* (1970) The influence of stone cover on infiltration and erosion rates – laboratory experiments on a loessial soil. M. Sc. thesis, Faculty of Agriculture, Hebrew University (Mimeo).
2. *Agassi M., Shainberg I., Morin J.* (1981) Effect of electrolyte concentration and soil sodicity on infiltration rate and crust formation. Soil Science Soc. Am. J., 45(5), 848–851.
3. *Abi-Ghanem, Flug M., Duckstein L.* (1978) Event based model of recharge from an ephemeral stream. Working papers, No. 78–28. Department of Systems and Industrial Engineering, University of Arizona.

4. *Anderson M.G., Burt T.P.* (1978) Experimental investigation concerning the topographical control of soil water movement on hillslopes. Zeitsch. für Geom., Suppl. 29, 52–63.
5. *Anderson M.G., Kneale P.E.* (1980) Topography and hillslope soil water relationship in a catchment of low relief. J. Hydrol., **47,** 115–128.
6. *Besler H.* (1972) Klimaverhaeltnisse und Klimageomorphologische Zoni'rung der Zentralen Namib. Stuttgarter Geographische Studien, **83,** 1.
7. *Betson R.P.* (1964) What is watershed runoff? J.Geophys. Res., **69,** 1541–1552.
8. *Betson R.P., Marius J.B.* (1969) Source areas of storm runoff. Water Resources Res., **5,** 574–582.
9. *Bryan R.B., Yair A., Hodges W.* (1978) Factors controlling the initiation of runoff and piping in Dinosaur Provincial Park badlands, Alberta, Canada, Zeitsch. für Geom., Suppl. 29, 151–168.
10. *Byers H.R.* (1959) General Meteorology, 3rd edn. McGraw Hill, pp. 458–479.
11. *Cappus P.* (1958) Repartition des precipitations sur un bassin versant de faible superficie. IAHS Publ. No. 43, pp. 515–528.
12. *Chen Y., Tarchitsky J., Morin J., Banin A.* (1980) Scanning electron microscope observations on soil crusts and their formation. Soil Sci. Soc. Am. Proc., **32,** 19–22.
13. *Cohen O., Ben-Zvi A.* (1979) Regional analysis of peak discharges in the Negev. Symposium on the hydrology of areas of low precipitations. IAHS Publ. No. 128, pp. 23–32.
14. *Diskin M., Land L.J.* (1972) A basinwide stochastic model for ephemeral stream runoff in South-Eastern Arizona. Bull. Inter. Assoc. of Hydrol. Sci., **17,** 62–76.
15. *Doran D.G.* (1979) A preliminary analysis of the applicability of generalized discrete distributions to sparse hydrological data. Symposium on the hydrology of areas of low precipitations. IAHS Publ. No. 128, pp. 43–50.
16. *Dubief J.* (1953) Essai sur l'hydrologie superficielle au Sahara, Alger.
17. *Duckstein L., Fogel M., Bogardi I.* (1979) Event based models of precipitation for semiarid lands. Symposium on the hydrology of areas of low precipitations. IAHS Publ. No. 128, pp. 51–64.
18. *Dunne T.* (1978) Field studies of hillslope flow processes. In: *Kirkby M.J.* (ed.) Hillslope Hydrology, Wiley, pp. 227–290.
19. *Dunne T., Black R.D.* (1970) Partial area contribution to storm runoff in a small New England watershed. Water Resources Res., **6,** 1269–1311.
20. *Dunne T., Moore T.R., Taylor C.H.* (1975) Recognition and prediction of runoff producing zones in humid regions. Hydrol. Sci. Bull., **20,** 305–327.
21. *Evenari M., Shanan L., Tadmor N.H.* (1971) The Negev, the Challenge of a Desert. Harvard University Press.
22. *Fogel M.* (1981) Precipitation in the desert. In: *Evans D.D., Thames J.B.* (eds), Water in Desert Ecosystems. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., pp. 219–234.
23. *Freeze R.A.* (1972) Role of subsurface flow in generating surface runoff, upstream source area. Water Resources Res., 8(5), 1272–1283.
24. *Freeze R.A.* (1978) Mathematical models of hillslope hydrology. In: *Kirkby M.J.* (ed.), Hillslope Hydrology, Wiley, pp. 126–177.
25. *Girard G., Rodier J.A.* (1979) Application de modèles mathématiques deterministiques à l'étude des crues et de l'écoulement annuel – zones sahéliennes. Symposium on the hydrology of areas of low precipitations. IAHS Publ. No. 128, pp. 65–78.
26. *Grant J.W., Struchtemeyer R.A.* (1959) Influence of the coarse fraction in two main potato soils on infiltration, runoff and erosion. Soil Sci. Am. Proc., **23,** 391–394.

27. *Harr R.D.* (1977) Water flux in soil and subsoil on a steep forested slope. J. Hydrol., **33**, 37–58.
28. *Heede B.H.* (1971) Characteristics and processes of soil piping in gullies. USDA Forest Service Research Paper RM-68, 1–13.
29. *Hekman L.H., Berkas W.R.* (1982) Modeling desert runoff. In: *Evans D.D., Thames J.L.* (eds), Water in Desert Ecosystems. Dowden, Hutchinson & Ross, pp. 244–264.
30. *Hewlett J.H., Hilbert A.R.* (1967) Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: *Sopper W.E., Lull H.W.* (eds), Proceedings of Inter. Symp. of Forest Hydrology, 275–290.
31. *Hodges W.K.* (1982) Hydraulic characteristics of a badland pseudo-pediment slope system during simulated rainstorm experiments. In: *Bryan R.B., Yair A.* (eds), Badland Geomorphology and Piping, Geobooks, Norwich, pp. 127–152.
32. *Hodges W.K., Bryan R.B.* (1982) The influence of material behaviour on runoff initiation in the Dinosaur Badlands, Canada. In: *Bryan R.B., Yair A.* (eds), Badland Geomorphology and Piping. Geobooks, Norwich, pp. 13–46.
33. IBM (1969) System 360 Continuous system modeling program Program360A-CX-6X. IBM Corporation Technical Publications Department, New York.
34. *Imeson A.C., Kwaad F.J., Verstraten J.M.* (1982) The relationship of soil physical and chemical properties to the development of badlands in Morocco. In: *Bryan R.B., Yair A.* (eds), Badland Geomorphology and piping. Geobooks, Norwich, pp. 47–70.
35. *Jung L.* (1960) The influence of the stone cover on runoff and erosion on slate soil. IAHS Publ. No. 53, pp. 143–153.
36. *Keren R., Shainberg I.* (1981) Effect of dissolution rate on the efficiency of industrial and mined gypsum in improving infiltration of a sodic soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., **45**(1), 103–107.
37. *Kirkby M.J., Chorley R.J.* (1967) Throughflow, overland flow and erosion. Bull. Inter. Assoc. Sci. Hydrol., **12**, 5–21.
38. *Kutiel H.* (1978) The distribution of rain intensities in Israel. M. Sc. thesis, Hebrew University (in Hebrew).
39. *McIntyre D.S.* (1958) Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. Soil Sci., **85**, 185–189.
40. *McMahon T.A.* (1979) Hydrological characteristics of arid zones. Symposium on the hydrology of areas of low precipitations. IAHS Publ. No. 128, pp. 105–124.
41. *McNeal B.L.D., Layfield D.A., Norvell W.A., Rhoades J.D.* (1968) Factors influencing hydraulic conductivity of soils in the presence of mixed salt solutions. Soil Sci. Soc. Am. Proc., **32**, 187–190.
42. *Morin J., Benyamini Y.* (1977) Rainfall infiltration into bare soils. Water Resources Res., **13**, 813–817.
43. *Morin J., Goldberg D., Seginer I.* (1967) A rainfall simulator with rotating disc. Trans. Am. Soc. Agric. Eng., **10**, 74.
44. *Parker G.G.* (1965) Piping: a geomorphic agent in landform development of the drylands. IAHS Publ. 65, pp. 103–113.
45. *Pilgrim D.H., Cordery I., Doran D.G.* (1979) Assessment of runoff characteristics in arid western New South Wales, Australia. Symposium on the hydrology of areas of low precipitations. IAHS Publ. No. 128, pp. 141–150.
46. *Pilgrim D.H., Cordery I., Boyd M.J.* (1982) Australian developments in flood hydrograph modeling. In: *Singh V.P.* (ed.), Rainfall-Runoff Relationships. Water Resources Publications, Colorado, pp. 37–50.

47. *Pupisky H., Shainberg I.* (1979) Salt effects in the hydraulic conductivity of a sandy soil. Soil Sci. Soc. Am . J., **43**, 429–433.
48. *Quirk J.P., Schofield R.K.* (1955) The effect of electrolyte concentration on soil permeability. J. Soil Sci., **6**, 163–178.
49. *Ragan R.M.* (1968) An experimental investigation of partitial area contributions. IAHS Publ. 76, pp. 241–249.
50. *Schick A.P.* (1970) Desert floods. Interim results of observations in the Nahal Yael Research Watershed, Southern Israel, 1965–1970. Symposium on the results of research on representative and experimental basins. IAHS Publ. No. 96, pp. 479–493.
51. *Schick A.P.* (1971) A desert flood: physical characteristics, effects on man; geomorphic significance, human adaptation. Jerusalem studies in Geography, **2**, 91–156.
52. *Schick A. P.* (1977) A tentative sediment budget for an extremely arid watershed in the Southern Negev In: *Doehring D.O.* (ed.), Arid Geomorphology. Publications in Geomorphology, pp. 139–163.
53. *Schick A.P., Sharon D.* (1974) Geomorphology and climatology of arid watersheds. Mimeog. Rep. Dept. of Geography. Hebrew University, Jerusalem.
54. *Scoging H.M.* (1982) Spatial variations in infiltration, runoff and erosion on hillslopes in semi-arid Spain. In: *Bryan R.B., Yair A.* (eds), Badland Geomorphology and Piping. Geobooks, Norwich, pp. 89–112.
55. *Scoging H.M., Thornes J.B.* (1979) Infiltration characteristics in a semi-arid environment. IAHS Publ. No. 128, pp. 159–168.
56. *Seely M.K.* (1978) The Namib dune desert, an unusual ecosystem. J. Arid Environ., **1**, 117.
57. *Shainberg I., Roades J.D., Prather R.J.* (1981) Effect of low electrolyte concentration on clay dispersion and hydraulic conductivity of a sodic soil. Soil Sci.,Soc. Am. J., **45**, 273–277.
58. *Shanan L.* (1976) Rainfall and runoff relationships in small watersheds in the Avdat region of the Negev Desert Highlands. Ph. D. thesis, Hebrew University, Jerusalem.
59. *Shanan L., Schick A.P.* (1980) A hydrological model for the Negev Desert Highlands, effects of infiltration, runoff and ancient agriculture. Hydrol. Sci. Bull., **25** (3),269–282.
60. *Sharon D.* (1970) Arcal patterns of rainfall in a small watershed. Symp. Results of Research on Representative and Experimental Basins. IAHS Publ. 96, pp. 3–11.
61. *Sharon D.* (1972) The spottiness of rainfall in a desert area. J. Hydrol., **17**, 161–175.
62. *Sharon D.* (1974) The spatial pattern of convective rainfall in Sukumaland, Tanzania – a statistical analysis. Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. **22**(13), 201–218.
63. *Sharon D.* (1980) The distribution of hydrologically effective rainfall incident on sloping ground. J. Hydrol., **46**, 165–188.
64. *Sharon D.* (1981) The distribution in space of local rainfall in the Namib Desert. J. Climatol., **1**, 69–75.
65. *Sharon D.* (1983) Are "scattered" thunderstorms randomly distributed in space? 2nd Int. Meeting on Statistical Climatology, Lisbon. Amer. Meteor. Soc. and Nat. Inst. Meteor. and Geophys. Portugal: 651–654.
66. *Singh V.P., Chowdhury P.K.* (1979) A mathematical model for runoff in arid lands. IAHS Publ. No. 128, pp. 181–190.
67. *Stocking M.* (1981) A model of piping in soils. Proceedings of the 3rd meeting of I.G.U. Commission on Field experiments in Geomorphology, pp. 105–120.
68. *Verma D.* (1979) A physical model of the rainfall – runoff relationship for semi-arid lands. IAHS Publ. No. 128, pp. 215–222.

69. *Weyman D.R.* (1970) Throughflow on hillslopes and its relation to the stream hydrograph. Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol., **15**(3), 25–33.
70. *Whipkey R.Z.* (1967) Subsurface stormflow on forested slopes. Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol., **10**(2), 74–85.
71. *Williams G.E.* (1971) Flood deposits of the sand bed ephemeral streams of central Australia. Sedimentology, **17**, 1–40.
72. *Yair A.* (1983) Hillslope hydrology, water harvesting and areal distribution of ancient agricultural fields in the northern Negev desert: J. of Arid Environ., 6, 283–301.
73. *Yair A., Danin A.* (1980) Spatial variations in vegetation as related to the soil moisture regime over an arid limestone hillside, northern Negev, Israel. Oecologia, **47**, 83–88.
74. *Yair A., Lavee H.* (1974) Areal contribution to runoff on scree slopes in an extreme arid environment: a simulated rainstorm experiment. Zeitsch. für Geom., Suppl. 21, 106–121.
75. *Yair A., Lavee H.* (1976) Runoff generative process and runoff yield from arid talus mantled slopes. Earth Surf. Process, **1**, 235–247.
76. *Yair A., Lavee H.* (1982) Application of the concept of partial area contribution to small arid watersheds. In: *Singh P.V.* (ed.), Rainfall–Funoff Relationships. Water Resources Publications, Colorado, pp. 335–350.
77. *Yair A., Sharon D., Lavee H.* (1978) An instrumented watershed for the study of partial area contribution of runoff in the arid zone. Zeitsch. für Geom., Suppl. 29, 71–82.
78. *Yair A., Sharon D., Lavee H.* (1980) Trends in runoff and erosion processes over an arid limestone hillside, northern Negev, Israel. Hydrol. Sci. Bull., **25**(3),243–255.

9. Гидрогеологическое прогнозирование

Л.Ф. Коников, Э.П. Паттен

9.1. Введение. Подземные воды являются крупным "невидимым" элементом круговорота воды в природе. Поскольку они находятся вне поля зрения, о них часто и не задумываются, особенно неспециалисты. Однако сам факт их наличия и роль, которую они играют в общем круговороте воды, не могут игнорироваться гидрологами и специалистами, занимающимися вопросами планирования водных ресурсов. По данным Нейса [29], подсчитавшего водный баланс планеты, подземные воды до глубины 4000 м занимают объем 8350 км^3, что составляет 0,61% общих запасов воды. Однако, если не принимать в расчет соленые воды и ледники, обнаруживается, что подземные воды составляют почти 98% объема пресной воды на земном шаре, намного превышая общее количество воды, содержащейся в любой момент времени в озерах, поверхностных водотоках и искусственных водохранилищах. Разумеется, это "превосходство в объеме", как подчеркивали Фриз и Черри [12], в какой-то мере компенсируется сравнительно медленным движением подземных вод (обусловленным значительным временем пребывания воды в системе и низкими скоростями фильтрации), сложностями, связанными с их поиском, и высокой стоимостью водоотбора из глубоких горизонтов и (или) пород с низкой водопроводимостью.

Подземные воды в целом играют положительную роль в процессе взаимодействия с другими элементами гидрологического цикла; они представляют определенную ценность для человечества. Так, например, емкости подземных вод нивелируют гидрологические экстремумы: приток подземных вод формирует и поддерживает речной сток во время засух, потери речного стока обусловливают затухание волны паводка по мере ее распространения вниз по течению. Однако наиболее значительную роль подземные воды играют в качестве источника местных запасов воды, которые обычно расцениваются как надежные и экономичные.

Советом по использованию водных ресурсов США [48] было намечено несколько существенных характеристик, определяющих перспективность месторождений подземных вод с точки зрения планирования

L.F. Konikow, E.P. Patten, Jr., US Geological Survey, Reston, Virginia 22092, USA.

использования водных ресурсов. Это следующие характеристики: 1) значительные площадные размеры, 2) хорошие региональные фильтрационные показатели, 3) значительные статические запасы воды, 4) достаточно хорошее качество воды с точки зрения ее химического и бактериологического состава и 5) возможность управления.

Около половины населения США использует подземные воды для питьевых и других хозяйственных целей; приблизительно 40% сельскохозяйственного водопотребления страны удовлетворяется за счет подземных вод. Данные об использовании воды в США [44] свидетельствуют о закономерном увеличении подземного водоотбора, который с 1950 по 1980 г. возрос более чем в два раза (со 128,7 до 333,1 млрд. л/сут). Подземные воды используются главным образом для орошения; преимущественно ирригационными нуждами обусловлен и рост подземного водоотбора. В 1980 г. отбор подземных вод составлял примерно 20% от общего водоотбора (за исключением воды, использующейся в гидротехнике), достигавшего 1703,2 млрд. л/сут.

Увеличение использования подземных вод в какой-то степени отражает тот факт, что в настоящее время желательность включения подземных вод в качестве элемента в общую систему водных ресурсов признана всеми специалистами, занимающимися вопросами планирования водопользования в локальном и региональном масштабах. Все более очевидным становится также то, что запасы и качество подземных вод не могут рассматриваться в разрыве. Кроме того, оба этих аспекта должны оцениваться с экономических позиций. Поскольку запасы всех источников водоснабжения подвержены естественным и антропогенным изменениям, в качестве одного из оснований для планирования водных ресурсов специалисты, занимающиеся их планированием и управлением, часто используют методы прогнозирования или предсказания гидрогеологических условий в будущем. (В настоящей главе мы не проводим разницы между терминами "прогнозирование" и "предсказание".) Маталас и др. [26, с. 125] констатируют:

> "В оценку по схеме "риск – затраты", на основе которой принимаются решения по управлению водными ресурсами, входят прогнозы будущих и периодически повторяющихся процессов. Истинность или ошибочность прогнозов может быть установлена только постфактум. Однако оценка качества прогнозов должна даваться a priori, с тем чтобы на их основе можно было принимать соответствующие решения. Такая оценка может строиться на анализе вероятности выполнения прогнозов, проводящемся с использованием научных и философских аргументов, подтверждающих их правомерность..."

Прогнозы могут даваться в различной форме и проводиться различными способами в зависимости от содержания анализируемого риска и рассматриваемого временно́го масштаба, природы источника водоснабжения, квалификации и опыта специалистов, работающих в службе планирования, а также от того, до какой степени познаны гидрогеологические процессы и то влияние, которое может оказывать перспективное водопользование на гидрогеологические системы.

На одном конце диапазона методов прогнозирования стоят статистические подходы, имеющие эмпирическую основу. Их идейная основа заключается в следующем. Считается, что располагая достаточным количеством наблюдений за поведением рассматриваемой системы в прошлом, можно предсказать ее состояние и поведение в будущем, поскольку закономерности, присущие этой системе, ее изменчивость и (или) корреляция между различными факторами во времени практически не меняются. Прогнозы, которые разрабатываются на основе такого подхода, не требуют ни обязательного понимания процессов, обусловливающих изменчивость, ни даже объяснения изменений состояния системы. Эмпирически построенные статистические прогнозы могут выполняться на основе очень простого ретроспективного анализа (например, такой прогноз: по-видимому, в следующем году уровень подземных вод снизится на 1 м, поскольку он снизился на 1 м в течение прошлого года). Такие прогнозы могут основываться и на очень сложном анализе временны́х рядов или многовариантном анализе. В этом случае они обычно даются как прогноз вероятностей. По аналогии с геологическим принципом униформизма *настоящее есть ключ к познанию будущего* мы можем сказать, что эмпирически построенные методы прогнозирования основаны на предпосылке, что *прошлое есть ключ к познанию будущего.*

Точность прогнозов, основанных на эмпирическом анализе, может быть очень высокой, особенно в случае, если будущие нагрузки на гидрогеологическую систему (скажем, такие, как водоотбор, эвапотранспирация или питание подземных вод), которые произойдут за прогнозный период, не превысят диапазона нагрузок, которые имели место в течение периода наблюдений. Таким образом, чем длиннее период наблюдений за поведением гидрогеологической системы, тем больше вероятность того, что могла быть зафиксирована ее реакция на более широкий диапазон нагрузок, и, следовательно, тем выше надежность последующих экстраполяций или прогнозов. Однако в ситуациях, когда размеры будущих нагрузок находятся за пределами диапазона, наблюдавшегося в прошлом, либо относительное влияние различных типов нагрузок изменяется во времени или со временем появляются новые процессы, точность эмпирически построенных статистических

прогнозов может оказаться очень низкой, поскольку не были зафиксированы нелинейности в поведении гидрогеологической системы в ответ на внешние воздействия. Следовательно, если вы сталкиваетесь с проблемой прогнозирования влияния, оказываемого на гидрогеологическую систему крупными изменениями в схеме водопользования (в частности, сооружение водозаборных площадей для водоснабжения территории, в пределах которой этот водоносный горизонт прежде не эксплуатировался), вы не должны и не можете полагаться на анализ поведения водоносного горизонта в пределах рассматриваемой территории в прошлом и расценивать его как индикатор будущего поведения при новых, более значительных нагрузках.

На другом конце диапазона прогнозных методов стоят детерминированные подходы, основанные на воспроизведении гидрогеологических процессов. Основная идея, заложенная в этих подходах, заключается в следующем. Считается, что если достичь высокой степени понимания процессов, обусловливающих соответствующую реакцию системы на внешние воздействия, на основе понимания этих определяющих (или управляющих) процессов можно определить или предвосхитить отклик системы на любую нагрузку даже в том случае, если величина новых нагрузок выйдет из диапазона нагрузок, которые имели место в течение периода наблюдений. Прогнозы этого типа предполагают понимание причинно-следственных взаимосвязей. Следовательно, точность таких детерминированных прогнозов в определенной степени зависит от того, насколько близко наша концепция управляющих процессов отражает процессы, которые определяют поведение системы в действительности. Однако достоверность прогнозирования зависит не только от этого фактора. Даже если мы имеем точную концептуальную модель управляющих процессов (или, наоборот, процессы точно отражаются детерминированной имитационной моделью), нам необходимо также: 1) определить свойства и границы среды, в которой протекают эти процессы и действуют нагрузки; 2) оценить состояние системы в некоторый момент времени (в прошлом или настоящем) и 3) оценить (или спрогнозировать) нагрузки, которые будут действовать в будущем. Последнее, хотя и является очевидным требованием, не всегда может быть выполнено просто.

Поскольку детерминированные прогнозы по природе являются количественными, основные процессы обычно описываются или формулируются в виде математического уравнения или системы уравнений. Тогда прогнозы получаются в результате решения основных уравнений, которые могут являться выражением физических, химических и биологических законов. Количество и тип уравнений определяются нашими

представлениями о характере определяющих процессов. Коэффициенты, входящие в эти уравнения, являются параметрами, количественно отражающими свойства, границы и воздействия, оказываемые на систему; зависимые переменные, входящие в уравнения, служат мерой состояния системы и математически определяются путем решения этих уравнений. Поскольку состояние гидрогеологических систем изменяется во времени и в пространстве, основные уравнения обычно записываются относительно изменений зависимых переменных в пространстве и во времени. Прогноз состояния системы на некоторый момент времени в будущем можно рассматривать как экстраполяцию расчетных скоростей изменения зависимых переменных, считая от некоторого расчетного или известного в некоторый момент времени состояния системы. Математически известное состояние системы в некоторый момент времени представляет собой начальные условия; именно в таком контексте они рассматриваются при решении основных уравнений. При решении уравнений неустановившихся (нестационарных) процессов всегда должны задаваться начальные условия. Следовательно, принимая, что мы записали адекватные определяющие уравнения и что эти уравнения решаются, можно математически описать (или определить) состояние гидрогеологической системы в будущем. Это возможно при условии, что свойства и границы, будущие нагрузки на систему и нынешнее состояние системы известны. Следуя вышеупомянутой аналогии, можно говорить о том, что математическая база детерминированных методов прогнозирования основана на тезисе "настоящее есть ключ к познанию будущего". Однако, как будет показано ниже, эта предпосылка при ее приложении к реальным гидрогеологическим системам часто оказывается недейственной. Это происходит потому, что для однозначного определения нынешнего состояния системы, как правило, не хватает исходных данных, а оценка свойств системы обязательно проводится с некоторой неопределенностью (возможно, значительной).

Гидрогеологи все в большей степени отдают себе отчет в том, что неадекватность и недостаточность исходной информации накладывают определенные ограничения на достоверность традиционных детерминированных гидрогеологических моделей. Неадекватность данных может быть связана с тем, что неоднородность водоносного горизонта проявляется в масштабе более низкого уровня, чем масштаб, который улавливается по результатам анализа имеющейся информации, наблюдения за изменяющимися во времени переменными ведутся с недостаточной частотой и замеры выполняются с ошибками. В связи с этим в настоящее время проводится значительная исследовательская работа, направленная на отыскание стохастических форм представления этих погрешностей и

неадекватностей и на включение этих статистических концепций в детерминированные модели, построенные на иной концептуальной основе. Уравнения регрессии, описывающие гидрогеологические процессы (в частности, уравнения, приведенные в работе [7]), включают случайные компоненты или неопределенности, так что прогнозные значения получают не в виде одного числа в точке, а в форме доверительных интервалов. Это должно также упростить последующую оценку изменений прогнозной реакции гидрогеологической системы. Фриз [11] и Ньюмен [31] приводят обзоры методов стохастического моделирования в гидрогеологии; они оба тоже противопоставляют стохастические и детерминированные подходы.

В общем случае для правильного управления системами водоснабжения наиболее часто ощущается необходимость в определении (или достоверной оценке) количества или скорости изменения запасов воды. Кроме того, для расчета изменений количества запасов, которые могут возникнуть как следствие водоотбора или восполнения эксплуатирующегося водоносного горизонта, необходимо привлечение некоторого метода или разновидности "кривой расхода". Если системы магазинирования и водоснабжения ориентированы на использование поверхностных вод, количество воды, содержащейся в некоторой емкости, очень точно можно определить на основе одних только замеров уровня в каждом из поверхностных водоемов, входящих в систему водоснабжения. Поскольку границы систем, содержащих поверхностные воды (водоразделов, бассейнов, водохранилищ и озер), в пределах интервала времени, рассматриваемого в рамках большинства проектов водопользования, по существу определяются рельефом, путем непосредственного интегрирования по вертикали значений площади земной поверхности, соответствующей различным приращениям абсолютных отметок, можно установить связь между отметками и объемом воды, содержащейся в водоеме. Однако, в случае когда системы магазинирования и водоснабжения ориентированы на подземные воды, исходное требование, относящееся к определению нынешнего состояния системы (или величины запасов воды, или скорости их изменения), может стать сложной проблемой, решение которой будет дорогостоящим. В определенной степени это обусловливается самой природой ресурсов подземных вод, в частности тем простым обстоятельством, что они не подлежат непосредственному наблюдению.

Для измерения отметок верхней поверхности зоны насыщения необходим прямой доступ к зеркалу грунтовых вод через колодцы или скважины, проходка которых является дорогостоящей. Более того, поскольку уровни подземных вод могут значительно меняться от точ-

ки к точке, для определения конфигурации зеркала грунтовых вод и оценки количества их запасов необходимо множество замеров уровней. Так, например, на территории некоторых месторождений подземных вод, расположенных на Высоких равнинах (штаты Колорадо и Канзас), созданы наблюдательные гидрогеологические сети, включающие многие сотни скважин, предназначенных для оценки запасов подземных вод. Однако, поскольку скорости изменений, происходящих в гидрогеологических системах, в целом намного ниже, чем скорость изменений систем поверхностных вод, региональные закономерности часто оцениваются на основании замеров, проводящихся ежегодно или раз в два года. Дополнительные сложности связаны с тем, что границы бассейнов подземных вод далеко не всегда совпадают с относительными поднятиями в рельефе, т. е. с поверхностными водоразделами. Следовательно, определение боковых границ бассейнов подземных вод может требовать дорогостоящего разведочного бурения. Даже в случае если положение подземных водоразделов установлено на некоторый момент времени, они из-за непостоянства могут мигрировать в результате происходящих со временем изменений характера питания и разгрузки гидрогеологической системы.

Оценка ресурсов подземных вод в еще большей степени усложняется в связи с тем, что фильтрация подземных вод является трехмерной. Ресурсы подземных вод, приуроченных к глубоким горизонтам, практически не установлены. Это связано с тем, что чем глубже залегает водоносный горизонт, тем хуже известны его свойства, так как с увеличением глубины затраты на изучение геологических условий и характера неоднородностей возрастают. Сложность оценки ресурсов подземных вод усугубляется еще и тем, что емкостные и фильтрационные свойства пород обладают значительной пространственной изменчивостью. В общем случае пористость и проницаемость пород закономерно уменьшаются с глубиной, а количество растворенных в воде солей с глубиной возрастает.

Обычно считается, что процесс фильтрации подземных вод подчиняется зависимости, выражаемой законом Дарси. Этот закон был установлен в 1856 г. по результатам лабораторных экспериментов, в ходе которых изучалось движение воды в колонке, заполненной песком. Согласно закону Дарси, между скоростью фильтрации подземных вод и гидравлическим градиентом существует прямо пропорциональная зависимость с коэффициентом пропорциональности, определяющимся характером пористой среды. Этот коэффициент пропорциональности называется коэффициентом фильтрации. В настоящее время он рассматривается как функция удельной водопроницаемости среды,

свойств жидкости (плотности и вязкости) и напряженности гравитационного поля (более полно эти вопросы освещены в работе [24]). Таким образом, значение коэффициента фильтрации может изменяться от точки к точке, поскольку определяющим его геологическим факторам (таким, как размеры зерен, их форма, характер сортировки и упаковки, ориентировка, вторичная минерализация, растворение и трещинообразование) присуща пространственная изменчивость. Гидравлический градиент представляет собой перепад гидравлического напора на единицу расстояния в направлении фильтрации. Положение пьезометрического уровня, определяющего гидравлический напор и, следовательно, скорость фильтрации подземных вод, можно установить путем полевых замеров в колодцах, скважинах и пьезометрах. Зеркало грунтовых вод, обычно выступающее в качестве показателя, индуцирующего присутствие подземных вод, является частным случаем гидравлического напора – случаем, когда давление на поверхности жидкости равно атмосферному.

Закон Дарси выдержал испытание временем и по-прежнему служит основой для большинства количественных оценок ресурсов подземных вод. Хотя закон Дарси был выведен эмпирическим путем, он является физически обоснованным количественным инструментом для прогноза изменений характера фильтрации, связанных с изменениями напора. Общее дифференциальное уравнение фильтрации подземных вод в частных производных можно вывести, объединив закон Дарси с уравнением неразрывности, представляющим собой закон сохранения массы жидкости (см., например, работу [12] и другие обычно приводимые в таких случаях ссылки). Путем решения этих уравнений можно получить детерминированные прогнозы изменений характера фильтрации подземных вод. Однако следует отметить, что лежащая в основе этих уравнений принципиальная концепция – закон Дарси – ограничивает диапазон их применимости. Этот закон был выведен на основании анализа результатов экспериментов, полученных применительно к ламинарному течению воды в пористой среде. Феррис и др. [10] отмечают, что в прифильтровой зоне многих высокодебитных скважин движение жидкости является, по-видимому, турбулентным или неустановившимся (ламинарным или турбулентным). Турбулентные потоки могут наблюдаться также в породах, обладающих значительной вторичной проницаемостью, связанной с развитием разрывов, трещин и пустот. В таких ситуациях часто поступают следующим образом: локальные и мелкомасштабные турбулентные потоки игнорируются и считается, что в региональном масштабе поток ведет себя таким образом, как если бы он был ламинарным и двигался в пористой среде. Следовательно, закон Дарси в этом

масштабе считается справедливым. Полагают также, что закон Дарси имеет и нижнюю границу применимости: он может оказаться непригодным для описания фильтрации в крайне мелкозернистых породах. При очень медленных скоростях потока, имеющих место в плохо проницаемых средах, движущими являются иные силы, нежели гидравлический градиент (в частности, температурные, химические и даже электрические градиенты). Они могут вызывать движение жидкости, по масштабам сопоставимое с фильтрацией под действием гидравлического градиента. Поскольку гидрогеологические исследования традиционно сосредоточиваются в формациях, сложенных в достаточной степени водонасыщенными проницаемыми породами, обеспечивающими высокую производительность скважин и источников (а именно такие формации по определению называются водоносными горизонтами), слабопроницаемые отложения оказались очень плохо изученными в теоретическом и экспериментальном плане. Между тем в последние годы эти гидрогеологические структуры все чаще расцениваются как среда, пригодная для захоронения стоков, т. е. как среда, которая могла бы минимизировать риск оттока жидких отходов или продуктов их выщелачивания с участков захоронения. В связи с этим возникает необходимость прогнозирования фильтрации подземных вод и массопереноса на участках, окруженных слабопроницаемыми отложениями. К сожалению, это именно та часть геологической среды, которая изучена нами очень слабо.

В конце 70-х – начале 80-х годов появились быстродействующие ЭВМ, все более доступные для использования и менее дорогостоящие. Как следствие этого все больше и больше гидрогеологов в повседневной практике используют цифровые имитационные модели в качестве основного средства для прогнозирования изменений, происходящих в гидрогеологических системах. В качестве крайнего примера может рассматриваться планирование участков захоронения высокорадиоактивных отходов, когда специалистам, занимающимся этими вопросами, желательно и необходимо иметь прогнозы параметров фильтрации подземных вод и массопереноса на 1000 и 10 000 лет вперед (в частности, такие, которые оговариваются в стандартах, предложенных Управлением энергетики США в Акте по политике захоронения отходов атомной энергетики 1982 г., опубликованном в Федеральном реестре, т. 48, № 26, с. 5670–5682, 7.02.1983 г.). Существуют ли доказательства (либо основанные на проверке данных ранее прогнозов, либо полученные иными способами) тому, что детерминированные имитационные модели действительно могут точно прогнозировать поведение гидрогеологических систем в будущем? Как уменьшается достоверность прогнозов с увеличением прогнозного интервала времени? Является ли прог-

нозирование единственной (или основной) целью применения детерминированных гидрогеологических моделей или же метод моделирования имеет и другие сферы приложения?

Цель настоящей главы – составление обзора по вопросам использования и достоверности детерминированных моделей, применяющихся для прогнозирования изменений ресурсов и качества подземных вод в будущем. Мы не будем рассматривать гидрогеологические модели, воспроизводящие процессы проседания земной поверхности и массопереноса. Для иллюстрации теории численных методов и физической основы соответствующих алгоритмов детерминированного моделирования будут приведены примеры общих моделей фильтрации подземных вод и массопереноса. С тем чтобы показать применимость моделей обоих типов при реальных ограничениях, связанных с неопределенностью параметров, приблизительным описанием природных процессов и ошибками измерений, будут проанализированы результаты моделирования реальных объектов. На рис. 9.1 показано местоположение четырех участков, рассматриваемых далее в этой главе в качестве примеров.



Рис. 9.1. Схематическая карта США с указанием участков полевых исследований. A – система водоносных горизонтов в известняковых отложениях формации Мадисон, северная часть Великих равнин; B – аллювиальные бассейны в центральной части шт. Аризона; C – базальтовый водоносный горизонт, долина Снейк-Ривер, шт. Айдахо; D – водоносный горизонт в аллювиальных отложениях долины реки Арканзас, шт. Колорадо.

9.2. Калибровка модели. В разгар всеобщего увлечения использованием ЭВМ для реализации детерминированных гидрогеологических имитационных моделей с распределенными параметрами существует опасность того, что точность прогнозирования может отождествляться с точностью численных решений основных математических уравнений. Эта предпосылка неверна; ошибки численных методов расчетов, прямо связанные с неточностями вычислительного алгоритма, обычно намного меньше, чем ошибки прогнозирования, связанные со следующими факторами (или вызванные ими): 1) неопределенностью заложенных в модель теоретических представлений о системе и 2) неопределенностью и погрешностями в значениях параметров системы и коэффициентов, входящих в основные уравнения. Такое неправильное понимание точности и неоправданное доверие к результатам расчетов могут быть обусловлены тем, что цифровое моделирование по сути является количественным. Все это может привести к тому, что человек, не искушенный в вопросах моделирования, спутает возможность количественного описания и математическую точность с точностью и достоверностью прогнозов.

Основной вопрос, возникающий в связи с использованием гидрогеологических моделей, связан с тем, в какой степени модель может воспроизвести процессы, определяющие реакцию рассматриваемой системы, а также с тем, какова достоверность прогнозов. Первое и главное, что необходимо сделать, – это показать, что модель точно решает основные уравнения (эта проблема редко возникает в связи с решением уравнения установившейся фильтрации, однако в ряде случаев может стать первостепенной в связи с решением уравнений неустановившейся фильтрации и массопереноса). Некоторые ошибки могут быть внесены за счет неверной аппроксимации принятых основных уравнений, связанной с неадекватностью концептуальной модели. Ошибки численных методов расчетов (ошибки, обусловленные усечением младших разрядов, и ошибки дискретизации) связаны с численным решением уравнений в частных производных и зависят от разбивки области фильтрации и временны́х шагов; эти ошибки обычно можно поддерживать в допустимых пределах путем тщательной дискретизации и выбора соответствующих временны́х шагов. Следует, однако, отметить, что в большинстве случаев, когда модели используются для решения реальных задач, основным источником погрешностей в результатах моделирования являются ошибки или неопределенности в исходных данных, отражающие нашу несостоятельность в точном и количественном описании свойств и границ водоносных горизонтов, а также прикладываемых к ним нагрузок. Говоря о проблемах, связанных с неадекватностью концепций и параметров,

Уотсон [51] высказал уместное предостережение: "Только то, что мы описываем или должны описать реальный мир некоторым заданным способом, вовсе не означает, что мир в действительности таков".

Для того чтобы убедиться в том, что детерминированные имитационные модели подземных вод являются достоверными, данные полевых наблюдений за реакцией водоносного горизонта (в частности, данные об изменениях уровней или пьезометрических напоров подземных вод, необходимые для решения задач фильтрации, и данные о концентрациях, входящие в модели массопереноса) сопоставляются с соответствующими значениями, получаемыми в результате моделирования. Цель подобной процедуры заключается в минимизации расхождения между наблюденными данными и расчетными значениями: эту процедуру обычно называют калибровкой. Как правило, модель считают откалиброванной в том случае, когда она воспроизводит ряды предшествующих наблюдений в некотором допустимом диапазоне точности. Хотя, с одной стороны, ясно, что плохое согласование между фактическими данными и результатами моделирования свидетельствует об ошибочности концепций (или гипотез), заложенных в расчетную модель, хорошее согласование само по себе не доказывает правомерность или адекватность модели.

Маталас и Маддок [25] утверждают, что термины "калибровка модели" и "оценивание параметров" являются синонимами. Калибровка детерминированных гидрогеологических моделей выполняется путем основанной на методе проб и ошибок подгонки исходных данных, входящих в модель (свойств водоносного горизонта, источников и стоков, граничных и начальных условий), для получения соответствующих действительности выходов. Поскольку на выходы модели оказывает влияние большое количество взаимосвязанных факторов, калибровка может стать очень субъективной процедурой. Последние достижения в вопросах идентификации параметров (см., в частности, работы [6, 7, 30, 47]) помогают в какой-то степени исключить субъективный фактор, присущий процедуре калибровки модели. Однако основным фактором, обусловливающим точность и эффективность калибровки модели, остается гидрогеологический опыт и здравый смысл специалиста, создающего модель. Для того чтобы быть уверенным в том, что и база данных, и цифровая модель в основном адекватно отражают реальные условия, он должен знать тот конкретный район, который предстоит исследовать. Специалист, создающий модель, должен также осознавать, что в процессе калибровки модели неопределенности, связанные с заданием источников, стоков, граничных и начальных условий, должны оцениваться тем же способом, что и неопределенности в задании свойств водоносного горизонта. Непонимание того, что неопределенность присуща

как входным данным, так и результатам калибровки, может привести к поверхностной настройке модели в случае, если для достижения наилучшего согласования между наблюденными и расчетными переменными применяется подгонка параметров с искусственно создаваемой точностью. Такой подход может лишь создать ложное впечатление о достоверности модели; он не обеспечивает эквивалентное (или хоть сколь-либо значительное) повышение точности прогнозирования.

Одна из целей калибровки модели – уточнение концептуальной модели водоносного горизонта. Концептуальная модель тождественна нашему пониманию физической природы и закономерностей функционирования водоносного горизонта. Поскольку расчетная модель численно интегрирует влияние многих факторов, воздействующих на фильтрацию подземных вод или массоперенос, результаты вычислений будут являться следствием согласования всех входных данных. Таким образом можно установить, нуждается ли концептуальная модель в пересмотре. Действительно, в процессе калибровки, осуществляющейся по принципу обратной связи между входными и выходными параметрами модели, можно пересмотреть исходные представления или интерпретации параметров и переменных водоносного горизонта, в частности переменных, представленных в виде карт пьезометрической поверхности или схемы граничных условий. В связи с тем что мы располагаем также концептуальными моделями, относящимися к граничным условиям и изменчивости параметров, а также процессов, любое согласование входных данных означает модификацию всей концептуальной модели, отвечающей системе в целом.

Большинство реальных задач включает некоторый процент неадекватных данных, в связи с чем должно проводиться оценивание значений некоторых параметров. Обычно применяется следующий подход. Вначале на основании имеющихся замеров принимаются наилучшие оценки значений параметров. Затем эти значения согласовываются между собой до тех пор, пока не будет достигнуто наилучшее совпадение между наблюденными и расчетными зависимыми переменными. Хотя эффективнее всего эта процедура может быть реализована, по-видимому, на модели, предусматривающей автоматизированное оценивание параметров, наиболее часто используемым подходом, вероятно, по-прежнему остается эмпирическая подгонка параметров. Чтобы сохранить ориентированную на физические процессы структуру детерминированной модели, степень, до которой можно варьировать некоторым параметром, обычно ставится в прямую зависимость от неопределенности его значений или детальности его задания и ограничивается рамками диапазона предполагаемой изменчивости этих значений или доверительным интервалом.

Если регулирование параметров вызывает изменение выхода модели, эти изменения должны оцениваться количественно, с тем чтобы получить меру, отражающую эффективность калибровки модели, и наметить направление и масштабы изменений входных параметров модели на следующем шаге. Это требует оценки последовательных изменений качества согласования между фактическими данными и результатами моделирования.

Другая цель процедуры калибровки – выявление чувствительности модели к факторам, влияющим на прогнозные значения изучаемых переменных, в частности напоров подземных вод и концентрации растворенных в воде веществ. Оценка вклада каждого фактора позволяет установить те параметры, которые необходимо определять как можно точнее, и параметры, которые уже являются адекватными или требуют лишь минимальных дополнительных определений. Если дополнительные данные не могут быть получены, результаты анализа чувствительности позволяют оценить достоверность модели. Такая оценка получается путем анализа влияния, оказываемого заданным уровнем неопределенности или погрешностей в исходных данных на результаты моделирования. Относительный вклад параметров, к которым чувствительны процессы фильтрации и массопереноса, изменяется от задачи к задаче. Следовательно, анализ чувствительности является очень важным этапом начальных стадий моделирования.

9.3. Фильтрация подземных вод. *9.3.1. Основные уравнения.* При решении многих (если не большинства) задач фильтрации подземных вод разумной является предпосылка о том, что в области фильтрации преобладают изотермические условия, а свойства жидкости (плотность и вязкость) однородны. Принимая эти упрощающие предпосылки и объединяя закон Дарси с уравнением неразрывности, можно вывести общую форму уравнения, описывающего неустановившееся движение слабо сжимаемой жидкости в неоднородном анизотропном водоносном горизонте (детально этот вывод приведен в работах [4, 12]). Общее уравнение фильтрации подземных вод через тензоры в декартовой системе координат можно записать как

$$\frac{\partial}{\partial x_i}\left(K_{ij}\frac{\partial h}{\partial x_j}\right) = S_s\frac{\partial h}{\partial t} + W^* \qquad i, j = 1, 2, 3, \tag{9.1}$$

где K_{ij} – тензор коэффициента фильтрации, LT^{-1}; S_s – удельная влагоемкость, L^{-1}; h – гидравлический напор, L; $W^* = W^*(x, y, z, t)$ – расход потока, проходящего через единицу объема (знак плюс соответствует оттоку жидкости и знак минус – притоку), T^{-1}; x_i – прямо-

угольная координата, L; t – время, T. При записи уравнения (9.1) использована обобщенная форма тензорного анализа в декартовой системе координат. Иными словами, каждый член представляет собой сумму в пределах всего диапазона индексов.

Зависимой переменной в уравнении (9.1) является гидравлический напор. Однако, в случаях когда свойства жидкости (плотность или вязкость) значительно варьируют во времени и в пространстве в связи с изменениями давления, температуры или химического состава, жидкость неоднородна и соотношения между уровнями подземных вод, напорами и скоростями фильтрации становятся нелинейными. В таких ситуациях для расчета скорости и направления фильтрации помимо замеров напора требуются данные о давлении, плотности и отметках водоносных горизонтов.

Во многих случаях при проведении гидрогеологических исследований принимается, что поток подземных вод является двумерным в плане. Это позволяет уравнение трехмерной фильтрации свести к случаю двумерного планового течения, в связи с чем могут возникнуть некоторые дополнительные упрощения. Преимущества, связанные со снижением размерности уравнений, заключаются в том, что для их решения требуются менее точные данные. Кроме того, существуют более простые и эффективные математические методы, позволяющие получать численное решение таких уравнений.

Для двумерной плановой фильтрации однородной жидкости можно вывести выражение, аналогичное уравнению (9.1). Запишем его следующим образом:

$$\frac{\partial}{\partial x_i}\left(K_{ij}b\,\frac{\partial h}{\partial x_j}\right) = S_s b\,\frac{\partial h}{\partial t} + W^* b \qquad i, j = 1, 2, \tag{9.2}$$

где b – мощность насыщенной части водоносного горизонта, L. Принимается также, что в уравнение входят эффективные значения коэффициента фильтрации и удельной влагоемкости. Водопроводимость водоносного горизонта можно определить как

$$T_{ij} = K_{ij}b, \tag{9.3}$$

где T_{ij} – водопроводимость, L^2T^{-1}. Аналогично коэффициент влагоемкости можно определить как

$$S = S_s b, \tag{9.4}$$

где S – коэффициент влагоемкости (безразмерный). Подставляя соотношения, представленные уравнениями (9.3) и (9.4), в уравнение

(9.2), получим

$$\frac{\partial}{\partial x_i}\left(T_{ij}\frac{\partial h}{\partial x_j}\right) = S\frac{\partial h}{\partial t} + W, \qquad (9.5)$$

где $W = W(x, y, t) = W^{*}b$ – расход потока через единицу площади, LT^{-1}; этот член уравнения может имитировать любой источник или сток в пределах области фильтрации (например, скважины, перетекание в смежные горизонты или из них, взаимосвязь с поверхностными водотоками, эвапотранспирацию или распределенное по площади питание).

Если координатные оси совпадают с главными осями тензора, поперечная составляющая тензоров проницаемости и водопроводимости исчезает; т. е. $K_{ij} = 0$ при $i \neq j$. Для случая двумерной плановой фильтрации, когда координатные оси совпадают с главными направлениями тензора водопроводимости, уравнение (9.5) можно записать как

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(T_{yy}\frac{\partial h}{\partial y}\right) = S\frac{\partial h}{\partial t} + W. \qquad (9.6)$$

9.3.2. Численное решение. Основной вопрос гидрогеологического прогнозирования, основанного на детерминированных подходах, – решение уравнения фильтрации подземных вод. Важной вехой в подземной гидравлике явилось решение, полученное Тейсом [45] применительно к неустановившемуся движению подземных вод. Это решение позволило гидрогеологам прогнозировать изменения уровней подземных вод, вызываемые водоотбором или наливами в скважины [10]. Аналитическое решение Тейса основано на аналогии между течением жидкости в пористой среде и теплопереносом. Оно требует выполнения множества идеализированных предпосылок. В числе прочих к ним относятся следующие: 1) водоносный горизонт однородный и изотропный, 2) течение радиально-симметричное, 3) водоносный горизонт неограничен в плане, 4) скважина является совершенной. С тех пор было получено много других аналитических решений, разработанных применительно к различным граничным условиям и не требующих выполнения некоторых ограничивающих предпосылок, лежащих в основе уравнения Тейса. По-видимому, наибольшее распространение уравнения неравновесной фильтрации получили при решении задач оценки фильтрационных и емкостных свойств водоносных горизонтов, проводящейся на основе опытно-фильтрационных работ, а также при прогнозировании изменений напоров в водоносных горизонтах, возникающих в связи с водоотбором или нагнетанием в одну или несколько скважин, проводящимся с определенной интенсивностью. Однако все аналитические решения страдают одним и

тем же недостатком: они не могут учитывать реальную сложную геометрию области фильтрации, сложную изменчивость граничных условий и пространственную неоднородность свойств водоносных горизонтов. Они не учитывают также изменения этих факторов во времени.

Следующий важный шаг вперед был сделан в конце 50-х — начале 60-х годов с появлением электрических аналоговых моделей (R-C-сеток). Они основаны на аналогии между электрическим током и фильтрацией подземных вод. Эти аналоговые модели являлись средством решения уравнения фильтрации в условиях пространственной изменчивости свойств и неправильной геометрии границ и, таким образом, стали первым плодотворным средством моделирования систем с распределенными параметрами. К числу недостатков таких моделей относится их сравнительная негибкость при регуляризации параметров после создания модели, а также то, что они требуют специального трудоемкого технического обеспечения и контрольного оборудования.

По мере того как к концу 60-х годов ЭВМ становились все более привычным вычислительным средством, популярность начали приобретать общие численные методы решения уравнения фильтрации подземных вод. Причиной этому послужили их высокая гибкость, взаимозаменяемость, простота в использовании и высокая точность. В теоретическом плане цифровые модели схожи с электрическими аналоговыми моделями: и те и другие основаны на сеточной разбивке области фильтрации и решении основных уравнений относительно зависимых переменных в узлах сетки. Как и в аналоговых моделях, в каждом блоке могут задаваться разные значения параметров водоносного горизонта. Таким образом, этот подход позволяет создавать модели водоносной системы с распределенными параметрами.

Выяснилось, что для решения уравнения фильтрации подземных вод наиболее приемлемы два крупных класса численных методов: конечно-разностные методы и методы конечных элементов. Каждый из двух основных классов численных методов включает множество подклассов и способов реализации. Всеобъемлющий анализ применимости этих методов для решения гидрогеологических задач проведен Ремсоном и др. [40], Вангом и Андерсоном [50]; обзор этих методов дан в работе [28]. Оба класса численных методов требуют, чтобы рассматриваемая область была разбита сеткой на ряд меньших по размерам подобластей (ячеек или элементов), каждой из которых должна соответствовать узловая точка (расположенная либо в центре, либо на контуре подобласти). Конечно-разностные методы аппроксимируют первые производные уравнения в частных производных как частные разности (разности между значениями переменных в смежных узлах, взятых с при-

вязкой по пространству и времени, отнесенные к длине интервала между этими смежными узловыми точками). Удачное описание конечно-разностных методов приведено, например, в работе [33], посвященной преимущественно этим вопросам. Методы расчета конечно-элементных сеток для получения эквивалентных интегральных записей уравнений в частных производных используют некоторые заданные функции зависимых переменных и параметров. В работе [37] дан исчерпывающий анализ и приведен обзор использования методов конечных элементов для решения гидрогеологических задач. Дискретизация пространства и времени, предусмотренная в обоих классах методов, позволяет сводить решение уравнения в частных производных с непрерывными границами к одновременному решению системы алгебраических уравнений. Эти уравнения затем могут решаться либо итерационными, либо прямыми методами.

Каждый из названных подходов имеет свои достоинства и недостатки, однако существует очень мало задач фильтрации подземных вод, для которых можно уверенно отдать предпочтение одному из них. В целом конечно-разностные методы проще в идейном плане и в математическом описании. Кроме того, они легче программируются. Методы, основанные на конечно-элементной разбивке области фильтрации, в общем случае требуют более тонкого математического описания, однако для ряда задач позволяют получать более точные численные решения. Основным достоинством этих методов является гибкость конечно-элементной сетки, которая допускает близкую пространственную аппроксимацию геометрически неправильных границ водоносного горизонта и (или) зон с различными значениями параметров в пределах площади распространения водоносного горизонта.

Выбор численного метода для решения конкретной задачи зависит от ряда факторов, таких, как точность, соотношение эффективности и затрат и применимость. Первые два фактора связаны преимущественно с физической стороной решаемой задачи, наличием данных и масштабом или глубиной исследований. Часто при выборе некоторого метода из числа имеющихся и использовании конкретного метода возникает необходимость в анализе соотношения между точностью численных расчетов и затратами на вычисления. Применимость того или иного метода может в большей степени зависеть от пригодности программной документации и от уровня математической подготовки специалиста, создающего модель. Наибольшая эффективность обычно достигается в том случае, когда специалист, создающий модель, может модифицировать и настроить программу на конкретную реальную задачу, которую предстоит решить на этой модели. Анализ последнего (за 1976–1977 гг.) всестороннего об-

зора имеющихся прогнозных гидрогеологических моделей позволил установить, что к этому времени было разработано 119 детерминированных моделей фильтрации подземных вод с распределенными параметрами; из них 16 моделей предназначены для имитации систем, в которых фильтрация подземных вод происходит одновременно в условиях полного и неполного насыщения [3].

9.3.3. Двумерная конечно-разностная модель. Моделью, на которую составлена одна из лучших программных документаций и которая наиболее часто используется для решения задач фильтрации подземных вод, является двумерная конечно-разностная модель, предназначенная для имитации водоносных горизонтов; эта модель была составлена и описана Трескоттом, Пиндером и Ларсоном [46]. Чтобы показать некоторые возможности существующих цифровых имитационных моделей, здесь приводится ряд характерных особенностей и деталей этой конкретной модели. Она предназначена для воспроизведения фильтрации подземных вод в артезианском (напорном) водоносном горизонте, горизонте грунтовых вод (безнапорном) или в системе, включающей напорный и безнапорный водоносные горизонты. Водоносный горизонт может быть неоднородным и анизотропным, иметь неправильные границы. Источниковый член, входящий в уравнение фильтрации, может включать в себя водоотбор, постоянное питание, перетекание из смежных горизонтов (с учетом емкости разделяющих прослоев) и эвапотранспирацию. Несмотря на то что модель не разрабатывалась специально для задач профильной фильтрации, после замены переменных (например, водопроводимость заменялась коэффициентом фильтрации) она достаточно успешно использовалась для расчетов этого типа.

Цифровая модель предназначена для решения уравнения (9.6), полученного применительно к артезианской системе (или аналогичного по форме уравнения (9.2), описывающего условия безнапорной фильтрации). Разбивая область фильтрации прямоугольной конечно-разностной сеткой с переменным шагом (узловая точка располагается в центре блока) так, как это показано на рис. 9.2, уравнение (9.6) можно аппроксимировать следующей зависимостью:

$$\frac{1}{\Delta x_j}\left\{\left[T_{xx(i,\,j+\frac{1}{2})}\,\frac{(h_{i,\,j+1,k}-h_{i,\,j,k})}{\Delta x_{j+\frac{1}{2}}}\right]-\left[T_{xx(i,\,j-\frac{1}{2})}\,\frac{(h_{i,\,j,k}-h_{i,\,j-1,k})}{\Delta x_{j-\frac{1}{2}}}\right]\right\}$$

$$+\frac{1}{\Delta y_i}\left\{\left[T_{yy(i+\frac{1}{2},\,j)}\,\frac{(h_{i+1,\,j,k}-h_{i,\,j,k})}{\Delta y_{i+\frac{1}{2}}}\right]-\left[T_{yy(i,\,-\frac{1}{2},\,j)}\,\frac{(h_{i,\,j,k}-h_{i-1,\,j,k})}{\Delta y_{i-\frac{1}{2}}}\right]\right\}$$

$$=\frac{S_{i,\,j}}{\Delta t}\,(h_{i,\,j,k}-h_{i,\,j,k-1})+W_{i,\,j,k}\,, \qquad (9.7)$$

где Δx_j – приращение по пространству в направлении x для столбца j, L; Δy_i – приращение по пространству в направлении y для строки i, L; Δt – шаг по времени, T; i – индекс по оси y; j – индекс по оси x; k – индекс по времени. В работе [46] обращается внимание на то, что уравнение (9.7) записано в неявном виде, т. е. значения напора в левой части уравнения даны на последующий момент времени k. Далее авторы вводят упрощающие обозначения и, группируя неизвестные члены в левой части, переписывают его и в результате получают

$$Bh_{i-1,j,k} + Dh_{i,j-1,k} + Eh_{i,j,k} + Fh_{i,j+1,k} + Hh_{i+1,j,k} = Q, \qquad (9.8)$$

где члены B, D, F и H представляют собой отношение водопроводимостей к расстоянию между узловой точкой с координатами (i, j) и че-

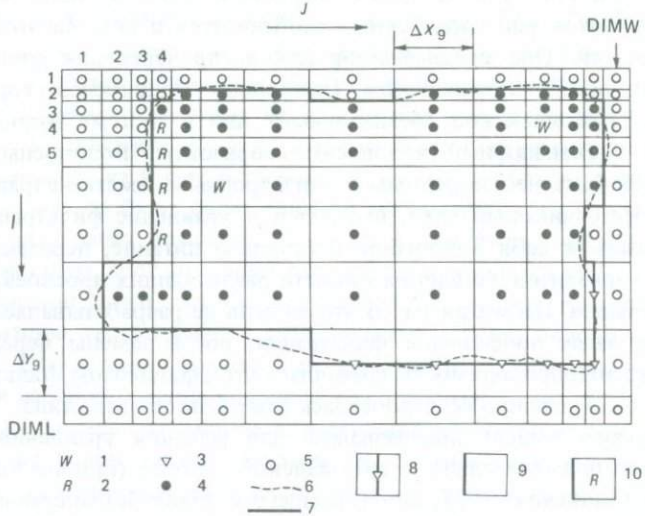


Рис. 9.2. Расчетная конечно-разностная сетка с неравномерной разбивкой и смешанными граничными условиями (узловые точки расположены в центрах блоков) [46]. *Обозначения узловых точек* (*1–7*). Внутренняя область водоносного горизонта (водопроводимость > 0): *1* – водозаборная скважина; *2* – нагнетательная скважина; *3* – постоянный напор: *4* – узел без скважин и точно установленного значения напора. Внешняя область водоносного горизонта: *5* – водопроводимость $= 0$; *6* – граница водоносного горизонта; *7* – математическая граница. Граничные условия: *8* – постоянный напор. Постоянный расход: $9 - \dfrac{\partial h}{\partial x} = 0$; $10 - \dfrac{\partial h}{\partial x} = C$. DIML – количество строк, DIMW – количество столбцов.

тырьмя смежными узловыми точками $(i-1, j)$, $(i, j-1)$, $(i, j+1)$ и $(i+1, j)$ соответственно, а

$$E = -\left(B + D + F + H + \frac{S}{\Delta t}\right);$$

$$Q = -\frac{S}{\Delta t} h_{i,j,k-1} + W.$$

Если уравнение фильтрации типа уравнения (9.8) записать для каждого узла конечно-разностной сетки, в результате получим N уравнений с N неизвестными (значениями напора в узловых точках), где N – число ячеек или узловых точек, представляющих водоносный горизонт.

Рассматриваемая модель предусматривает возможность решения системы, состоящей из N уравнений, тремя итерационными методами. Это итерационный неявный метод переменных направлений (НПН), строго неявный метод (СНМ) и метод последовательной прогонки с верхней релаксацией (ППВР). Эти методы различаются по сложности, скорости сходимости и необходимым затратам машинного времени. НПН – один из наиболее часто используемых численных методов, однако, как отмечается в программной документации, существует ряд задач, которые трудно решить этим методом (например, моделирование установившейся фильтрации с крайне изменчивыми коэффициентами). В целом более сложные методы (такие, как СНМ) обладают более высокой сходимостью; они применимы к более широкому классу задач, чем методы попроще (такие, как ППВР). Каждый из этих итерационных методов требует задания одного или нескольких итерационных параметров или параметров релаксации, которые могут в значительной степени влиять на скорость сходимости. Однако не существует точного метода выбора единственных оптимальных значений этих параметров для реальных задач, как правило обладающих высокой сложностью.

Ларсон [22] в качестве дополнительной возможности включил в эту модель прямой метод расчетов. Для получения прямого вычислительного алгоритма он применил диагональную расчетную схему. Для сеток с относительно небольшим числом расчетных точек (порядка 3000 уравнений) этот алгоритм в вычислительном плане более эффективен, чем методы НПН, СНМ и ППВР. Ларсон показал, что при использовании этого прямого решения по сути дела не существует проблем, связанных с выбором итерационных параметров, с ограничениями, накладываемыми на изменчивость коэффициентов, и с медленной сходимостью (а в ряде случаев и с отсутствием сходимости) последовательных решений. Однако в определенных ситуациях серьезной проблемой этого метода может стать ошибка округлений.

Источниковый член $W(x, y, t)$ может включать в себя водоотбор, установившееся и неустановившееся перетекание из смежных горизонтов или поверхностных водотоков, питание за счет атмосферных осадков и эвапотранспирацию. На модели источниковый член рассчитывается как

$$W_{i,j,k} = \frac{Q_{w[i,j,k]}}{\Delta x_j \Delta y_i} - q_{re[i,j,k]} - q'_{i,j,k} + q_{et[i,j,k]}, \qquad (9.9)$$

где $Q_{w[i,j,k]}$ – водоотбор, L^3T^{-1}; $q_{re[i,j,k]}$, – приток через единицу площади, LT^{-1}; $q'_{i,j,k}$ – расход потока через единицу площади, поступающего из поверхностного водотока или смежного горизонта, LT^{-1}; $q_{et[i,j,k]}$ – эвапотранспирация на единицу площади, LT^{-1}.

В этой расчетной модели представлены несколько различных типов граничных условий. К их числу относятся следующие:

1. Непроницаемая граница. Задавая в данной узловой точке значение водопроводимости равным нулю, тем самым задается условие, что через границу этого блока конечно-разностной сетки потока нет.

2. Граница с постоянным напором. Если задается условие, что напор водоносного горизонта не изменяется во времени, соответствующие блоки пропускаются в процессе вычислений и тем самым в них поддерживается постоянное значение напора.

3. Граница с постоянным расходом. В любой узловой точке модели могут быть заданы водоотбор или нагнетание с постоянной интенсивностью.

4. Расход как функция напора. Этот тип граничного условия применяется для аппроксимации вертикального перетекания между смежными водоносными горизонтами. Перетекание может задаваться в любой узловой точке, для которой определены значения гидравлического напора в водоносном горизонте, из которого происходит перетекание, вертикальный коэффициент фильтрации разделяющего пролоя и его мощность. Напор в расчетном водоносном горизонте и, следовательно, скорость перетекания рассчитываются на модели неявным образом.

9.3.4. Примеры использования модели при решении реальных задач. 1. Скважинный водоотбор из глубокого водоносного горизонта, имеющего региональное распространение. Бассейн Паудер-Ривер, расположенный на северо-востоке шт. Вайоминг и юго-востоке шт. Монтана, содержит большие запасы угля, которые до сих пор полностью не разработаны. В будущем разработка этих энергетических ре-

сурсов на территории бассейна Паудер-Ривер будет сопровождаться увеличением водопотребления, а запасы воды в этом полузасушливом районе невелики. Предлагался план, согласно которому предполагалось транспортировать уголь в виде пульпы по трубопроводу за пределы шахтного поля. Для этого потребовалось бы около (18–24) · 10^6 $м^3$ воды в год (или 0,54–0,75 $м^3/с$). В середине 70-х годов был предложен проект, по которому предполагалось воду, необходимую для трубопровода с угольной пульпой, отбирать из 40 глубоких (порядка 900 м) скважин, которыми можно было бы вскрыть нижнекаменноугольные известняки формации Мадисон на территории округа Найобрэра, шт. Вайоминг. Водоносный горизонт Мадисон приурочен к имеющей региональное распространение системе палеозойских карбонатных пород, простирающихся в пределах Великих равнин на площади свыше 160 тыс. $км^2$.

Поскольку высказывалось предположение, что довольно высокий отбор подземных вод может вызвать значительное снижение уровней водоносного горизонта Мадисон, которое, вероятно, захватит и соседние штаты, а также может привести к уменьшению речного стока и дебита источников в пределах и вблизи областей выхода карбонатных пород, возникла необходимость в прогнозировании влияния предполагаемого крупномасштабного водоотбора на пьезометрические уровни, величину питания и разгрузки. Так как водоносный горизонт Мадисон на большей части территории залегает на значительных глубинах (300–4500 м), он эксплуатируется сравнительно мало. В связи с этим для правильного и точного определения характера распространения напоров и фильтрационных свойств водоносного горизонта имеющихся данных недостаточно. Учитывая эту неопределенность, а также с целью планирования следующего пятилетнего цикла гидрогеологических исследований водоносного горизонта Мадисон Коников [18], использовав ранее описанную двумерную конечно-разностную модель Трескотта и др. [46], разработал предварительную цифровую модель горизонта. Цель предварительного моделирования заключалась в следующем: 1) совершенствование концептуальной модели фильтрации подземных вод в пределах водоносного горизонта; 2) определение количества недостающих данных и назначение приоритетов в будущей системе сбора данных на основе выявления наиболее чувствительных параметров и предпосылки о том, что принятая модель является адекватной; 3) проведение предварительной оценки воздействия предполагаемого водоотбора на региональные гидрогеологические условия.

Результаты моделирования свидетельствуют о том, что водоносный горизонт, по-видимому, может выдержать увеличение водоотбора до

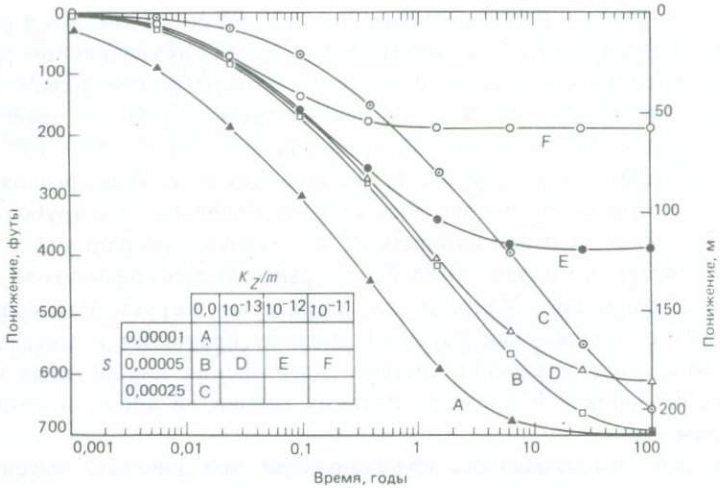


Рис. 9.3. Кривые снижения уровней водоносного горизонта в известняках формации Мадисон для узла модели вблизи предполагаемых водозаборных скважин [18].

нескольких десятых кубометров в секунду. Однако этот водоотбор, вероятно, вызовет значительное снижение пьезометрической поверхности водоносного горизонта Мадисон на большей части бассейна. Ввиду высокой неопределенности большинства параметров калибровка модели и прогнозные расчеты проводились в контексте анализа чувствительности. В качестве примера на рис. 9.3 приведены результаты прогнозных расчетов снижения уровней, выполненных применительно к участку, расположенному вблизи предполагаемого водозабора. На модели задавался различный диапазон значений коэффициентов влагоемкости и перетекания (K_z/m), где K_z и m – соответственно вертикальный коэффициент фильтрации и мощность разделяющего прослоя. Анализ кривых свидетельствует о том, что диапазон вероятных значений понижения, особенно спустя год после начала откачки, очень велик.

Эта неопределенность в отношении закономерностей и интенсивности вертикального перетекания отразилась также на неоднозначности интерпретаций и мнений по поводу влияния водоотбора на горизонт Мадисон, высказанных при разработке других, проводившихся независимым образом прогнозов. В отчете по итогам слушаний в 1975 г. в конгрессе США вопросов, связанных с обсуждением законопроекта, относящегося к созданию трубопроводов с угольной пульпой, в выступлении консультанта трубопроводной компании был сделан вывод о том (с. 1103), что "..."перетекание" или приток из смежных го-

ризонтов в зоны водоносного горизонта Мадисон, обладающие повышенной пористостью, является достаточным для того, чтобы предотвратить снижение уровней в радиусе более 600 м от водозабора". С другой стороны, в том же отчете по итогам слушаний в конгрессе 1975 г. опубликован прогноз Рана (с. 1064), построенный на предпосылке об отсутствии перетекания. Согласно этому прогнозу, через 45 лет вблизи центра водозаборной площади понижения превысят 300 м, а на расстоянии 80 км они составят 60 м и более.

Предварительный модельный анализ позволил сформулировать усовершенствованную концептуальную модель водоносного горизонта Мадисон. В частности, в результате модельного анализа было обнаружено и обосновано существенное влияние, оказываемое на фильтрацию подземных вод в пределах формации Мадисон разницей температур и разрывами сплошности водоносного горизонта. Хотя можно говорить о том, что степень влияния, оказываемого этими факторами, можно было бы (или нужно было бы) установить на основании гидрогеологических принципов, не привлекая для этого имитационную модель, факт остается фактом: ни в одной из ранее публиковавшихся работ не отмечалось, что эти факторы играют важную роль. Отличие обсуждаемых исследований от проводившихся ранее заключается в том, что они основаны на результатах модельной проверки гипотез: анализ причин несоответствий между фактическим полем напоров и значениями напоров, рассчитанными с использованием первых приближений параметров модели, непосредственно помогает исследователям наметить ряд гипотез и проверить их на модели с тем, чтобы избавиться от несоответствий или минимизировать их. Кроме того, показанная на данном примере высокая чувствительность системы к коэффициенту перетекания выдвинула на передний план необходимость пересмотра системы с точки зрения трехмерной структуры геофильтрационного поля, что помогло бы более правильно учесть вертикальные компоненты потока. Это было сделано в более поздних исследованиях (см., например, работы [9, 52]). Авторы последней из названных работ, для того чтобы учесть и оценить эффекты, связанные с неопределенностью параметров, использовали пятислойную модель и расчетный метод Монте-Карло. Прогнозные значения реакции системы на внешние воздействия выражаются в виде кривых распределения вероятностей, на которых показываются различные понижения, приуроченные к конкретным точкам. Обращаясь к сфере принятия решений и политики, мы можем высказать следующее мнение: установленная неопределенность прогнозов (т. е. широкий диапазон прогнозных значений понижений) способствует тому, что, во-первых, законопроект о создании трубопро-

водов с угольной пульпой ждет своего принятия с середины 1983 г., во-вторых, власти шт. Южная Дакота согласились, чтобы сток реки Миссури использовался компанией по созданию трубопроводов с угольной пульпой ("Вашингтон пост" 9 октября 1981 г., с. 1). Подводя итог, констатируем, что модельный анализ и прогнозы могут привести к формированию более правильных представлений о водоносной системе. Они могут рассматриваться также в качестве вспомогательного инструмента для принятия решений и выработки политики в том случае, когда вместе с прогнозами даются очевидные реалистичные оценки их достоверности.

2. Региональные изменения уровня подземных вод – бассейн в зоне засушливого климата. Долина Солт-Ривер и нижняя часть бассейна Санта-Крус расположены вблизи Финикса, шт. Аризона. Это две самые крупные сельскохозяйственные площади штата. По данным Андерсона [2], здесь возделывается около 3210 км^2 (800 000 акров) земли. Поскольку климат в районе засушливый (среднегодовое количество дождевых осадков составляет около 200 мм), сельскохозяйственная экономика зависит от надежности источника воды, идущей на орошение. Начиная с 1923 г. в районе широко используются подземные воды. С середины 60-х годов приблизительно 80% (3,84 млрд. м^3) суммарного годового водопотребления удовлетворяется за счет подземных вод. Такой водоотбор значительно увеличил скорость питания подземных вод и привел к тому, что понижение уровня подземных вод на некоторых участках достигло 6 м/год. Максимальное понижение с 1923 по 1964 г. составило приблизительно 108 м. Учитывая важную роль, которую играют подземные воды в экономике района, высказывается беспокойство по поводу того, что продолжающееся снижение уровней может вызвать существенное увеличение эксплуатационных затрат и уменьшение производительности скважин. В качестве составного элемента оценки ресурсов подземных вод района Андерсон [2] создал и выполнил калибровку электрической аналоговой модели водоносной системы. Одной из целей моделирования являлось ". . . выявление возможных эффектов, которые может вызвать в будущем продолжающаяся в центральной части шт. Аризона эксплуатация подземных вод".

Эта работа, проводившаяся с использованием метода моделирования, была выбрана в качестве примера потому, что она является одним из первых образцов хорошо обоснованного анализа гидрогеологической системы, базирующегося на применении детерминированной модели с распределенными параметрами. Кроме того, эта модель была создана достаточно давно; с тех пор прошло 10 лет, перекрывающих прогнозный промежуток времени. Помимо этого сейчас мы располагаем

данными фактических наблюдений за характеристиками водоносного горизонта за тот промежуток времени, для которого были получены прогнозные решения. Данный пример рассматривается для того, чтобы: 1) показать, насколько точные (или неточные) прогнозы можно получить с использованием предположительно хорошо откалиброванной модели при условии, что на основании одного примера можно провести лишь очень ограниченные обобщения; 2) попытаться выделить источники ошибок прогнозирования; 3) оценить важность выполнения проверки модельных прогнозов.

Гидрогеологические условия рассматриваемого района детально описаны Андерсоном [2] и Дейвидсоном [8]. Вкратце они сводятся к следующему. Центральные районы шт. Аризона расположены в пределах провинции бассейнов и хребтов Лоуленде. Область характеризуется широкими и пологопадающими долинами или бассейнами, окруженными и разделенными хребтами с крутыми и неровными склонами. Хребты сложены главным образом слабопроницаемыми кристаллическими породами, хотя на некоторых участках присутствуют и осадочные породы. Долины выполнены неконсолидированными и консолидированными аллювиальными отложениями, включающими мощные горизонты песка и гравия. Суммарная мощность аллювиальных отложений достигает сотен метров. В целом обломочный материал становится более грубым по направлению к хребтам, расположенным вокруг бассейнов; мелкозернистые отложения приурочены к осевым, наиболее глубоким частям бассейнов. Основные запасы подземных вод сосредоточены в верхнем горизонте аллювиального комплекса, который сложен хорошо проницаемыми песками и гравием мощностью около 180 м. Ниже этого горизонта залегает средний горизонт, представленный алевритами и глинами. Этот горизонт является прерывистым слабопроницаемым; его мощность составляет приблизительно 600 м. Под ним расположен нижний песчано-гравийный горизонт, имеющий промежуточную проницаемость.

Андерсон [2] применил двумерную электрическую аналоговую модель для воспроизведения гидрогеологических условий верхней 360-м части системы водоносных горизонтов. Значения коэффициента влагоемкости, задаваемые на модели, варьировали в пространстве от 0,10 до 0,19. Одним из ограничений модели, отмечаемых Андерсоном, являлось то, что значения водопроводимости и коэффициента влагоемкости во времени не уточнялись, т. е. не учитывалась взаимосвязь между изменениями свойств водоносного горизонта по вертикали и временными изменениями уровня подземных вод. Кроме того, известно, что в пределах моделируемой территории имеют место значительные просадки земной поверхности. Хотя этот процесс в явном виде на модели не учитывается,

полагают, что этот недостаток не может привести к серьезным погрешностям. Модель основана на предпосылке, что до 1923 г. водоносный горизонт находился в равновесном состоянии, т. е. питание уравновешивалось разгрузкой. На аналоговой модели рассчитывались изменения гидравлического напора, возникающие в ответ на изменения нагрузки в течение периода, следующего за периодом со стационарными условиями. Калибровка модели выполнялась путем настройки свойств водоносного горизонта и граничных условий таким образом, чтобы расчетные изменения напоров воспроизводили фактические изменения, наблюдавшиеся с 1923 по 1964 г. Андерсон пришел к выводу, что модель является правомерным подобием истинной гидрогеологической системы за период 1923–1964 гг. Он утверждает, что "близкое совпадение полевых и модельных данных, относящихся к этим периодам времени, является основанием для предположения о том, что электрическая аналоговая система может использоваться для прогнозирования гидрогеологических условий в будущем".

Хотя модель предназначена для прогнозирования будущих реакций уровней водоносного горизонта, создающий ее специалист должен прогнозировать и будущие нагрузки. В этом случае имевшие место в прошлом тенденции служат основанием для принятия упрощающей предпосылки о том, что интенсивность и площадное распределение водоотбора в будущем могут остаться примерно такими же, какими они были в течение последних шести лет рассматриваемого периода (1958–1964 гг.). Исходя из этого, перспективный водоотбор принимался равным 3,84 млрд. м3 в год. Вместе с тем Андерсон обращает внимание на то, что "количество отбираемой воды, вероятно, снизится, поскольку возрастание интенсивности водоотбора может привести к увеличению его стоимости, а площади, которые обрабатываются в предельных условиях экономической целесообразности, могут выпасть из этого диапазона". Далее он утверждает, что предпосылка, согласно которой структура водоотбора принимается такой же, какой она была в течение последних лет, "... может привести к тому, что прогнозные понижения уровней окажутся выше тех, которые, вероятно, будут наблюдаться в действительности".

В пределах исследуемой территории расположено 77 скважин, по которым имеются данные замеров уровней в 1964 и 1974 гг. Эти скважины на территории бассейна размещены равномерно, т. е. они не сконцентрированы в какой-то одной подобласти или природной обстановке. Сравнительный анализ прогнозных и наблюдающихся изменений уровня воды по этим 77 точкам служит основой для оценки точности модельных прогнозов. В целом по исследуемой территории прогнозные значе-

ния понижения уровня спустя 10 лет составляют 15 м. По данным наблюдений, в 77 имеющихся скважинах понижения за 10 лет, на которые были получены прогнозные решения, в среднем составляют около 25 м, изменяясь в диапазоне от 4,5 до 64 м. Однако замеры фактических изменений уровня воды в этих же скважинах за последующие 10 лет показали, что среднее понижение за этот период времени составило всего 2,7 м, колеблясь в диапазоне от 0 до 28 м; отмечались также случаи подъема уровня до 44 м. Соотношение между прогнозными и фактическими изменениями уровней подземных вод показано на рис. 9.4. Если бы прогнозные значения были достаточно точными, точки должны были бы ложиться на прямую (или располагаться близко к ней), имеющую угол наклона 45° и соединяющую точки с равными значениями прогнозных и наблюдаемых изменений уровня. Вместо этого точки, за исключением уровней в трех скважинах, располагаются ниже этой линии, что свидетельствует о низкой точности и наличии систематической погрешности в модельных прогнозах. Кроме того, разброс данных наблюдается в довольно широком диапазоне, что также говорит о низкой точности. Коэффициент корреляции составляет 0,29. Хотя этот коэффициент является статистически значимым для уровня обеспеченности а $\alpha=0{,}05$ и одностороннего распределения, он очень мал, что свидетель-

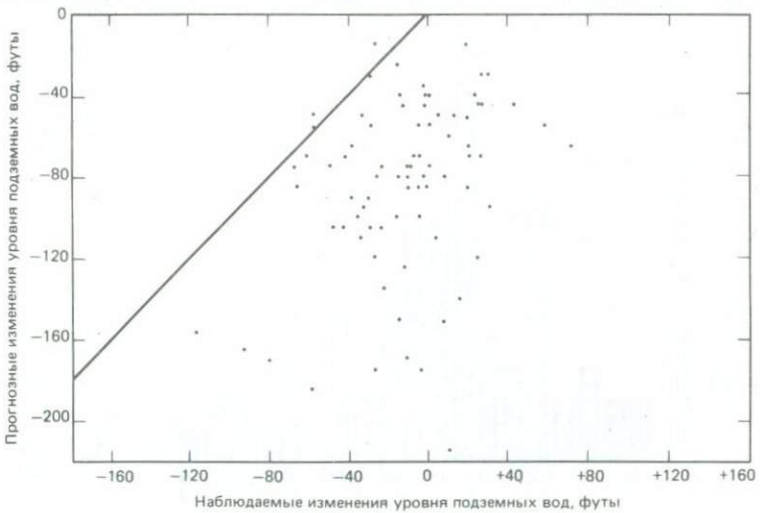


Рис. 9.4. Соотношение между прогнозными и наблюдаемыми изменениями уровня подземных вод в районе Темпе – Меса – Чандлер, бассейн Солт-Ривер, шт. Аризона, 1964–1974 гг. Сплошная линия проведена по точкам, в которых прогнозные значения равны фактическим.

ствует о слабой корреляции между прогнозными и наблюдающимися изменениями уровня подземных вод. Это служит еще одним доказательством низкой точности прогнозирования уровня подземных вод, приуроченных к системе водоносных горизонтов.

Если усвоить некоторые уроки, которые нам преподносит анализ этих погрешностей, мы должны попытаться установить возможные источники погрешностей и разграничить их. Наиболее очевидный вопрос, связанный с таким анализом, заключается в том, в какой степени ошибки в задании перспективных нагрузок сказываются на ошибке моделирования. Иными словами, можно задаться таким вопросом: если перспективные нагрузки были оценены правильно и точно, можно ли получить более точный прогноз изменений уровня подземных вод? Наилучшим образом на этот вопрос можно ответить, заново пересчитав модель для периода 1964–1974 гг. с учетом нагрузок, имевших место в действительности. К сожалению, исходной аналоговой модели уже нет; нет и необходимых детальных данных о пространственном распределении водоотбора и питания за 1964–1974 гг. Таким образом, мы ограничены в наших возможностях делать выводы и умозаключения в отношении источников погрешностей, основываясь на природе и распределении погрешностей и нашем знании гидрогеологической системы.

Частотное распределение разницы между наблюдающимися и прогнозными изменениями (т. е. остатков или погрешностей) представлено

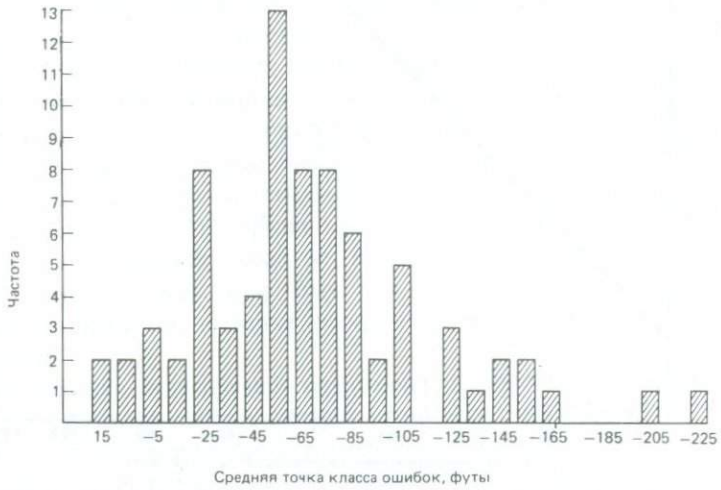


Рис. 9.5. Гистограмма, отражающая частотное распределение ошибок фильтрационной модели района Темпе – Меса – Чандлер, бассейн Солт-Ривер, шт. Аризона, 1964–1974 гг.

на рис. 9.5. Погрешности распределены приблизительно по нормальному закону (уровень вероятности $p = 0{,}043$); среднее значение погрешностей составляет –22 м, стандартное отклонение 14 м, размах от 3 до –68 м. В идеале медиана кривой распределения должна проходить вблизи нуля, а стандартное отклонение должно быть намного меньше, чем оно есть в действительности.

Из рис. 9.4 хорошо видно, что во всех точках моделируемой области было предсказано снижение уровня, однако фактические изменения выразились либо в гораздо меньших по величине понижениях, либо в подъеме уровня, что обусловило значительное отклонение от намеченной ранее долговременной тенденции. Это иллюстрируется рис. 9.6, на котором показаны совокупные средние изменения уровня подземных вод в области Темпе – Меса – Чандлер (долина Солт-Ривер) и приблизительные значения годового водоотбора в долине Солт-Ривер. С начала 40-х до начала 60-х годов (т. е. в период, по которому проводилась калибровка модели) преобладала довольно устойчивая тенденция изменения уровней подземных вод. Однако эта тенденция заметно нарушилась вскоре после окончания периода калибровки. Это нарушение хорошо

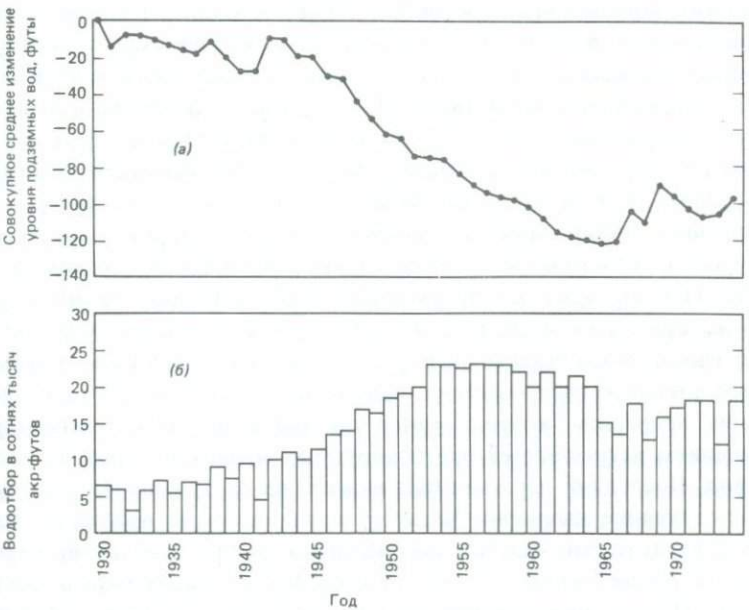


Рис. 9.6. Средние изменения уровня подземных вод (*а*) и годовой водоотбор (*б*) в районе Темпе – Меса – Чандлер, бассейн Солт-Ривер, шт. Аризона (1930–1974 гг.).

согласуется с изменениями после 1964 г. режима водоотбора из небольших скважин; с 1953 по 1964 г. преобладал почти постоянный во времени интенсивный водоотбор. Поскольку прогноз был основан на предпосылке о том, что нагрузки на водоносный горизонт, наблюдавшиеся в течение последних нескольких лет периода калибровки, останутся неизменными, модель в принципе не может ничего другого, кроме как проэкстраполировать тенденцию изменения уровней подземных вод, наблюдавшуюся в течение последнего отрезка периода калибровки.

Согласно проведенным оценкам, в течение 1965–1974 гг. водоотбор в среднем составлял около 3 млрд. $м^3$ в год. Разница между принятой на модели и фактической интенсивностью водоотбора 840 млн. $м^3$/год представляет собой ошибку в прогнозной оценке водоотбора, составляющую всего 22% его абсолютного значения. Однако за десятилетний период суммарная ошибка достигла 8,4 млрд. $м^3$. Для моделируемой области в целом, имеющей площадь 4,4 млрд. $м^2$, это эквивалентно слою воды толщиной 1,9 м, а для возделываемой территории площадью 3,2 млрд. $м^2$ – слою воды толщиной 2,6 м. Если принять, что коэффициент влагоемкости (или удельной водоотдачи) может принимать значения от 0,10 до 0,19, это количество воды эквивалентно мощности насыщенного водоносного горизонта в 10–19 м в пределах всей моделируемой области и в 14–26 м в пределах возделываемой территории. Оценивая диапазон, в котором сказываются ошибки подсчета водоотбора, проводившегося в 1964–1974 гг., мы рассматриваем возделываемую территорию отдельно, поскольку большинство наблюдений за изменениями уровня подземных вод, а также основной водоотбор проводились в этой части бассейна. Следовательно, вполне вероятно, что средняя систематическая ошибка в подсчете прогнозных изменений уровня подземных вод связана с грубой ошибкой в оценке водоотбора. Однако одно это не уменьшит размах кривой распределения ошибок, приведенной на рис. 9.5. К сожалению, мы располагаем недостаточным количеством информации, чтобы установить детальное пространственное распределение ошибок в оценке водоотбора и таким образом проверить, коррелируются ли они с пространственным распределением погрешностей прогнозируемых изменений уровня подземных вод. Последний параметр был нанесен на карту района; построены соответствующие изолинии. Хотя эта карта здесь не приведена, из ее анализа следует, что ошибки распределены в пространстве не случайно; в их распределении скорее прослеживается закономерная составляющая. Однако она не имеет устойчивой корреляционной связи ни с одним фактором, по которому мы располагаем данными. В целом наибольшие ошибки наблюдаются вблизи центров бассейнов и мень-

шие – у их периферии, но есть и исключения. В южной части моделируемой области ошибки, по-видимому, достаточно тесно коррелируются с глубиной до воды и с уклоном уровня. Однако кое-где эта закономерность нарушается. Для области в целом коэффициенты корреляции, отражающие тесноту связи между прогнозными изменениями уровня подземных вод и наблюдающимися изменениями уровней, по данным 1964 и 1974 гг. составляют соответственно 0,46 и 0,47. Обе эти величины являются значимыми с уровнем обеспеченности 0,05 (размер выборки составлял 77 точек). Наряду с этим коэффициенты корреляции между ошибками и двумя выборками наблюденных значений уровня подземных вод составляют всего 0,14 и 0,04; при уровне обеспеченности 0,05 эти величины не являются значимыми. Следовательно, ошибки не тесно связаны с отметками уровня подземных вод.

Существует ряд факторов, которые внесли вклад в снижение общего водоотбора за период 1964–1974 гг. Возможно, некоторые из них можно было бы предвидеть и учесть их влияние при проведении прогнозного анализа. Как отмечалось ранее, Андерсон признавал возможность снижения общего водоотбора. Однако он не учел это в своих прогнозах. Пересматривая заново историю водоотбора в пределах исследуемого района за период 1964–1974 гг., мы пришли к выводу, что меньшие, чем ожидалось, значения общего водоотбора обусловлены следующими факторами: 1) в некоторых частях района по экономическим и другим причинам перестали функционировать фермеры, в связи с чем здесь прекратился водоотбор на орошение; 2) другие фермеры с целью повышения эффективности орошения приняли соответствующие меры, в частности снивелировали свои поля и тем самым снизили водопотребление; 3) для того чтобы получить воду из более глубоких проницаемых зон, глубина многих скважин была увеличена; в результате уменьшились понижения по сравнению с теми понижениями, которые могли бы возникнуть при эквивалентном водоотборе из скважины, вскрывающей более мелкий водоносный горизонт; 4) для орошения привлекалось дополнительное количество поверхностных вод, что снизило зависимость ирригационных систем от снабжения подземными водами; 5) в 1972–1973 гг. на площади водораздела Солт-Ривер выпало осадков намного больше среднегодовой нормы; последовавший за этим необычайно высокий сток привел к тому, что в 1973–1974 гг. за счет потерь речного стока прямое питание подземных вод составило примерно 2 млрд. $м^3$ Вклад в изменчивость распределения ошибок могли внести также локальные изменения этих факторов. Вполне вероятно также, что определеннный вклад в изменчивость ошибок прогнозных изменений уровня подземных вод могли внести погрешности, содержащиеся в фактичес-

ких данных. Так, например, отдельные замеры уровня воды могут не отражать локальный статический уровень подземных вод. Это может быть связано либо с недавно завершившейся откачкой из наблюдательной скважины, либо с нестационарными эффектами, вызываемыми включением или выключением близлежащих эксплуатационных скважин. Эти источники ошибок нельзя точно оценить исходя из имеющихся рядов наблюдений. Конечно, не следует рассчитывать, что долговременные прогнозы, ,основанные на величинах нагрузок, осредненных за длительный промежуток времени, могут предсказать флуктуации или кратковременные изменения реакции системы на циклические нагрузки с коротким периодом (такие, как локальные эффекты, связанные с непостоянным режимом работы водозаборной скважины) или на необычные гидрологические условия (в частности, сезонное питание из обычно сухого русла реки).

Этот пример иллюстрирует слабые стороны прогнозирования, основанного на использовании одного значения или выборки задаваемых на модель потенциальных нагрузок. Поскольку нагрузки в течение 1964—1974 гг. были неизвестны, достоверность прогноза определялась правомерностью этой предпосылки. Поскольку эта неопределенность не оценивалась, мы не знаем, попадает ли имевшая место в 1964—1974 гг. истинная реакция системы в некоторый соответствующий доверительный интервал. Следовательно, на основании установленных ошибок прогнозирования мы не можем рассудить, является модель "хорошей" или "плохой". В случаях, подобных рассмотренному, наилучшим выходом из положения могли бы стать оценка неопределенности в приблизительно подсчитанном (или принятом) значении перспективных нагрузок и последующее получение прогнозных решений в виде диапазона реакций гидрогеологической системы с соответствующими вероятностями того, что они будут иметь место в будущем, или с доверительными интервалами.

Приведенный пример также ясно показывает, что если модель используется для целей прогнозирования, она должна периодически проверяться, т. е. должна проводиться ее повторная калибровка. Это позволяет учитывать на модели новую информацию, в частности изменения в прикладываемых нагрузках, или пересмотреть принятую концептуальную модель. В рассмотренном случае, несмотря на неубедительность процедуры поиска истинных источников ошибок, проверка правильности прогнозов выявила большие ошибки прогнозирования и существенные изменения в тенденции водоотбора, которые случайно начались сразу же по окончании периода калибровки. Первоначальные прогнозы были проэкстраполированы до 1984 г., и, следуя упомянутому принципу

проверки правильности прогнозов, их необходимо было бы пересмотреть для более точного учета изменений в структуре водоотбора и вероятности случайных, но существенных явлений, вызывающих дополнительное питание подземных вод.

9.4. Массоперенос в подземных водах. *9.4.1. Основные уравнения.* Цель моделирования массопереноса в подземных водах – расчет концентрации растворенных в воде химических компонентов в любом заданном месте и в любой момент времени. Поскольку конвективный перенос и гидродинамическая дисперсия зависят от скорости фильтрации подземных вод, математическая расчетная модель должна ориентироваться на одновременное решение по меньшей мере двух уравнений в частных производных. Одно из них – уравнение фильтрации, из которого получают скорость движения подземных вод, другое – уравнение массопереноса, описывающее распределение концентраций химических компонентов в подземных водах.

Точно так же, как и в случае с уравнением фильтрации подземных вод, в литературе к настоящему времени достаточно полно рассмотрена теория, лежащая в основе уравнения, описывающего массоперенос (см., например, работу [4]). Различия концентраций химических компонентов в пределах динамической гидрогеологической системы обусловлены главным образом четырьмя различными процессами: 1) конвективным переносом, при котором растворимые химические компоненты движутся вместе с потоком подземных вод; 2) гидродинамической дисперсией, в ходе которой молекулярная и ионная диффузия и мелкомасштабные изменения скорости течения через пористую среду вызывают отклонение направления движения растворенных молекул и ионов от среднего направления фильтрации подземных вод или их рассеяние; 3) источниками притока жидкости, в окрестностях которых вода одного состава внедряется в водоносный горизонт и смешивается с водой иного состава; 4) реакциями, в ходе которых некоторое количество определенных растворенных химических компонентов может поступать в подземные воды или выводиться из их состава в результате химических, биологических и физических взаимодействий в воде или между водой и твердой фазой водоносного горизонта. В обобщенном виде уравнение массопереноса было дано Гроувом [15]. Члены этого уравнения соединяют в себе названные химические реакции и концентрации растворов как в поровых флюидах, так и на поверхности твердой фазы. Уравнение массопереноса выглядит следующим образом:

$$\epsilon \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i}(\epsilon C V_i) - \frac{\partial}{\partial x_i}\left(\epsilon D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j}\right) + C' W^* = \text{СНЕМ}, \qquad (9.10)$$

где член СНЕМ равен $-\varrho_b \dfrac{\partial \bar{C}}{\partial t}$ для линейных ионообменных реакций вблизи состояния равновесия, $\sum_{k=1}^{s} R_k$ для s химических реакций, определяющихся скоростью их протекания, $-\lambda(\epsilon C + \varrho_b \bar{C})$ для радиоактивного распада; C – концентрация раствора, ML^{-3}; V_i – скорость фильтрации в направлении x_i, LT^{-1}; D_{ij} – коэффициент гидродинамической дисперсии (тензор второго порядка), L^2T^{-1}; C' – концентрация раствора в источнике или стоке жидкости, ML^{-3}; ϱ_b – объемная плотность твердой фазы, ML^{-3}; $\bar{C}$ – концентрация соединений, адсорбированных на твердой фазе (масса раствора/масса осадка); R_k – скорость получения раствора в реакции k, $ML^{-3}T^{-1}$; λ – константа радиоактивного распада (равна ln2/период полураспада радиоактивного вещества), T^{-1}.

В общепринятой записи уравнения (9.10) коэффициент дисперсии является функцией собственно свойств водоносного горизонта (таких, как неоднородности поля коэффициента фильтрации) и расхода потока. Эта зависимость записывается следующим образом [42]:

$$D_{ij} = \alpha_{ijmn} \frac{V_m V_n}{|V|}, \tag{9.11}$$

где a_{ijmn} – коэффициент дисперсии или характерная длина пористой среды (тензор четвертого порядка), L, V_m и V_n – составляющие скорости фильтрации жидкости в направлениях m и n соответственно, LT^{-1}; $|V|$ – величина вектора скорости, LT^{-1}. В работах [42, 4] было показано, что коэффициент дисперсии изотропной пористой среды можно определить двумя константами. Это продольный коэффициент дисперсии среды a_L и поперечный коэффициент дисперсии среды a_T. В большинстве известных к настоящему времени случаев, когда для решения задач загрязнения подземных вод в США применялись модели массопереноса, они были основаны на этой общепринятой форме записи.

Совершенно очевидно, что скорость фильтрации является наиболее важным параметром при решении реальных задач массопереноса, поскольку она непосредственно влияет как на конвективный перенос, так и на дисперсию потока. Выражение для средней скорости фильтрации можно получить из закона Дарси и записать через тензоры в декартовой системе координат следующим образом:

$$V_i = \frac{-K_{ij}}{\epsilon} \frac{\partial h}{\partial x_j}, \tag{9.12}$$

где ϵ – эффективная пористость. Распределение скорости можно рассчитать по замеренным или расчетным значениям гидравлического градиента. Однако соотношение между скоростью фильтрации и дисперсией по крайней мере частично зависит от соотношения между масштабом наблюдений за концентрациями и масштабом, в котором определялись значения скорости. В целом при решении реальных задач в масштабе, позволяющем учитывать локальные и региональные неоднородности водоносного горизонта, отмечается следующая закономерность: чем меньше или детальнее масштаб, в котором определяется значение скорости, тем меньше будет кажущаяся величина коэффициента дисперсии.

В большинстве из последних опубликованных теоретических работ по вопросам массопереноса в подземных водах основное внимание уделяется изучению природы явления дисперсии в гидрогеологических системах, а также анализу того, точно или неточно уравнения (9.10) и (9.11) аппроксимируют процессы, вызывающие изменения концентраций в водоносном горизонте даже не вступающих в химические реакции компонентов. Так, например, обсуждая идейную основу и последовательность вывода уравнения массопереноса, Бир [4, с. 232] говорит: "В качестве рабочей гипотезы примем, что дисперсию потока можно выразить законом типа закона Фика". Третий член уравнения (9.10), следовательно, аппроксимирует процесс дисперсии как процесс, в котором градиент концентрации выступает его движущей силой. Это, по сути дела, является практической инженерной аппроксимацией процесса дисперсии и служит лишним свидетельством тому, что закон Фика адекватно описывает несколько различных природных процессов. Однако, поскольку он не отражает все имеющие место в действительности физические процессы, вызывающие дисперсию, наблюдающуюся в масштабе, применительно к которому решаются многие реальные задачи (эти процессы обычно называются макродисперсией), он неадекватен во многих других ситуациях. Смит и Шварц [43] пришли к выводу о том, что макроскопическая дисперсия обусловлена крупномасштабной пространственной изменчивостью коэффициента фильтрации и что использование относительно высоких значений коэффициента дисперсии при условии однородного поля коэффициента фильтрации при описании массопереноса в геологических системах является неправомерным. Гелар и др. [14], Матерон и де Марсили [27] рассматривали фильтрацию и массоперенос в слоистых пористых средах и на основании полученных данных пришли к выводу о том, что массоперенос может не подчиняться закону Фика. Гелар и др. [14] показали, что не очень активный процесс массопереноса начинает подчиняться закону Фика при больших временах фильтрации и что значение коэффициента дисперсии возрастает асимпто-

тически, достигая постоянного значения. С другой стороны, Матерон и де Марсили [27] утверждают, что, если фильтрация происходит параллельно плоскости напластования, массоперенос в принципе не может подчиняться закону Фика даже для больших времен фильтрации. Пикенс и Гришак [34] разработали подход к расчету дисперсии, зависящей от масштаба. Они предложили рассматривать коэффициент дисперсии как переменную во времени функцию среднего пути миграции раствора от исходного источника. Наряду с этим они пришли к выводу о том, что значение зависящей от масштаба дисперсии на начальных временах фильтрации и коротких расстояниях миграции при разработке долгосрочных прогнозов массопереноса может быть невелико. В результате такого анализа становится ясно, что независимо от точности, с которой мы можем решить обычно принимаемое уравнение массопереноса (9.10), само по себе оно не всегда служит полным и достаточным описанием процессов, контролирующих массоперенос в масштабе, применительно к которому решается большинство реальных задач. Исходя из этого, любые прогнозы, получаемые на основании решения этого уравнения, следует расценивать соответствующим образом.

В общем случае калибровка модели массопереноса представляет собой более сложную задачу, чем калибровка модели фильтрации подземных вод. Для того чтобы на фильтрационной модели рассчитать распределение напоров, нужно знать меньше параметров, чем число параметров, которое требуется для расчета изменения концентраций на модели массопереноса. Поскольку скорость фильтрации подземных вод определяется распределением напоров, а конвективный перенос и гидродинамическая дисперсия являются функцией скорости фильтрации, калибровка модели фильтрации в водоносном горизонте подземных вод часто проводится прежде, чем возможна разработка адекватной и достоверной модели массопереноса. Действительно, в полевых условиях, возможно, единственным наиболее важным ключом к пониманию закономерностей массопереноса является создание точного представления о системе фильтрации (или ее модели). Это особенно относится к массопереносу в трещиноватых породах, моделирование которого обычно выполняется на основе концепций, разработанных применительно к массопереносу в пористых средах. Хотя в этих условиях часто можно смоделировать поле гидравлических потенциалов, искомое поле скоростей фильтрации будет содержать большие погрешности.

9.4.2. Численные методы. Точно так же, как и в случае с решением уравнения фильтрации подземных вод, существуют аналитические решения уравнения массопереноса (см., например, работы [4, 32, 49]). Од-

нако при этом, как и в первом случае, точное аналитическое решение уравнения в частных производных требует, чтобы свойства и границы системы фильтрации были в значительной степени и нереалистично идеализированы. Мы считаем, что при решении большинства реальных задач математические преимущества, связанные с получением точного аналитического решения, перевешиваются ошибками, обусловленными введением упрощающих аппроксимаций сложных полевых условий, которые требуются для того, чтобы реализовать аналитический подход.

Уравнение массопереноса в целом более сложно решить численными методами, чем уравнение фильтрации подземных вод. Это, следуя терминологии Пиндера и Шапиро [38], связано с "шизофреничной" природой этого уравнения, проявляющейся в том, что его математические свойства могут варьировать в зависимости от того, какие члены уравнения преобладают в данной конкретной ситуации. Если массоперенос определяется конвективным переносом, как это обычно бывает во многих природных ситуациях, то уравнение (9.10) приблизительно соответствует уравнению гиперболического типа (аналогично уравнениям, описывающим распространение волны или фронта землетрясения). Однако, если в системе преобладает дисперсия потока (в частности, это может произойти в случае, когда скорости фильтрации являются относительно низкими, а коэффициент дисперсии водоносных отложений – достаточно высоким), уравнение (9.10) становится в большей степени параболическим (т. е. аналогичным уравнению фильтрации подземных вод). Численные методы, которые хорошо работают с уравнениями в частных производных параболического типа, не годятся для решения гиперболических уравнений, и наоборот. Следовательно, ни один численный метод или расчетная модель не могут быть идеальными для всего спектра задач массопереноса в подземных водах, с которыми можно столкнуться в полевых условиях. Сложности моделирования массопереноса еще в большей степени усугубляются тем, что значения скорости фильтрации подземных вод в пределах данной многомерной области фильтрации обычно могут изменяться в широком диапазоне – почти от нуля в слабопроницаемых зонах или вблизи точек застоя до нескольких метров в сутки на хорошо проницаемых участках или вблизи гидродинамических аномалий. Таким образом, процесс массопереноса в данной конкретной гидрогеологической системе может описываться математическими уравнениями от гиперболического до параболического типа, так что нет одной-единственной модели, которая наилучшим образом описывала бы всю область, рассматриваемую при решении данной задачи.

Для решения уравнения массопереноса обычно используются три

типа численных методов: конечно-разностные методы, методы конечных элементов и метод характеристик. Каждый из них имеет свои достоинства, свои недостатки и особые ограничения в отношении приложения к реальным задачам. Исчерпывающий обзор моделей массопереноса был подготовлен Андерсоном [1]. Согласно обзору, опубликованному Бачматом и др. [3], к настоящему времени разработано 34 детерминированные модели массопереноса с распределенными параметрами. Однако, поскольку уравнение массопереноса решается сложнее, чем уравнение фильтрации, и модели массопереноса в целом начали создаваться позже, чем модели фильтрации, разработка цифровых моделей, применимых для решения задач массопереноса в подземных водах, все еще находится в стадии становления. Особенно серьезные вычислительные сложности возникают в случае, когда члены уравнения массопереноса, отвечающие химическим реакциям, являются сильнонелинейными, а также в ситуации, когда концентрация рассматриваемого раствора в значительной степени зависит от концентрации множества различных компонентов химического состава.

Метод характеристик первоначально был разработан для решения гиперболических уравнений. Если массоперенос определяется конвективным переносом, как это обычно бывает во многих природных ситуациях, то уравнение (9.10) можно довольно точно аппроксимировать гиперболическим уравнением и, следовательно, эффективно использовать метод характеристик. С помощью этого метода решается система обычных дифференциальных уравнений, тождественная уравнению (9.10). Численное решение достигается путем введения группы движущихся точек, которые перемещаются по фиксированным координатам конечно-разностной сетки. Многие модели массопереноса, основанные на принципе слежения за частицами, в частности модели случайной блуждающей точки, представляют собой вариант этого подхода. Теоретические основы и примеры использования описываемого метода при решении задач фильтрации подземных вод в пористых средах были рассмотрены в работах [13, 36, 39, 5].

Конечно-разностные методы и методы конечных элементов позволяют получить точное и эффективное решение уравнения массопереноса. Однако при решении некоторых задач могут возникнуть существенные погрешности, связанные с проблемами числовой дисперсии и осцилляции решений. В целом конечно-разностные методы в математическом отношении являются более простыми; они легко программируются на ЭВМ. В работе [17] приведено описание трехмерной нестационарной конечно-разностной модели, в которой одновременно решаются уравнения, описывающие давление жидкости, перенос энергии и массопере-

нос. Рассматривая методы конечных элементов, Пиндер [35] и Гроув [16] в числе других авторов показали, что для решения задач массопереноса хорошо подходит метод Галеркина. Гроув [16] на примере одномерных задач продемонстрировал, что, используя в методе Галеркина базисные функции высокого порядка, можно минимизировать числовую дисперсию и осцилляцию решений. Однако при использовании базисных функций третьего порядка машинные затраты по сравнению с линейными базисными функциями увеличиваются в 10 раз.

9.4.3. Двумерная модель, основанная на использовании метода характеристик. Кониковым и Бредегофом [21] описана цифровая детерминированная модель с распределенными параметрами, имитирующая двумерный массоперенос в потоке подземных вод. Модель предназначена для расчета временны́х изменений концентраций, обусловленных процессами конвективного переноса, гидродинамической дисперсии и смешения (или разбавления) вблизи источников поступления жидкости. Она основана на предпосылке, что растворенные в воде компоненты не вступают в химические реакции, а градиенты плотности жидкости, ее вязкости и температуры не влияют на распределение скоростей. Однако при этом водоносный горизонт может быть неоднородным и (или) анизотропным, а фильтрация может быть установившейся или неустановившейся.

В модели уравнение фильтрации подземных вод объединяется с уравнением массопереноса, хотя оба этих уравнения решаются раздельно. Моделируемая область фильтрации разбита прямоугольной конечно-разностной сеткой (расчетные точки расположены в центрах блоков); конечно-разностные уравнения, аппроксимирующие уравнение фильтрации подземных вод, решаются с использованием итерационного неявного метода переменных направлений. После того как для заданного временно́го шага подсчитывается распределение напоров с помощью явной конечно-разностной схемы, аппроксимирующей уравнение (9.12), для каждой узловой точки определяется значение скорости фильтрации подземных вод. Рассчитанные значения скорости затем используются для решения на том же временно́м шаге уравнения массопереноса.

Для решения уравнения массопереноса в этой модели используется метод характеристик. Принимая, что мощность зоны насыщения является переменной и раскрывая член, отвечающий конвективному переносу, уравнение (9.10) для случая двумерного переноса компонентов, не вступающих в химические реакции, можно переписать следующим образом:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{1}{b}\frac{\partial}{\partial x_i}\left(bD_{ij}\frac{\partial C}{\partial x_j}\right) - V_x\frac{\partial C}{\partial x} - V_y\frac{\partial C}{\partial y} + \frac{W(C - C')}{\epsilon b}. \qquad (9.13)$$

Далее рассматриваются характерные частицы жидкости, которые переносятся вместе с потоком подземных вод. Происходящие со временем изменения свойств жидкости, в частности концентрации, могут быть описаны для упомянутых частиц жидкости, по мере того как они проходят по их соответствующим траекториям через фиксированные точки пространства, субстанциональной производной. Субстациональную производную концентрации можно определить как

$$\frac{dC}{dt} = \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial C}{\partial x}\frac{dx}{dt} + \frac{\partial C}{\partial y}\frac{dy}{dt}. \tag{9.14}$$

Обратим внимание на соответствие второго и третьего членов в правой части уравнения (9.13) второму и третьему членам, стоящим в правой части уравнения (9.14). Последние включают субстанциональные производные по координатам, которые отвечают значениям скорости. Следовательно, для производных в направлениях x и y соответственно и скорости мы имеем следующие соотношения:

$$\frac{dx}{dt} = V_x \tag{9.15}$$

и

$$\frac{dy}{dt} = V_y. \tag{9.16}$$

Если далее мы подставим правые части уравнений (9.13), (9.15) и (9.16) в соответствующие члены уравнения (9.14), то получим

$$\frac{dC}{dt} = \frac{1}{b}\frac{\partial}{\partial x_i}\left(bD_{ij}\frac{\partial C}{\partial x_j}\right) + \frac{W(C - C')}{\epsilon b}. \tag{9.17}$$

Отыскав решения уравнений (9.15) – (9.17) и используя получаемые при этом характеристические кривые, можно найти решение уравнения (9.13) в частных производных. Эта процедура реализуется численным методом, путем введения группы движущихся точек (или упоминавшихся частиц), которые могут перемещаться в пределах фиксированных координат конечно-разностной сетки. В работе [13, с. 27] говорится о том, что "каждая точка соответствует одной характеристической кривой, а значения x, y и C для каждой характеристики получаются как функции t". Каждая точка характеризуется своими значениями концентрации и связанным с ней положением; она перемещается в области фильтрации со скоростью, пропорциональной скорости фильтрации в точке ее нахождения и размерам временно́го шага. Интуитивно этот метод можно представить себе как прослеживание пути миграции в области фильтрации ряда частиц жидкости и наблюдение за изменениями концентраций растворенных веществ в этих частицах по мере их движения. Движущиеся точ-

ки имитируют конвективный перенос, поскольку концентрация в каждом блоке сетки будет изменяться на каждый временно́й шаг, так как различные точки, входя в область соответствующей ячейки и покидая ее, имеют разную ко́нцентрацию.

Изменения концентраций, связанные с гидродинамической дисперсией и источниками поступления жидкости, можно рассчитать, используя двухступенчатую явную конечно-разностную аппроксимацию уравнения (9.17). Такой подход детально был описан Коникoвым и Бредегофом [21]. Явная численная схема должна удовлетворять ряду связанных с ней критериев устойчивости. В соответствии с этими критериями может потребоваться, чтобы временно́й шаг, использующийся для решения уравнения фильтрации, был разбит на несколько меньших интервалов времени. При этом достигается точное решение уравнения массопереноса. Следует, однако, отметить, что соответствующие ограничения, связанные с выбором временно́го шага, автоматически рассчитываются программой.

Рассматриваемая модель включает те же типы граничных условий, что и описанная выше модель геофильтрации Трескотта и др. [46]. Кроме того, модель массопереноса позволяет учитывать работу любого количества нагнетательных и водозаборных скважин, а также переменные в пространстве условия рассредоточенного питания и разгрузки, изменчивость мощности зоны насыщения, водопроводимости, граничных условий, начальных значений напоров и концентраций.

9.4.4. Примеры использования модели при решении реальных задач. 1. Точечный источник загрязнения. Национальная инженерная лаборатория шт. Айдахо (АНИЛ) расположена в зоне с полузасушливым климатом на участке, занимающем площадь 2278 км^2 и приуроченном к равнине Снейк-Ривер (юго-восточная часть шт. Айдахо). Сооружения, прежде называвшиеся станцией по испытанию реакторов, в настоящее время используются Управлением энергетики США для проверки различных типов ядерных реакторов. В работе [41] отмечается, что сооружения в пределах участка служат источником формирования и разгрузки низкорадиоактивных и разбавленных жидких химических отходов. Разгрузка осуществляется в подземные водоносные горизонты через инфильтрационные пруды и нагнетательные скважины. В пределах двух наиболее крупных сооружений, связанных с образованием отходов, – в зоне пробного реактора (ЗПР) и в районе химико-технологического завода Айдахо (ХТЗА) – начиная с 1952 г. непрерывно происходит их разгрузка. Описание экспериментального участка АНИЛ и соответствующей модели в значительной степени заимствовано и пересказывается по отчетам Робертсона [41], Льюиса и Гольдштейна [23]; более детально

с рассматриваемыми вопросами читатель может ознакомиться в этих отчетах.

Согласно представленным в отчетах материалам, восточная часть равнины Снейк-Ривер является большим бассейном протяженностью 320 км и шириной 80–112 км, выраженным в структурном плане и в рельефе. Бассейн сложен комплексом, состоящим из маломощных потоков базальтовой лавы (общая мощность комплекса достигает 600–3000 м), риолитовыми образованиями и переслаивающимися аллювиальными и озерными осадками. Эти формации содержат огромные запасы подземных вод, приуроченных к наиболее крупному в Айдахо водоносному горизонту, который известен под названием "водоносный горизонт долины Снейк-Ривер". Согласно данным, приведенным в отчете, фильтрация подземных вод происходит главным образом в юго-западном направлении с относительно высокими скоростями (1,5–6 м/сут). Основные водоносные зоны приурочены к базальтам, в которых система проницаемых пустот очень неоднородна и осложнена вторичными проницаемыми пустотами: трещинами, полостями и лавовыми трубками.

С целью оценки загрязнения подземных вод, связанного с разгрузкой отходов, в 1973 г. Робертсон [41] разработал цифровую модель массопереноса, предназначенную для воспроизведения рассматриваемой водоносной системы и последующего анализа фильтрации подземных вод и переноса загрязняющих веществ в пределах экспериментального участка. Модель (т. е. численный метод, использующийся для решения уравнения массопереноса) основана на методе характеристик. Во многом она напоминает описанную выше модель Коникова и Бредегофа [21], поскольку обе они базируются на опубликованной ранее работе Бредегофа и Пиндера [5]. В первую очередь Робертсон выполнил калибровку фильтрационной модели для участка площадью около 6650 км^2; затем он провел калибровку модели массопереноса для меньшей части территории, на которой произошло загрязнение. Калибровка модели массопереноса основывалась на 20-летних наблюдениях за загрязнением. В течение этого периода отбор проб воды проводился из 45 скважин, расположенных вблизи известных точечных источников загрязнения и ниже по потоку. Полученные данные свидетельствуют о том, что хлориды и тритий к настоящему времени присутствуют в подземных водах на территории площадью 38,4 км^2; они мигрировали на расстояние 8 км вниз по потоку от точек сброса отходов. Распространение хлоридов, содержащихся в отходах, на ноябрь 1972 г. показано на рис. 9.7. Робертсон отмечает, что степень наблюдающейся боковой дисперсии в шлейфах загрязнения чрезвычайно велика.

Робертсон использовал откалиброванную модель для прогнозирования концентраций хлоридов, трития и стронция-90 в 1980 и 2000 гг.

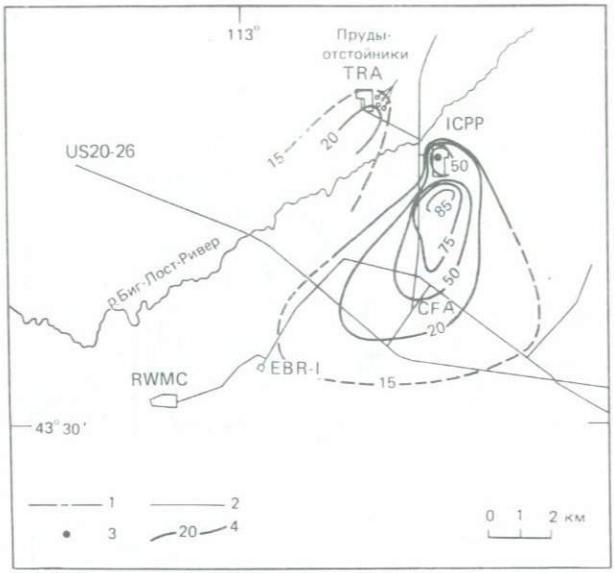


Рис. 9.7. Карта окрестностей ICPP-TRA (ХТЗА – ЗПР), отражающая наблюдавшееся в 1972 г. площадное распространение шлейфа хлоридного загрязнения в водоносном горизонте равнины Снейк-Ривер [41]. *1* – граница экспериментального участка АНИЛ; *2* – улучшенные дороги; *3* – нагнетательные скважины; *4* – линии равных концентраций хлоридов, мг/л.

при разнообразных альтернативных возможных нагрузках. Подтвердившийся впоследствии прогноз, касающийся концентраций хлоридов, был получен на основании предпосылки о том, что интенсивность захоронения отходов с 1973 г. оставалась прежней, а в нечетные годы Биг-Лост-Ривер служила источником питания водоносного горизонта. Согласно прогнозам, к 1980 г. фронтальные части шлейфов хлоридного и тритиевого загрязнения (рис. 9.8) должны были бы достичь южной границы экспериментального участка АНИЛ.

Льюис и Гольдштейн [23] отмечают, что летом 1980 г. вблизи южной границы участка было пробурено восемь скважин. Они были пройдены с целью ликвидации пробела в данных и ведения мониторинга за загрязнением подземных вод, движущихся через границу экспериментального участка АНИЛ. Данные, полученные по этим восьми скважинам, использовались также для оценки точности прогнозной модели Робертсона. Площадное распространение хлоридов, содержащихся в отходах, на октябрь 1980 г. показано на рис. 9.9. Сопоставление этого рисунка с рис. 9.7 свидетельствует о том, что за 8-летний период

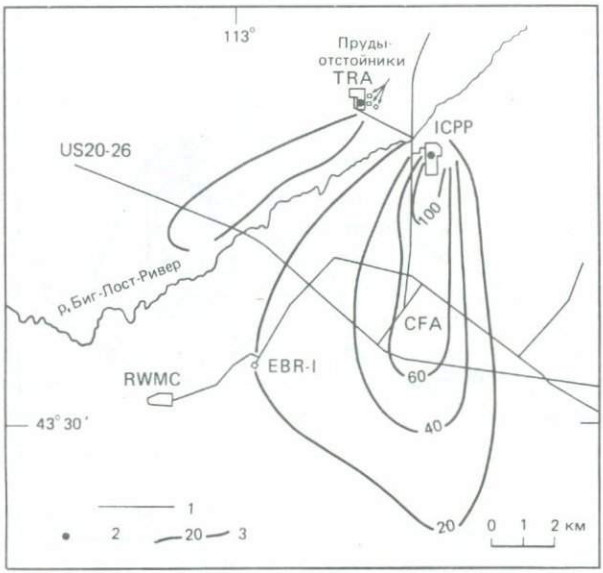


Рис. 9.8. Модельный прогноз площадного распространения хлоридов, содержащихся в отходах, в водоносном горизонте долины Снейк-Ривер, окрестности ICPP-TEA (ХТЗА – ЗПР) (прогноз основан на предпосылке, что интенсивность захоронения отходов с 1973 г. оставалась неизменной, а в нечетные годы Биг-Лост-Ривер служила источником питания водоносного горизонта) [41]. *1* – улучшенные дороги; *2* – нагнетательные скважины; *3* – линии равных концентраций хлоридов, мг/л.

фронтальная часть шлейфа хлоридного загрязнения продвинулась на 4–4,8 км, а максимальная концентрация за этот же период возросла с 85 до ~ 100 мг/л.

Сопоставление рис. 9.8 и 9.9 говорит о том, что хотя фактические и расчетные шлейфы в целом согласуются по направлению, простиранию и концентрации загрязняющих веществ, в некоторых деталях они достаточно существенно различаются. Шлейф, наблюдающийся в действительности, шире и характеризуется большей латеральной дисперсией; он не заходит так далеко к югу и так близко к границе экспериментального участка АНИЛ, как прогнозный. Кроме того, рассчитанный на модели второстепенный шлейф, расположенный севернее Биг-Лост-Ривер и связанный с зоной пробного реактора, по существу, обнаружен не был.

Льюис и Гольдштейн [23] назвали ряд факторов, которые, как они считают, обусловливают расхождение между прогнозными и фактическими результатами. Причины, вызывающие это расхождение, в общем виде сводятся к следующим: 1) в 1977–1980 гг. в связи с тем, что

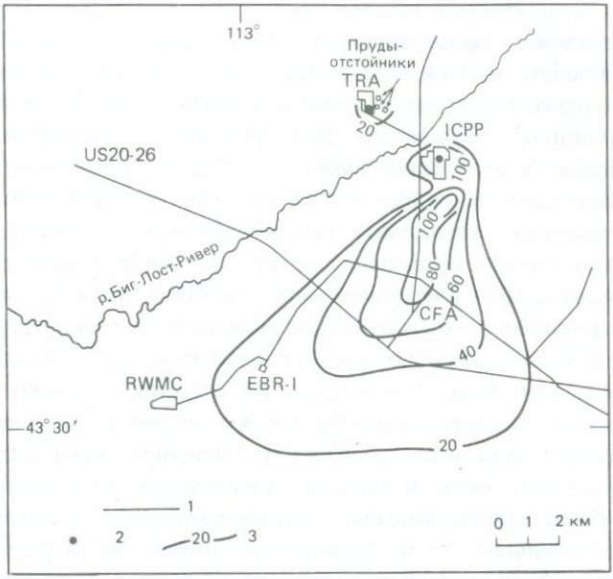


Рис. 9.9. Площадное распространение хлоридов, содержащихся в отходах, в водоносном горизонте равнины Снейк-Ривер, окрестности ICPP-TRA (ХТЗА – ЗПР), октябрь 1980 г. [23]. *1* – улучшенные дороги; *2* – нагнетательные скважины; *3* – линии равных концентраций хлоридов, мг/л.

речной сток был ниже обычного, разбавление поступающих загрязняющих веществ происходило в меньшей степени; 2) интенсивность захоронения хлоридов в районе ХТЗА за несколько лет до 1980 г. увеличилась; 3) расчетная сетка, лежащая в основе модели, возможно, являлась слишком грубой; 4) при калибровке модели были выбраны неточные значения фильтрационных параметров и параметров массопереноса; 5) в водоносном горизонте, возможно, существенными являются вертикальные составляющие фильтрации и массопереноса, однако на двумерной площадной модели они не могли быть оценены; 6) по-видимому, имеющегося количества скважин слишком мало для того, чтобы составить подробную карту истинного шлейфа, а неверная конструкция некоторых из существующих скважин не позволяла провести представительные замеры; 7) некоторые погрешности вносились численными методами (однако анализ этой же системы, проведенный Гроувом [16] с использованием конечно-разностного метода и метода конечных элементов, а также сопоставление полученных при этом численных результатов не явились основанием для вывода о том, что алгоритм численных расчетов, применявшийся Робертсоном, служил сам по себе источником

сколь-либо существенных ошибок прогнозирования). Хотя эти факторы можно исследовать более детально, можно назвать и другие факторы, обусловливающие расхождение между прогнозными и фактическими данными, однако чрезвычайно сложно оценить вклад какого-то одного фактора в общую погрешность. Для проверки некоторых из гипотез, выдвигающихся в этой связи, может проводиться повторная калибровка ранее составленной модели, в ходе которой будут использоваться новые, дополнительно полученные данные наблюдений. Роль других факторов можно оценить лишь при условии, что будут разработаны новые модели, включающие дополнительные или более сложные концепции, такие, как различия в плотности фильтрующейся жидкости и трехмерная структура потока. Повторная калибровка и пересмотр модели должны привести к созданию модели, которая обладала бы большей прогностической силой и достоверностью. На вопрос, являются ли в этом случае ошибки существенными для решения поставленной задачи в целом, наилучшим (а, может быть, и единственно возможным) способом могут ответить те специалисты, которые оценивают модельные исследования по следующим позициям: 1) что предполагалось получить в результате моделирования, 2) какие действия были предприняты и не предприняты для получения намеченных прогнозов, 3) какие существуют альтернативные прогнозные решения. Очевидно, однако, что модельные прогнозы представляют собой следствие лишь одной гипотезы в отношении потенциального распространения загрязняющих веществ – гипотезы, которая может быть проверена в полевых условиях. На самом деле бурение опытных скважин в 1980 г. в значительной степени проводилось именно для того, чтобы проверить полученные на модели прогнозы. Мы полагаем, что процесс сбора данных является более эффективным в том случае, когда он определяется целями проверки гипотез. Таким образом, основное назначение модели безусловно состоит в оптимизации систем сбора данных и ведения мониторинга. Иными словами, прогнозная модель предоставляет средства, помогающие в принятии решения относительно того, с какой частотой и где следует отбирать пробы воды с тем, чтобы проследить распространение шлейфа загрязнения.

2. Площадной источник загрязнения. Подземные и поверхностные воды в системах водоток – водоносный горизонт взаимосвязаны, т. е. подземные воды, приуроченные к пойменным аллювиальным отложениям, находятся в гидравлической связи с водами в реке. Плодородные пойменные почвы, встречающиеся в засушливых и полузасушливых регионах на западе США, обычно орошаются. Для этой цели используются поверхностные воды, отводящиеся системой каналов, а также отбираемые из неглубоко залегающих водоносных горизонтов подзем-

ные воды. Значительная часть воды, использующейся для орошения, теряется путем эвапотранспирации, однако некоторая ее часть идет на питание аллювиального водоносного горизонта и тем самым создает возвратный поток, направленный к реке. В инфильтрующейся воде и, следовательно, в водоносном горизонте происходит концентрирование растворенных солей. Это связано с тем, что в процессе эвапотранспирации расходуется некоторое количество воды, использующейся для орошения. Вместе с тем эвапотранспирация слабо сказывается на общей массе растворенных в воде химических компонентов. В случае если эта же вода используется ниже по течению, количество солей возрастает до уровня, при котором результирующая их концентрация становится губительной для многих сельскохозяйственных культур.

Поскольку урожайность сельскохозяйственных культур в числе других факторов зависит от качества использующейся для орошения воды, рациональное управление водными ресурсами на орошаемых территориях может более успешно проводиться на основе прогнозирования и оценки влияния, оказываемого изменениями системы орошения или методов управления на количество и качество поверхностных и подземных вод. Следовательно, детальная расчетная модель, объединяющая количественные и качественные аспекты, является инструментом, который желательно было бы использовать для прогнозирования реакций гидрогеологической системы и оптимизации извлечения и использования водных ресурсов в целом. Оптимизация водопользования в свою очередь может привести к повышению урожайности сельскохозяйственных культур.

Повышение минерализации подземных и поверхностных вод в долине реки Арканзас (юго-восточная часть шт. Колорадо, США) в основном обусловлено проводящимся в районе орошением. Для того чтобы показать степень достоверности рассчитанных на модели изменений фильтрационного поля и минерализации, имеющих место в пределах этой орошаемой речной долины, в качестве объекта детальных исследований был выбран 17,6-км отрезок долины. Гидрогеологические условия и система водопользования в пределах исследуемой полосы характерны для большей части долины реки Арканзас в юго-восточных районах шт. Колорадо и, по сути дела, типичны для многих других орошаемых речных долин, расположенных в полузасушливых и засушливых областях.

Исследования проводились таким образом, чтобы можно было воспроизвести однолетний период наблюдений (март 1971 г. – февраль 1972 г.), который охватывал бы один полный оросительный сезон. По результатам детальных полевых замеров, проводившихся в те-

чение этого промежутка времени, были установлены интенсивности притока и оттока воды и растворенных в ней солей, а также изменения емкости водоносного горизонта. Эти данные фактических наблюдений послужили основой для калибровки расчетной модели. Более полное описание проводившихся исследований приведено в работе [19]. При создании модели использовалась ранняя версия двумерной модели массопереноса Коникова и Бредегофа [21]. Принималось, что растворенные в воде соли ведут себя как консервативные трассеры, не вступающие в химические реакции, которые могли бы повлиять на концентрацию растворенных в воде солей или на реакции взаимодействия в системе вода – водоносный горизонт или вода – порода.

Долина врезана в относительно непроницаемые коренные породы, представленные глинистыми сланцами и известняками мелового возраста. Аллювиальные породы представлены умеренно проницаемыми и неоднородными гравийными, песчаными, алевритовыми и глинистыми отложениями. В пределах исследуемой территории река Арканзас течет в песчаном русле и, следовательно, имеет хорошую гидравлическую связь с подземными водами, приуроченными к пойменным аллювиальным отложениям. За исследуемый период времени средний расход реки Арканзас у Ла-Хунта, вблизи границы исследуемого отрезка, расположенной вверх по течению, составил примерно 3,59 $м^3/с$, что очень близко к среднегодовому значению расхода за идентичные периоды времени с 1955 по 1982 г., составляющему 3,64 $м^3/с$.

Изменения во времени гидрогеологических параметров и гидрогеохимических характеристик моделировались с точностью до среднемесячных значений. Калибровка модели выполнялась путем подгонки некоторых параметров в пределах узкого диапазона допустимых значений. Процедура калибровки завершалась в момент, когда между данными наблюдений и результатами моделирования устанавливалось наилучшее согласование.

Калибровка геофильтрационной подмодели частично проводилась на основании сопоставления фактической и расчетной конфигураций зеркала грунтовых вод спустя один год после начала наблюдений, частично с использованием флуктуаций наблюдающихся и расчетных уровней воды, имевших место в течение года. В течение исследуемого периода уровни воды, замерявшиеся в 23 наблюдательных скважинах, изменялись в среднем на 0,9 м. Модель более чем в 90% случаев воспроизводит наблюдающиеся изменения отметок зеркала грунтовых вод с точностью до 0,3 м. Двумя наиболее крупными источниками погрешностей, по-видимому, являются среднемесячные значения водоотбора и предполагаемые скорости питания. Поскольку нагрузки, прикладываемые

к водоносному горизонту, в конечном счете сказываются на режиме водотока, для калибровки модели использовались также наблюденные и расчетные значения притока в реки и потерь речного стока.

Концентрации растворенных в воде солей, наблюдавшиеся в течение однолетнего периода исследований, изменялись примерно от 800 до 3800 мг/л и более. Наблюдавшиеся пространственные закономерности химического состава подземных вод, местоположение участков, где он претерпевает изменения, а также временна́я изменчивость концентрации растворенных в воде солей сопоставлялись с расчетными параметрами этих характеристик. Результаты такого анализа свидетельствуют о том, что модель может успе́шно воспроизводить наблюдавшиеся изменения качества воды в водоносном горизонте. Примерно в 80% случаев расчетные значения концентрации растворенных солей совпадают с замеренными значениями с точностью до 10%. Анализ чувствительности, проводившийся с использованием модели, показал, что изменения минерализации подземных вод главным образом определяются конвективным переносом и процессами смешения с водой, поступающей из области питания и имеющей иную минерализацию, а также что влияние гидродинамической дисперсии относительно мало.

Анализировались также изменения качества поверхностных вод в пределах исследуемого отрезка долины. По результатам наблюдений было установлено, что концентрация растворенных в воде солей по течению реки в пределах исследуемого участка возрастает. В течение периода наблюдений эта разница в среднем составляла 475 мг/л, что эквивалентно приблизительно 40% общей концентрации растворенных солей (1175 мг/л), поступающих с речными водами через верхнюю границу участка. Расчетная разница хорошо согласуется с данными наблюдений. Результаты моделирования показали, что примерно половина этой разницы возникает за счет поступления растворенных солей из притоков, а другая половина – за счет разгрузки в реку высокоминерализованных подземных вод. Модельный анализ свидетельствует также о том, что возрастание минерализации воды в реке может происходить скорее в нескольких коротких рукавах, а не рассредоточиваться на всем протяжении реки.

Представляется, что, несмотря на некоторые ограничения, модель достаточно хорошо откалибрована, чтобы ее можно было использовать для оценки последствий принятия альтернативных решений или стратегий, касающихся проблем планирования водных ресурсов, управления водными ресурсами и контроля за качеством воды. Применимость модели для решения задач управления в пределах долины реки Арканзас была показана путем оценки последствий, связанных с некоторыми возможны-

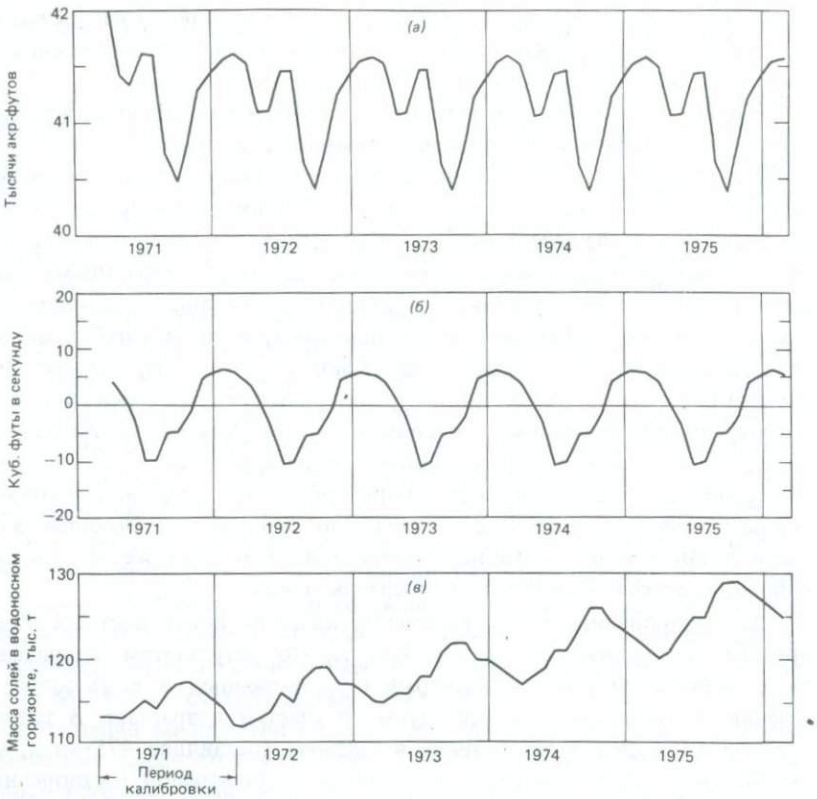


Рис. 9.10. Результаты экстраполяции данных, относящихся к однолетнему периоду калибровки, на 5-летний период с помощью модели массопереноса, долина реки Арканзас, шт. Колорадо. *а* – объем запасов подземных вод; *б* – изменения речного стока; *в* – масса солей в водоносном горизонте [20].

ми изменениями политики водопользования [20]. Откалиброванная модель использовалась для прогнозирования долговременных (5-летних) изменений, которые могут возникнуть в системе водоток – водоносный горизонт в условиях, когда происходят и не происходят изменения в режиме орошения. Прогнозы долговременных тенденций в случае, когда режим орошения остается неизменным, были основаны на предпосылке, что все нагрузки на водоносный горизонт, имевшие место в течение первого года, повторяются на протяжении каждого последующего года. Экстраполируя результаты моделирования, полученные с использованием значений нагрузок и режима орошения, имевших место в течение однолетнего периода исследований, можно получить данные, являющи-



Рис. 9.11. Средние концентрации растворенных солей в воде аллювиального водоносного горизонта, долина реки Арканзас, шт. Колорадо (1971–1982 гг.)

еся основой сравнительного анализа, имеющего целью оценку последствий изменения принятых решений.

Результаты упомянутых модельных расчетов на 5-летний период приведены на рис. 9.10. Две гидрогеологические переменные – объем запасов подземных вод, а также приток в реку и потери речного стока – характеризуются заметными сезонными колебаниями в рамках каждого года, однако мало изменяются в среднемноголетнем разрезе. С другой стороны, сезонные изменения массы находящихся в водоносном горизонте солей происходят на фоне долговременной тенденции, направленной на увеличение минерализации подземных вод. Поскольку был установлен тот факт, что возрастание минерализации подземных вод, предсказанное в предположении, что нагрузки на водоносный горизонт останутся неизменными, может быть связано с ошибками моделирования, возможные последствия изменений в режиме орошения или политики водопользования оценивались скорее в относительном, а не в абсолютном выражении. Конечно, не исключается вероятность того, что долговременная тенденция повышения минерализации подземных вод может быть действительно установлена в полевых условиях.

В течение 10 лет, последовавших за однолетним периодом наблюдений, системы землепользования, водопользования и орошения в пределах исследуемой территории остались практически прежними, хотя детальных сведений, подтверждающих это, нет. В феврале 1982 г. для оценки истинных долговременных тенденций изменения качества подземных вод и оценки точности модельных прогнозов было проведено повторное опробование исследуемой территории. На рис. 9.11 для срав-

нения приведены данные о наблюдавшихся в 1971, 1972 и 1982 гг. и рассчитанных на модели средних концентрациях растворенных в воде солей (модельные прогнозы были получены путем экстраполяции до 1982 г. расчетных значений, относящихся к 1976 г.). Прогнозы свидетельствуют о том, что при условии, если бы нагрузки на водоносный горизонт, имевшие место в 1971–1972 гг., оставались неизменными, то происходило бы постепенное долговременное увеличение минерализации подземных вод на 2% в год. За период наблюдений (зима 1971 г. – зима 1972 г.) минерализация подземных вод повысилась на 6%; эта величина является статистически значимой (при 0,025-ом уровне обеспеченности). Вместе с тем с 1972 по 1982 г. минерализация возросла всего на 1%; это изменение при уровне обеспеченности 0,025 не является статистически значимым. Полученные на модели прогнозы (см. рис. 9.10) говорят также о том, что в среднемноголетнем разрезе не должны происходить изменения уровней водоносного горизонта. Модельный прогноз подтвердился проведенными в 1982 г. замерами уровня. Эти замеры показали, что уровни воды в наблюдательных скважинах во всех случаях совпадали с замеренными ранее значениями с точностью до нескольких сотых метра.

Первостепенный вопрос заключается в том, с чем связана ошибка прогноза закономерностей изменения минерализации подземных вод. Ее можно объяснить несколькими причинами, и любая из них имеет порядок, сопоставимый с порядком ошибки прогнозирования. Возможно, недостаточно точно была проведена калибровка модели массопереноса. Ряд упрощений, принятых для периода калибровки, могли привести к ошибкам, которые не сказываются в течение одного года, но могут со временем накапливаться или нарастать. Кроме того, нагрузки, имевшие место в течение исследуемого периода времени, могли оказаться нетипичными. Интенсивность атмосферных осадков и речного стока в течение исследуемого периода были близки к средним значениям, однако недостаток фактической информации за предыдущие годы не позволил установить, являлись ли интенсивность подземного водоотбора и орошения, осуществлявшегося за счет поверхностных вод, а также соотношение отбора подземных и поверхностных вод достаточно представительными по отношению к долговременным средним значениям этих параметров, характерным для исследуемой территории.

Анализ данных наблюдений за режимом речного стока свидетельствует о том, что однолетний период исследований приходился на середину трехлетнего короткого цикла (1971–1973 гг.), когда происходило снижение интенсивности речного стока. Это в свою очередь могло совпасть с тенденцией к возрастанию минерализации воды в реке, а также в

оросительных каналах, в которых в течение периода исследований находилось около 35% общего количества воды, идущей на орошение. Поскольку кратковременная (трехлетняя) тенденция не является показательной в отношении долговременного тренда, характерного для реки Арканзас, был сделан вывод о том, что однолетний период исследований оказался слишком коротким в ряду режимных наблюдений, чтобы обеспечить калибровку модели массопереноса, на которой можно было бы получать долговременные прогнозы. Анализ немногочисленных исторических данных о качестве подземных вод в пределах исследуемого района (эти данные относятся главным образом к 1959–1961 гг.) подтверждает гипотезу о том, что минерализация подземных вод на орошаемых территориях достигла долговременного динамического равновесия, отвечающего сложившемуся в настоящее время режиму орошения. Поскольку калибровка модели выполнялась применительно к периоду, в течение которого наблюдалась заметная тенденция к повышению минерализации, совершенно естественно, что по результатам последующих прогнозных модельных расчетов получилось, что повышение минерализации во времени будет продолжаться (к такому же выводу можно было бы прийти, используя статистическую модель, построенную на эмпирической основе). На рис. 9.11 приведены также результаты предварительной повторной калибровки модели, в процессе которой подгонялись лишь некоторые из числа параметров, влияющих на оценки интенсивности и режима питания, а также минерализацию поступающей воды. Значения параметров уточнялись в относительно узких рамках неопределенности, связанной с их замерами. Результаты калибровки свидетельствуют о том, что модель достаточно чувствительна к погрешностям в оценках питания. Степень этой чувствительности такова, что неточность долговременных прогнозов может объясняться одними только погрешностями оценки питания. Результаты калибровки иллюстрируют также эффект "рычага", состоящий в том, что изменение параметров очень слабо сказывается на реакции системы, наступающей спустя короткий промежуток времени, в частности на реакции системы в течение того года, по которому проводилась первоначальная калибровка модели, однако со временем это влияние усиливается, вследствие чего спустя 11 лет (к 1982 г.) погрешности становятся значительными. Очевидно, что со временем достоверность прогнозов снижается, а соответствующие доверительные интервалы расширяются. Отношение длины прогнозного периода к продолжительности периода калибровки – один из факторов, который необходимо учитывать при оценке достоверности прогнозов. Сбор новых данных после выработки прогнозных решений создает основу для строгой проверки точности модели. Тща-

тельный анализ природы и причин ошибок прогнозирования должен привести к улучшению понимания гидрогеологических условий, характерных для водоносной системы. Последующая повторная калибровка модели на основе получаемых таким образом новых данных способствует расширению ее информационной базы и, следовательно, ведет к повышению устойчивости и достоверности новых прогнозов, которые могут быть получены с использованием этой модели. Однако, в случае если повторно откалиброванная модель, основанная на 11-летнем ряду наблюдений, используется для прогнозирования влияния новых или сильно изменившихся нагрузок на водоносный горизонт, которые являются нетипичными или выпадают из диапазона нагрузок, имевших место в течение периода наблюдений, прогнозы следует интерпретировать с осторожностью.

Доказано, что в этом случае прогнозы, относящиеся к количественным оценкам фильтрации подземных вод, являются более точными, чем прогнозы, имеющие отношение к качеству подземных вод. Как мы полагаем, это в основном связано с тем, что переменные характеристики фильтрационного потока быстрее реагируют на изменения в системе, чем переменные массопереноса. Иными словами, для диапазона и типа нагрузок, характерных для рассматриваемой территории, а также для целей долговременного прогнозирования однолетний период калибровки оказался адекватным при создании модели фильтрации подземных вод, однако слишком коротким для модели массопереноса. Это не говорит о том, что модель массопереноса является несостоятельной или непригодной. Напротив, ее разработка и применение ведут к значительному совершенствованию наших представлений о взаимосвязи между факторами, влияющими на изменения минерализации в системе водоток – водоносный горизонт; эта модель была и остается важным средством проверки гипотез. Калибровка модели, проводившаяся по однолетнему циклу наблюдений, все же создает адекватную основу для долгосрочного прогнозирования реакции системы водоток – водоносный горизонт на предполагаемые изменения в системе орошения или водопользования, поскольку интерпретация результатов моделирования проводится скорее в контексте относительных, а не абсолютных оценок, а прогнозы расцениваются соответствующим образом.

9.5. Выводы. В настоящее время нет надежного метода для уверенного прогнозирования будущего. Однако, поскольку нужно принимать решения в отношении управляющих воздействий, возникает необходимость в прогнозировании будущих условий тем или иным способом. Для того чтобы получить как можно более надежное прогнозное решение данной гидрогеологической задачи и достичь наилучшей оценки будуще-

го поведения системы, необходимо привлечь и оценить всю информацию, имеющую отношение к рассматриваемой задаче. В количественном выражении эту задачу можно решить с помощью детерминированных имитационных моделей, создающих возможность для обобщения и синтеза всей имеющейся информации на основе теорий, описывающих ведущие процессы. Наши современные представления о множестве процессов, протекающих в гидрогеосфере, теоретически являются достаточно адекватными для того, чтобы прогнозировать поведение гидрогеологической системы. На практике при создании моделей мы сильно ограничены неадекватностью имеющихся данных, препятствующей достоверному описанию свойств водоносного горизонта, нагрузок и соответствующих реакций системы, имевших место в прошлом. Не располагаем мы и возможностью прогнозировать будущие нагрузки. Следовательно, в целом более достоверно мы можем прогнозировать относительную реакцию гидрогеологической системы на конкретные заданные нагрузки (или изменения нагрузки), чем истинное будущее состояние системы.

В целом требуется чрезвычайная осторожность при разработке, представлении и использовании прогнозов, относящихся к будущему поведению водоносного горизонта. Поскольку достоверность оценки будущих нагрузок снижается с увеличением прогнозного промежутка времени, а наблюдавшееся в прошлом поведение системы может не отражать относительную важность или степень участия различных ведущих процессов при новых нагрузках, неопределенность прогнозов с увеличением прогнозного отрезка времени будет возрастать. В одном из приведенных примеров было показано, что однолетний период детальных наблюдений создал неадекватную базу для прогнозирования долговременных (10-летних) изменений минерализации подземных вод. Другой пример говорит о том, что калибровка модели, проводившаяся по 40-летнему периоду наблюдений, сама по себе не является надежной основой для прогнозирования изменений уровня подземных вод на 10-летний период. Эти примеры, хотя они определенно не являются ни всеобъемлющими, ни категоричными в части выводов, во всяком случае, поднимают серьезные вопросы, относящиеся к нашим возможностям прогнозировать будущее состояние гидрогеологических систем. Эти примеры по меньшей мере заставляют задуматься о достоверности и правомерности прогнозов миграции в подземных водах загрязняющих веществ, которая может длиться на участках, где ранее могли отсутствовать данные наблюдений за явлениями массопереноса, тысячелетия. Несмотря на это, все прогнозы должны сопровождаться некоторыми оценками их неопределенности; необходимо также оценивать доверительные интервалы и прямые статистические показатели.

Учитывая точность прогнозов, которую обеспечивают модели в примерах, рассмотренных в данной главе, у любого человека может возникнуть справедливый вопрос: а в чем же состоит ценность детерминированных гидрогеологических моделей? Можно ли их использовать для прогнозирования будущего состояния гидрогеологической системы? Можно ли применять для прогнозирования более простые статистические модели, основанные на экстраполяции наблюдающихся тенденций и взаимосвязей? В чем заключается основное назначение детерминированных гидрогеологических моделей? Ответы на эти вопросы не очевидны и могут зависеть от конкретной природной системы и характера решаемой задачи. В рассмотренных в данной главе примерах полевых исследований экстраполяция существующих в настоящее время тенденций не могла бы улучшить результат. Мы утверждаем, что в целом детерминированные имитационные гидрогеологические модели представляют собой необходимое средство для анализа водоносных систем и прогнозирования их реакции на определенные нагрузки. Однако точность прогнозов, получаемых с помощью этих моделей, не всегда отвечает их первоначальному назначению. Правильнее будет сказать, что они являются средством получения количественных оценок и обеспечения согласования в рамках концепций относительно ведущих процессов и данных, описывающих коэффициенты, входящие в соответствующие уравнения, а также средством достижения согласования между ними. Под таким углом зрения модель способствует более полному пониманию факторов, контролирующих процессы фильтрации подземных вод и массопереноса. Хотя при претенциозном отношении к моделям можно показать, что к более правильному пониманию того или иного аспекта, получаемому в результате применения и калибровки детерминированной модели, можно было бы прийти и без нее, анализ ряда модельных исследований свидетельствует о том, что использование модели неизменно приводит к совершенствованию представлений о некоторых деталях условий в водоносном горизонте, что, по сути дела, не достигалось при исследованиях, проводившихся ранее без привлечения моделей.

Модель, имитирующая водоносный горизонт, является не чем иным, как приближенным подобием сложных природных условий. Всегда остается возможность для совершенствования этой аппроксимации. Следовательно, модель следует рассматривать как динамическое подобие природной системы, подлежащее дальнейшему уточнению и усовершенствованию. По мере поступления новой информации предшествующие прогнозы могут и должны модифицироваться. Обратная связь натурных исследований с предварительными моделями не только помогает исследователю установить более обоснованные приоритеты в системе сбора

дополнительных данных, но и позволяет осуществить проверку гипотез, касающихся ведущих процессов, и тем самым разработать усовершенствованную концептуальную модель системы и решить стоящие задачи. Словом, во многих случаях главное назначение анализа, основанного на использовании детерминированных гидрогеологических моделей, заключается в поиске содержательных путей, направленных на совершенствование наших представлений о водоносной системе. Это в свою очередь должно способствовать более рациональному управлению ресурсами подземных вод района независимо от точности модельных прогнозов.

Сейчас уже стало обычным делом, когда при проведении всесторонних крупномасштабных гидрогеологических исследований разрабатываются и калибруются имитационные модели: такие модели применяются и для получения прогнозных решений. Не представляет исключения ситуация, когда после завершения программы исследований в пределах изучаемого района сбор данных и работы по ведению мониторинга сокращаются. Это неизбежно приведет в будущем к недостатку информации о фактических нагрузках и соответствующих реакциях водоносного горизонта в течение периода, на который были получены прогнозные решения. Неопределенность в отношении естественных и антропогенных нагрузок может быть настолько велика (как в приведенном примере по участку в шт. Аризона), что при проверке правильности прогноза окажется невозможным отделить ее от других источников ошибок. Хотя в упомянутом примере, возможно, все ошибки прогнозных решений были обусловлены ошибками в задании нагрузок на водоносный горизонт, более вероятным считается предположение о том, что определенный вклад в общую ошибку внесли также погрешности, заложенные в концептуальную модель, и погрешности оценки значений фильтрационных параметров. Однако анализ относительного участия этих факторов остается труднодоступным. Представляется разумным вывод о том, что применение более сложной модели с более дробной разбивкой области фильтрации не смогло бы улучшить возможности прогнозирования поведения водоносной системы. Однако в связи с этим может возникнуть еще один вопрос: а нельзя ли для достижения тех же целей и точности прогнозирования использовать более простые в концептуальном отношении модели? На этот сложный вопрос можно ответить, сравнивая различные модели. Такое сравнение позволило бы оптимизировать уровень их сложности. Кроме того, прогнозирование может являться не первоочередным поводом, мотивирующим сознание имитационной модели. Таким образом, выбор соответствующего типа модели и соответствующего уровня сложности останется субъективной процедурой и всегда будет зависеть от здравого смысла и опыта специалиста, анализирующего

возможности и результаты моделирования, а также от степени обеспеченности модели исходной информацией об изучаемой системе.

Теоретическая стройность и сила чисто детерминированного подхода должны сочетаться с практическими компромиссами, связанными со сложными неоднородными условиями реальной геологической среды, содержащей мировые ресурсы подземных вод. Эти компромиссы заключаются в необходимости выбора (тем или иным способом) стохастических или детерминированных подходов. Диапазон этих подходов достаточно широк: от прямого анализа чувствительности, основанного на использовании детерминированной модели (такой подход был рассмотрен на примере водоносного горизонта, приуроченного к известнякам формации Мадисон), до разработки и решения стохастических дифференциальных уравнений, прямо учитывающих изменчивость параметров водоносного горизонта. В рассмотренных в данной главе примерах решения прогнозных задач очевидная неточность модельных прогнозов могла бы быть связана с неучетом случайных компонентов или неопределенностей. В настоящее время нам не известно, можно ли в этих случаях путем учета неопределенностей в оценках параметров и потенциальных нагрузок получить прогнозы с доверительным интервалом, который включал бы наблюдавшуюся реакцию гидрогеологической системы.

Необходимо отдавать себе отчет в том, что, когда параметры модели подобраны таким образом, что достигается наилучшее согласование выходов с данными наблюдений за режимом, модель при прогнозировании будущих условий склонна к экстраполяции существующих тенденций. Таким образом, основное ограничение эмпирически построенных статистических моделей, связанное с тем, что они не могут давать достоверный прогноз реакции системы на нагрузки, выходящие за пределы диапазона нагрузок, имевших место в прошлом, распространяется и на детерминированные гидрогеологические модели, калибровка которых выполняется по данным наблюдений за режимом подземных вод. Достоинство детерминированных моделей заключается в том, что они воспроизводят реальные гидрогеологические процессы и, следовательно, включают причинно-следственные связи. Однако особое внимание следует уделять точности, с которой можно предсказать (или оценить) будущие "причины" (нагрузки), поскольку именно это может являться основным источником погрешностей при прогнозировании будущих "следствий" (реакций системы). Способность детерминированных моделей воспроизводить процессы составляет основу для прогнозирования или экстраполяций реакций системы за пределами ранее наблюдавшихся нагрузок и реакций. Однако не следует забывать о том, что концепции, лежащие в основе данной модели (например, предпосылка о двумерно-

ти процесса фильтрации, осреднение по вертикали значений параметров, а также принятая геометрия и граничные условия), справедливы лишь в пределах диапазона нагрузок, имевших место в прошлом. Эти же концепции могут оказаться слишком упрощенными или привести к неправомерным аппроксимациям при новых, ранее не наблюдавшихся типах и интенсивности нагрузок.

Из числа двух основных типов гидрогеологических процессов – фильтрации и массопереноса – намного сложнее анализировать и прогнозировать последний. Задачи фильтрации во многих случаях можно упростить, используя принцип суперпозиции. В результате открывается возможность прямых расчетов изменений напора, связанных с изменениями нагрузок на водоносный горизонт. Задача фильтрации рассматривается просто как подсистема задачи массопереноса; в такой общей постановке поток описывается в терминах истинных напоров и гидравлических градиентов, а не только их изменений. Кроме того, уравнение конвективного переноса растворенных в воде солей менее полно описывает процессы и факторы, влияющие на их концентрацию, чем уравнение фильтрации – процессы и факторы, обусловливающие то или иное поле напоров. Точное решение первого из названных уравнений получить труднее; для этого требуются бóльшие затраты. Поскольку время реакции системы на продвижение зоны с изменяющимся давлением жидкости намного короче, чем время реакции на миграцию растворов, пространственный масштаб изменчивости концентраций намного меньше, чем масштаб изменчивости напоров. Следовательно, время реакции системы на процессы массопереноса соответственно больше, в связи с чем калибровку и оценивание моделей массопереноса, проводящиеся с использованием полевых данных, выполнять сложнее, чем в случае с моделями фильтрации.

Такие модели не следовало бы использовать для целей прогнозирования, а полученные прогнозы принимать к действию, однако это упускается из виду. Во многих случаях необходимо было бы сконцентрировать усилия на проведении работ по проверке достоверности прогнозных решений. После получения прогнозов сбор необходимых данных может быть продолжен, благодаря чему можно продолжить проверку и оценивание модели по мере того, как изменяются нагрузки в пределах исследуемой территории. Однако более важным является то обстоятельство, что анализ природы и размеров ошибок прогнозирования может значительно усовершенствовать наши представления о системе и повысить значимость последовательно модифицируемой модели. Исправленные прогнозы впоследствии могут использоваться с бóльшим доверием.

Благодарности. Мы выражаем признательность В.М. Алли, Р.Л. Кулли и Ю.М. Ландверу за высказанные ими полезные замечения, Т.У. Андерсону за любезно предоставленную помощь и последние данные о гидрогеологических условиях шт. Аризона, Р.А. Петтиджону и М.А. Персону за помощь в анализе данных.

Литература

1. *Anderson M.P.* (1979) Using models to simulate the movement of contaminants through groundwater systems. CRC Crit. Rev. Environ. Control. **9**(2), 37–156.
2. *Anderson T.W.* (1968) Electric analog analysis of ground-water depletion in central Arizona. U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1860.
3. *Bachmat Y., Bredehoeft J.D., Andrews B., Holtz D., Sebastian S.* (1980) Groundwater management: the use of numerical models. Am. Geophys. Union, Water Resources Monograph 5.
4. *Bear Jacob* (1979) Hydraulics of groundwater. New York: McGraw-Hill.
5. *Bredehoeft J. D., Pinder G.F.* (1973) Mass transport in flowing ground water. Water Resources Res., **9**(1), 194–209.
6. *Cooley R.L.* (1977) A method of estimating parameters and assessing reliability for models of steady state ground-water flow, 1. Theory and numerical properties. Water Resources Res., **13**(2), 318–324.
7. *Cooley R.L.* (1982) Incorporation of prior information of parameters into nonlinear regression groundwater flow models, 1. Theory. Water Resources Res., **18**(4), 965–976.
8. *Davidson E.S.* (1979) Summary appraisal of the nation's ground-water resources – lower Colorado region. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 813-R.
9. *Downey J.S., Weiss E.J.* (1980) Preliminary data set for three-dimensional digital model of the Red River and Madison aquifers. U.S. Geol. Survey Open-File Report 80–756.
10. *Ferris J.G., Knowles D.B., Brown R.H., Stallman R.W.* (1962) Theory of aquifer tests. U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1536-E, pp. 69–174.
11. *Freeze R.A.* (1982) Hydrogeological concepts in stochastic and deterministic rainfall-runoff predictions. In: *Narasimhan T.N.* (ed.), Recent Trends in Hydrogeology. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 189, pp. 63–79.
12. *Freeze R.A., Cherry J.A.* (1979) Groundwater. Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice-Hall.
13. *Garder A.O., Peaceman D.W., Pozzi A.L., Jr.* (1964) Numerical calculation of multidimensional miscible displacement by the method of characteristics. Soc. Petrol. Eng. J., **4**(1), 26–36.
14. *Gelhar L.W., Gutjahr A.L., Naff R.L.* (1979) Stochastic analysis of macrodispersion in a stratified aquifer. Water Resources Res., **15**(6), 1387–1397.
15. *Grove D.B.* (1976) Ion exchange reactions important in groundwater quality models. Advances in Groundwater Hydrology. American Water Res. Assoc., pp. 144–152.
16. *Grove D.B.* (1977) The use of Galerkin finite-element methods to solve masstransport equations. U.S. Geol. Survey Water Resources Inv. 77–49.
17. INTERA Environmental Consultansts, Inc. (1979) Revision of the documentation for a model for calculating effects of liquid water disposal in deep saline aquifers. U.S. Geol. Survey Water-Resources Inv. 79–96.

18. *Konikow L.F.* (1976) Preliminary digital model of ground-water flow in the Madison Group, Powder River Basin and adjacent areas, Wyoming, Montana, South Dakota, North Dakota, and Nebraska: U.S. Geol. Survey Water-Resources Inv. 63–75.
19. *Konikow L.F., Bredehoeft J.D.* (1974a) Modeling flow and chemical quality changes in an irrigated stream-aquifer system. Water Resources Res., **10**(3), 546–562.
20. *Konikow L.F., Bredehoeft J.D.* (1974b) A water quality model to evaluate water management practices in an irrigated stream-aquifer system. In: *Flack J.E., Howe C.W.* (eds), Salinity in Water Resources. Boulder: Merriman, pp. 36–59.
21. *Konikow L.F., Bredehoeft J.D.* (1978) Computer model of two-dimensional solute transport and dispersion in ground water. U.S. Geol. Survey Techniques of Water-Resources Inv., Book 7, Chap. C2.
22. *Larson S.P.* (1978) Direct solution algorithm for the two dimensional ground-water flow model. U.S. Geol. Survey Open-File Report 79–202.
23. *Lewis B.D., Goldstein F.J.* (1982) Evaluation of a predictive ground-water solute-transport model at the Idaho National Engineering Laboratory, Idaho. U.S. Geol. Survey Water-Resources Inv. 82–25.
24. *Lohman S.W.* (1972) Definitions of selected ground-water terms – revisions and conceptual refinements. U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper 1988.
25. *Matalas N.C., Maddock T., III* (1976) Hydrologic semantics. Water Resources Res., **12**, (1), 123.
26. *Matalas N.C., Landwehr J.M., Wolman M.G.* (1982) Prediction in water management. In: Scientific Basis of Water Resources Management. Geophysics Study Committee, National Academy Press, Washington D.C., pp. 118–127.
27. *Matheron G., De Marsily G.* (1980) Is transport in porous media always diffusive? a counterexample. Water Resources Res., **16**(5), 901–917.
28. *Mercer J.W., Faust C.R.* (1980) Ground-water modeling: an overview. Ground Water, **18**(2), 108–115.
29. *Nace R.L.* (1967) Are we running out of water? U.S. Geol. Survey Circ. 536.
30. *Neuman S.P.* (1980) A statistical approach to the inverse problem of aquifer hydrology, 3: Improved solution method and added perspective. Water Resources Res., **16**(2), 331–346.
31. *Neuman S.P.* (1982). Statistical characterization of aquifer heterogeneities: an overview. *Narasimhan T.N.* (ed.), Recent trends in hydrogeology. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 189, pp. 81-102.
32. *Ogata A.* (1964) Mathematics of dispersion with linear adsorption isotherm. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 411-H.
33. *Peaceman D.W.* (1977) Fundamentals of Numerical Reservoir Simulation. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Co.
34. *Pickens J.F., Grisak G.E.* (1981) Modeling of scale-dependent dispersion in hydrogeologic systems. Water Resources Res., **17**(6), 1701–1711.
35. *Pinder G.F.* (1973) A Galerkin-finite element simulation of ground-water contamination on Long Island, New York. Water Resources Res., **9**(6), 1657–1669.
36. *Pinder G.F., Cooper H.H., Jr.* (1970) A numerical technique for calculating the transient position of the saltwater front. Water Resources Res., **6**(3), 875–882.
37. *Pinder G.F., Gray W.G.* (1977) Finite Element Simulation in Surface and Subsurface Hydrology. New York: Academic Press.
38. *Pinder G.F., Shapiro A.* (1979) A new collocation method for the solution of the convection-dominated transport equation. Water Resources Res., **15**(5), 1177–1182.
39. *Reddell D.L., Sunada D.K.* (1970) Numerical simulation of dispersion in groundwater aquifers. Colorado State University Hydrology Paper 41.

40. *Remson I., Hornberger G.M., Molz F.J.* (1971) Numerical Methods in Subsurface Hydrology. New York: Wiley-Interscience.
41. *Robertson J.B.* (1974) Digital modeling of radioactive and chemical waste transport in the Snake River Plain aquifer at the National Reactor Testing Station, Idaho. U.S. Geol. Survey Open-File Report IDO-22054.
42. *Scheidegger A.E.* (1961) General theory of dispersion in porous media. J. Geophys. Res., 66(10), 3273–3278.
43. *Smith L., Schwartz F.W.* (1980) Mass transport, 1: A stochastic analysis of macroscopic dispersion. Water Resources Res., **16**(2), 303–313.
44. *Solley W.B., Chase E.B., Mann W.B., IV* (1983) Estimated use of water in the United States in 1980. U.S. Geol. Survey Circular 1001.
45. *Theis C.V.* (1935) Relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. Am. Geophys. Union Trans., **16**, 519–524.
46. *Trescott P.C., Pinder G.F., Larson S.P.* (1976) Finite-difference model for aquifer simulation in two dimensions with results of numerical experiments. U.S. Geol. Survey Techniques of Water-Resources Investigations, Book 7, Ch. Cl.
47. *Umari A., Willis R., Liu P.L.-F.* (1979) Identification of aquifer dispersivities in two-dimensional transient groundwater contaminant transport: an optimization approach. Water Resources Res., **15**(4), 815–831.
48. US Water Resources Council (1980) Essentials of ground-water hydrology pertinent to water-resources planning. Bulletin 16(revised).
49. *Van Genuchten M.T., Alves W.J.* (1982) Analytical solutions of the one-dimensional convective-dispersive solute-transport equation. U.S. Dept. Agriculture, Techn. Bull. 1661.
50. *Wang J.F., Anderson M.P.* (1982) Introduction to Groundwater Modeling. San Francisco: W.H. Freeman & Company.
51. *Watson R.A.* (1969) Explanation and prediction in geology. J. Geol., **77**, 488–494.
52. Woodward Clyde Consultants (1981) Well-field hydrology technical report for the ETSI coal slurry pipeline project. U.S. Bureau of Land Management.

10. Качество воды

Т.Д. Стил

10.1. Введение*10.1.1. Цель и объем данных.* Цель настоящей главы – обзор возможностей и необходимости прогнозирования для описания характера и оценки качества воды. Обзор построен таким образом, чтобы он отражал современный уровень познания и понимания задач, связанных с качеством воды и влияющих на принятие решений в области планирования и управления водными ресурсами. Приводимый обзор, конечно, не является исчерпывающим описанием методов прогнозирования в отношении приемов обработки информации и применения моделей. Нами скорее рассматриваются отдельные модели и другие прогнозные методы с тем, чтобы в первую очередь показать весь диапазон методов, которые разработаны к настоящему времени для оценки качественных характеристик воды данной гидрологической (гидролого-гидрогеологической. – *Ред.*) системы.

Как было показано Стилом [128], четкое определение целей предстоящих исследований – необходимое требование, предваряющее постановку любой программы по сбору данных и созданию моделей, лежащих в основе разработки прогнозов качества воды. Отсутствие такого четкого определения может привести к неэффективному использованию значительных материальных ресурсов и не обеспечить достижение целей исследований.

После того как определена цель исследований и очерчен необходимый объем связанной с ней информации, при решении любой прогнозной задачи последовательно проходят этапы сбора данных, выбора модели и ее применения для решения конкретной задачи. Если для сложной гидрохимической модели, построенной на уточненной концептуальной основе, нет достаточного объема данных, такую модель не следует выбирать для своих исследований и пытаться ее использовать. Более того, даже при наличии детальной информации для сравнительно простых задач, которые можно решить иными методами, чем моделирование, не следует останавливаться на выборе дорогостоящих моделей. Иными словами, нет смысла тратить ресурсы сверх очевидной необ-

---

T.D. Steele, Water Resources Manager, In-Situ Inc. Lakewood, Colorado, USA.

ходимости, продиктованной целями исследований, а также сверх уровня неопределенности, заложенного в сформулированные цели. Любая из выбранных моделей должна иметь разумные пределы в отношении необходимого объема исходных данных или информационной базы, нужной для оценки параметров модели. Используя модель или иной эмпирический метод прогнозирования, следует отдавать себе отчет в том, что принятая функция является лишь аппроксимацией процесса или ряда процессов, протекающих в реальных природных системах. Правильное понимание неопределенностей, лежащих в основе любых прогнозных оценок, зачастую помогает избежать ловушки, связанной с излишними восторгами по поводу магических возможностей электронно-вычислительной техники в отношении цифрового моделирования окружающего нас мира, и прийти к реалистическим оценкам применимости альтернативных моделей. В этом случае отпадает также необходимость в проведении анализа чувствительности модели к различным прогнозным решениям и в оценке погрешностей или неопределенностей, присущих какому-либо модельному решению.

Чтобы конкретизировать предмет обсуждения, на рис. 10.1 приведена блок-схема, на основе которой можно провести различие между физическими и эмпирическими моделями, описывающими один или более гидрохимических процессов, с одной стороны, и моделями планирования и управления, обычно применяющимися для выработки решений в от-

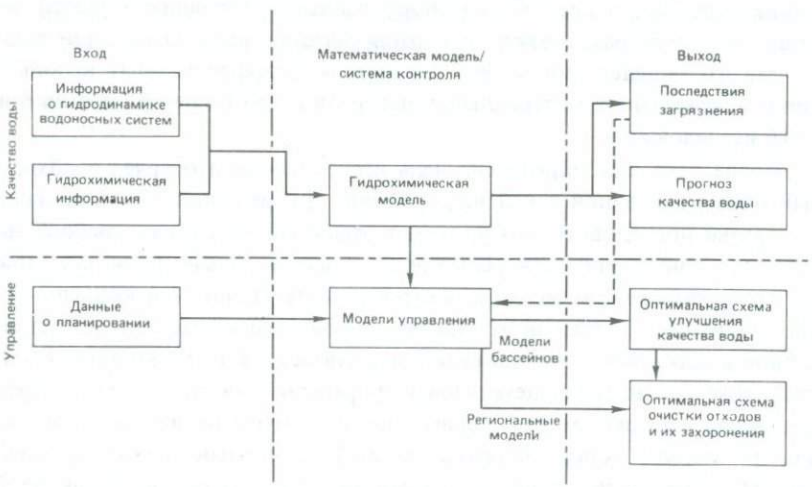


Рис. 10.1. Общее представление о моделях, использующихся для решения задач управления качеством воды [117]. Схема приводится с разрешения Университета шт. Миссисипи.

ношении использования водных ресурсов, – с другой [117]. В какой-то степени это различие обусловлено природой целей моделирования. При решении специфических технических задач выбор соответствующей модели должен проводиться с учетом конкретных технических аспектов. Напротив, при анализе вопросов, связанных с политикой водопользования, последствиями перераспределения ресурсов или оценкой влияния, оказываемого хозяйственной деятельностью человека на окружающую среду, вначале должен проводиться грубый отбор моделей, представленных в наиболее обобщенной форме, и только после этого должны создаваться детальные физические или структурные модели, имитирующие природные процессы, с помощью которых можно было бы решать специфические технические вопросы (см. рис. 10.1).

10.1.2. Правовые предпосылки. Политика контроля за загрязнением воды, проводимая в большинстве развитых стран, определяет направление развития и идейную основу прогнозных гидрохимических моделей. Основа такой политики, проводящейся в национальном масштабе, была заложена в Соединенных Штатах Америки в 1948 г. Здесь был принят Государственный закон о контроле за загрязнением воды (публично-правовой акт 80-845). Этот первый политический акт был подкреплен Государственным законом о качестве воды 1965 г. (публично-правовой акт 89-234) и Законом об очистке воды 1966 г. (публично-правовой акт 89-753). В соответствии главным образом с поправками, внесенными в 1972 г. в Государственный закон о контроле за загрязнением воды (публично-правовой акт 92-500), акценты в национальной водной политике США сместились с научно-технического содействия при разработке методов контроля за загрязнением воды к возможно более полному запрещению сброса сточных вод, связанных с хозяйственной деятельностью человека, который может привести к изменению "естественного" состояния воды. Кроме того, публично-правовым актом 92–500 предусматривается управление качеством воды не на основе стандартов, разработанных применительно к поверхностным водотокам, как это в большинстве случаев делалось прежде, а на основе стандартов, объединяющих требования к качеству воды в поверхностных водотоках и к сбрасываемым жидким отходам [114]. Для ведения наблюдений за химическим составом сбрасываемых стоков требуется создание специальных организаций по проверке данных автоматизированного мониторинга. Со временем для того, чтобы увязать систему наблюдений за сбрасываемыми стоками с системой принятия решений, направленных на обязательное управление качеством воды, были созданы стандарты на жидкие отходы, нормирующие условия их захоронения.

В этом отношении регламентирующее законодательство касалось

главным образом качества ресурсов поверхностных вод. Как пример можно привести три действующих в США акта, в которых основное внимание уделяется вопросам мониторинга качества подземных вод: 1) Закон об охране питьевых вод 1974 г. (публично-правовой акт 93-523), 2) Закон о сохранении и восстановлении водных ресурсов 1976 г. (публично-правовой акт 94-580), 3) Закон о контроле за использованием и о восстановлении территорий при открытой разработке полезных ископаемых (1977 г.) (публично-правовой акт 95-87). Требования к системе мониторинга, установленные в этих директивных предписаниях, напрямую обусловливают необходимость в привлечении методов, позволяющих оценивать последствия того или иного управляющего воздействия; в качестве такого метода часто используется метод моделирования. Так, например, Закон о контроле за использованием и о восстановлении территорий при открытой разработке полезных ископаемых предусматривает необходимость оценки "возможных суммарных воздействий" ряда предполагаемых горных выработок на региональные гидрогеологические условия.

10.1.3. Ограничения. В рамках настоящеи главы первостепенное внимание будет уделено различным вопросам, связанным с качеством воды. Исключение составляют физические аспекты, относящиеся к процессам, протекающим в речных осадках. Подходы, основанные на моделировании этих процессов, традиционно подразумевают привлечение специальных знаний в области гидрогеологии. В настоящей главе, в частности, будут обсуждаться вопросы химических взаимодействий между растворенными в воде компонентами, с одной стороны, и взвешенными или подстилающими донными осадками – с другой [33]. Возможности физического моделирования осадкообразования (см., например, работы [95, 152, 81]) детально в рамках настоящей главы рассматриваться не будут. Кроме того, мы не будем касаться вопросов моделирования экосистем [25, 151]. Аспекты, связанные с зависимостью химического состава воды от характера осадков, обломочного материала, жизнедеятельности наземных и водных растений, включают целый ряд сложных и тесно взаимосвязанных процессов, которые могли бы стать темой совершенно отдельного обсуждения.

10.2. Обзор современного состояния методов оценки качества воды.
10.2.1. Изучение фоновых характеристик качества воды. Изучение фонового состояния качества воды составляет основу анализа последствий проектируемых мероприятий, допустимых и других управляющих воздействий. Эти работы в стране в основном проводятся Управлением по охране окружающей среды США и Управлениями по контролю за загряз-

нением воды отдельных штатов. Подобные работы сосредоточены на всестороннем изучении гидрохимических условий, их возможных циклических или сезонных изменений как следствия колебаний расхода рек или уровней воды, а также любых пространственных изменений. Получаемые в результате таких исследований данные зачастую могут давать необходимую исходную информацию для создания соответствующих моделей. При проведении любых исследований всегда возникает необходимость 1) в выявлении конкретных гидрохимических переменных, подлежащих исследованию, 2) в определении необходимой продолжительности реализации программы изучения фоновых характеристик и 3) в описании форм представления данных, результатов статистического или графического анализа и информации, получаемой в итоге реализации программы по изучению фоновых характеристик.

10.2.1.1. Предложения в связи с сооружением молибденовой шахты в шт. Колорадо (США). Одним из примеров программ по изучению фоновых гидрогеологических характеристик служит программа по гидрохимическому опробованию, осуществлявшаяся на юге центральной части шт. Колорадо. Работы в соответствии с этой программой проводились в течение 5 лет. Несмотря на то что сооружение горных выработок может привести к окислению пирита в пределах и в окрестностях молибденового рудного тела, основное внимание в ходе исследований уделялось качеству поверхностных, а не подземных вод. В последние годы шахтные разработки оказывают влияние на режим стока Коал-Крик и ее притоков. Водораздел Коал-Крик служит основным источником водоснабжения проживающего поблизости населения. Следовательно, последствия перспективного развития горнодобывающей промышленности напрямую скажутся на потенциальных возможностях водораздела Коал-Крик как источника общественного водоснабжения.

Хотя работы по программе, связанной с изучением фоновых гидрохимических характеристик, велись в течение примерно 5 лет, многие наблюдения, проводившиеся по опорной сети, охватывают более короткий промежуток времени. Так, например, гидрохимическая съемка донных осадков проводилась в 1980–1982 гг. В течение этого периода исследований изменялись частота опробования и частота замеров гидрохимических характеристик. Для облегчения системы проверки гидрохимических данных, их передачи и статистического анализа отдельных выборок была разработана машинная система – база данных. Результаты анализа данных, полученных в ходе реализации рассматриваемой программы, а также имеющихся данных, собранных в пределах исследуемой территории различными организациями штата и федеральными организациями, опубликованы в работах [158–160] . В связи

с вводом в действие обогатительной фабрики по извлечению тяжелых металлов из дренажных вод старых горных штолен существенно улучшилось качество воды в нижнем течении Коал-Крик.

10.2.1.2. Предложения в связи с сооружением системы выщелачивания меди из отвалов в шт. Нью-Мексико (США). На предприятии по добыче меди предполагается создать систему выщелачивания отвалов, занимающих площадь 80 га. Концентрация меди, находящейся в отвалах, является недостаточной для того, чтобы перерабатывать ее на горно-обогатительной фабрике, и достаточной для экономически целесообразного выщелачивания. Одним из этапов работ по обоснованию этой системы выщелачивания и ее утверждению властями шт. Нью-Мексико стали исследования, проводившиеся с целью изучения геологического строения и гидрогеологических условий района. По результатам этой обширной программы работ, включавшей бурение скважин и опробование водоносных горизонтов, были описаны их геологические, в том числе гидрогеохимические, условия. Цель программы по изучению фоновых гидрогеологических характеристик заключалась в выявлении природных условий на сопредельных территориях, в частности определение уровней и качества подземных вод. Для решения этой задачи фоновые характеристики определялись по результатам разовых замеров в районах, прилегающих к участку отвалов. Опираясь на полученные данные, были даны оценки интенсивности инфильтрации флюида из системы выщелачивания. При этом анализировалась эффективность различных систем предотвращения инфильтрации продуктов выщелачивания в подстилающие породы, в частности систем искусственного уплотнения и облицовки. Работы по обоснованию системы выщелачивания потребовали также составления программы, предусматривающей ведение мониторинга за гидрогеологическими условиями района, и плана действий на случай непредвиденных обстоятельств, связанных с загрязнением подземных вод. Программа наблюдений за режимом подземных вод оговаривает детали конструкции нагнетательных скважин, порядок отбора проб и полевых замеров, а также перечень гидрогеохимических показателей, подлежащих анализу. Проект по обоснованию системы выщелачивания предусматривает также регулярную передачу информации властям штата после создания этой системы.

10.2.1.3. Предложения в связи с разработкой горючих сланцев в шт. Колорадо (США). К настоящему времени разработана программа, предусматривающая проведение длительных наблюдений за режимом подземных вод на участке площадью 512 км^2, расположенном в западной части шт. Колорадо (США). Эта программа была составлена частной компанией по разработке горючих сланцев с целью полу-

чения фоновых характеристик района, а в конечном счете — оценок последствий сколь-либо значительных воздействий, оказываемых горными выработками на подвижность сингенетичных горючих компонентов [145]. Работы по изучению фоновых гидрогеохимических характеристик выполнялись периодически. Наиболее активный сбор информации проводился в 1957, 1975 гг. и начиная с 1980 г.

Проводившиеся в этот же период работы по наблюдению за поверхностными водами включали непрерывную расходометрию водотока на отдельных створах, описание донных осадков, а также ежемесячное гидрохимическое опробование и ежегодную геохимическую съемку донных осадков на ряде участков с низким расходом потока. В будущем планируются наблюдения за расходом и некоторыми гидрохимическими характеристиками ряда источников рассматриваемой территории. По мере продвижения горных выработок в заданных точках должны проводиться наблюдения за изменениями интенсивности притока в выработки подземных вод. Из некоторых скважин, а также из неглубоко залегающих аллювиальных водоносных горизонтов и более глубоких водоносных горизонтов, приуроченных к коренным породам, раз в три месяца предполагается отбирать пробы воды на химический анализ. Определению в процессе химического анализа подлежат те же компоненты, что и при изучении состава поверхностных вод и вод источников.

На первом этапе реализации проекта по разработке горючих сланцев предусмотрены наблюдения за режимом расходов поверхностных вод; они должны проводиться так же, как и в период изучения фоновых значений гидрогеологических характеристик. Частоту отбора проб из поверхностных водоемов, за некоторыми исключениями, можно снизить до одного раза в три месяца. Аналогично можно отбирать пробы из поверхностных водотоков. Опробование воды в скважинах необходимо проводить с такой же степенью пространственной детальности и сопровождать замерами уровня воды; вместе с тем частоту опробования качества подземных вод можно сократить до двух раз в год.

После отработки месторождения, т. е. в период восстановления территории, должен проводиться минимальный объем наблюдений до тех пор, пока они не будут сведены до еще меньших объемов или прекращены вовсе с санкции директивных учреждений штата. Непрерывные наблюдения за режимом водотоков могут продолжаться лишь на незначительном числе участков. Пробы воды на химический анализ следует отбирать дважды в год. Опробование источников в этот период можно не проводить, а замеры изменений уровней подземных вод и гидрогеохимическое опробование имеет смысл проводить дважды в год и лишь в незначительном числе скважин.

10.2.2. Химический состав донных осадков. Оценка химического состава донных осадков дает информацию, дополняющую результаты химического анализа проб воды, отбираемых на отдельных участках или сплошь на отрезке между двумя гидрометрическими станциями. Речные осадки подвергаются действию переменных условий течения длительный период времени и, таким образом, выступают в роли интеграторов [153]. Химический состав частиц осадка представляет собой результат воздействия наиболее изменчивых гидрохимических условий в течение продолжительного периода времени (несколько месяцев), в ходе которого донные осадки подвергались действию проточной воды. Хотя определенный интерес могут представлять химические реакции взаимодействия воды со взвешенными осадками [33, 100, 101], в настоящем разделе рассматриваются некоторые примеры исследований, в ходе которых изучался химический состав донных осадков, в частности закономерности распространения рассеянных металлов.

10.2.2.1. Река Ротер-Майн, северная Бавария, ФРГ. В соответствии с программой работ по региональной оценке состояния окружающей среды на отрезке реки Ротер-Майн (северная Бавария, ФРГ) была проведена детальная геохимическая съемка донных осадков [96]. В процессе этой разовой съемки по результатам анализа проб, отбиравшихся приблизительно через каждые 500 м, было установлено влияние, оказываемое на качество речных вод промышленными сбросами и сбросами из установок по очистке сточных вод.

10.2.2.2. Река Южный Платт, шт. Колорадо (США). В дополнение к наблюдениям за режимом изменения качества воды в 12–30 створах на 62-км отрезке реки Южный Платт (в районе Денвера) были последовательно проведены три геохимические съемки донных осадков [132]. Химические анализы выполнялись отдельно по каждому из пяти гранулометрических классов (очень грубозернистые и грубозернистые пески, среднезернистые пески, тонкозернистые пески, очень тонкозернистые пески, алевриты и глины). Все три съемки проводились в период относительно низких расходов реки. По результатам исследований были установлены идентичные обратно пропорциональные зависимости между размерами частиц осадков, с одной стороны, и концентрациями отдельных рассеянных металлов, общего азота, общего фосфора и процентного содержания органических веществ в осадочных частицах – с другой. Геохимические профили вдоль русла реки свидетельствуют о том, что влияние, оказываемое на качество воды в реке точечными и неточечными источниками загрязнения, везде различно. В процессе всех трех съемок на профиле были зафиксированы аномальные пики концентраций кадмия вдоль речного русла (рис. 10.2), связанные с локальными

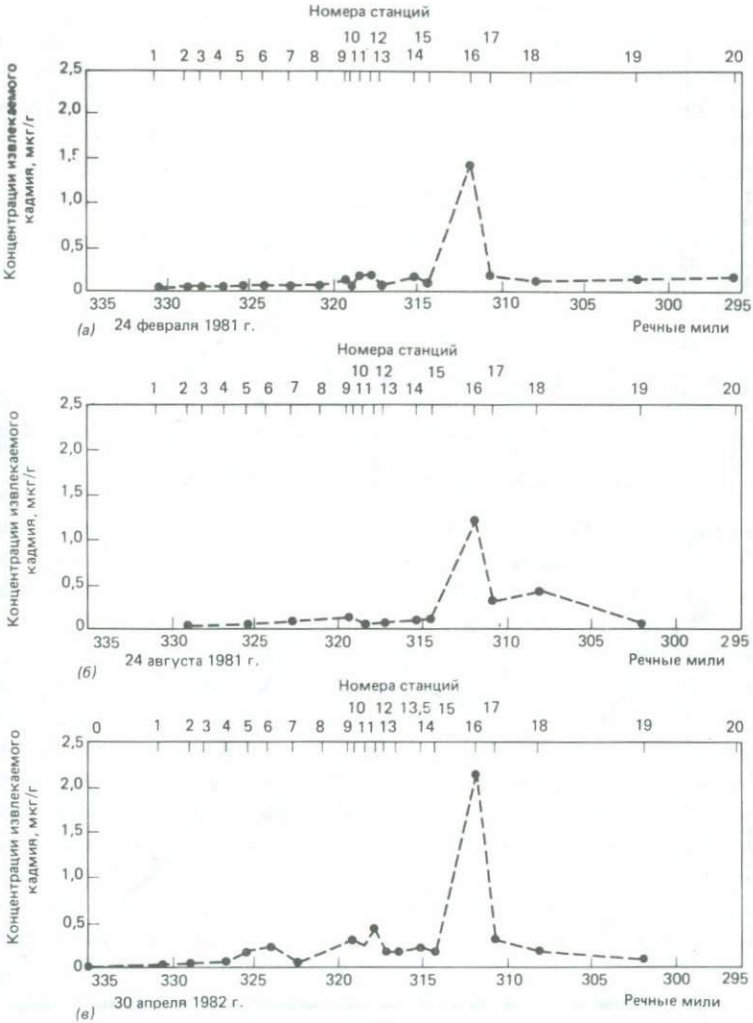


Рис. 10.2. Концентрация извлекаемого кадмия в донных осадках реки Южный Платт, район Денвера, шт. Колорадо [132], Перепечатывается с разрешения Университета шт. Кентукки.

источниками сброса промышленных стоков выше по течению. Были выполнены также оценки соотношений между результатами химического анализа донных осадков и имеющимися гидрохимическими данными [132].

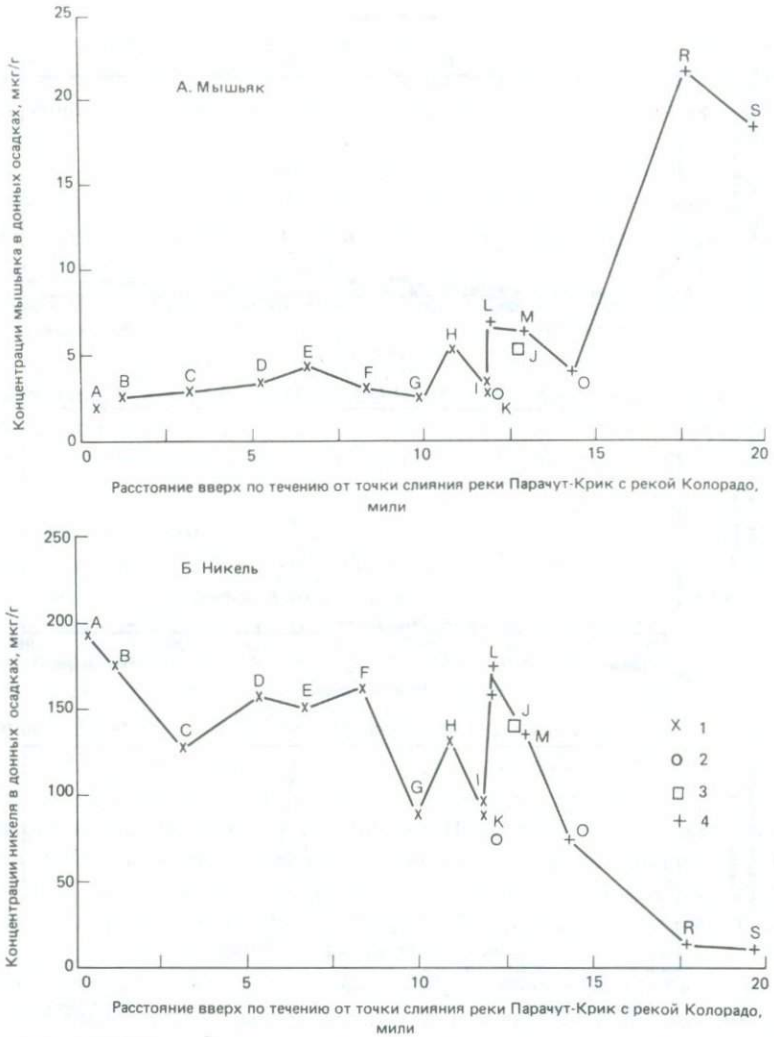


Рис. 10.3. Продольные профили концентрации химических элементов в донных осадках: *А* – мышьяк; *Б* – никель. *1* – Парачут-Крик; *2* – западный рукав Парачут-Крик; *3* – средний рукав Парачут-Крик; *4* – восточный рукав Парачут-Крик. Пробы отбирались 22–23 сентября, 7 и 14 октября 1982 г. [145].

10.2.2.3. Река Парачут-Крик, западная часть шт. Колорадо (США). В сентябре 1982 г. и сентябре 1983 г. на 32-км отрезке реки Парачут-Крик и основных притоках были проведены две геохимические съемки донных осадков. Целью этих исследований являлось описа-

ние ненарушенных природных условий, характерных для рассматриваемого района до начала разработки в бассейне горючих сланцев. Химические анализы выполнялись по 26 компонентам химического состава. Закономерности распространения различных компонентов вдоль русла реки, изучавшиеся в процессе съемки, совершенно различные. Примеры профилей, полученных по результатам исследований концентраций мышьяка и никеля, приведены на рис. 10.3 [145].

10.2.2.4. Реки Коал-Крик и Слейт-Ривер, юг центральной части шт. Колорадо (США). В дополнение к наблюдениям за режимом качества речных вод в августе 1980 г., в июле 1981 г. и августе 1982 г. на названных водотоках, расположенных на юге центральной части шт. Колорадо, были проведены гидрохимические съемки, в процессе которых изучались закономерности распространения некоторых рассеянных элементов в донных осадках. Результаты первых съемочных работ были опубликованы в статьях [158, 159, 131], результаты третьей съемки – в работе [160]. Установленные закономерности распространения рассеянных элементов вдоль профиля реки Коал-Крик отражают фоновые условия, включающие влияние, оказываемое на химический состав донных осадков осадков арсенопиритовым рудным телом (с ним связано поступление в реку мышьяка) и сбросом шахтных вод (с ними в реку привносятся медь, железо, свинец, марганец и цинк). Геохимические профили, отражающие состав донных осадков реки Слейт-Ривер, свидетельствуют о влиянии, оказываемом на него притоком воды из Коал-Крик. За исключением молибдена, концентрации рассеянных элементов всегда выше в алевритово-глинистой фракции (химические анализы 1981 г.) и ниже, если в донных осадках преобладает песчано-алевритово-глинистая фракция [13]. На участках отбора проб, расположенных ниже по течению от места сброса шахтных вод, результаты съемки 1980 г. показали, что природные геохимические условия не были еще нарушены сбросом. По результатам съемки 1981 г. было установлено, что такие нарушения уже имеют место, однако инородные компоненты выносятся потоком, вызывающим более активное накопление речных осадков в нижнем течении Коал-Крик. Результаты съемки 1982 г. показали эффективность системы очистки шахтных вод, в процессе которой из них удаляются рассеянные элементы [160].

10.2.3. Программы создания наблюдательных сетей. К настоящему времени созданы сети для наблюдения за качеством подземных и поверхностных вод, позволяющие решать задачи на стадиях предварительной и детальной съемки, подсчета запасов [130]. Пространственная и временна́я изменчивость исследуемых характеристик на различных стадиях

Таблица 10.1. Сводная таблица сетей наблюдений за качеством воды*

Наименование	Организация-создатель	Ссылки
Национальная наблюдательная сеть по детальной оценке качества поверхностных вод (NASQAN)	Геологическая служба США	[102, 56, 60, 120]
Национальная региональная система наблюдений за качеством воды (NWQSS)	Управление по охране окружающей среды (США)	[32]
Программа по исследованиям и анализу энергетических ресурсов и восстановлению окружающей среды (EMRIA)	Управление по вопросам землепользования (министерство внутренних дел США)	[73, 90, 53, 82, 87]
Программа по созданию опорной гидрогеологической наблюдательной сети	Геологическая служба США	[18]
Комплексная система мониторинга (HMS)	Университет шт. Канзас, факультет естественных наук	[118, 20]
Система глобального мониторинга окружающей среды (Gems)	ЮНЕП	[94]

*Из работы [130], с некоторыми изменениями.

изучается с различной степенью детальности. Примеры таких наблюдательных сетей описаны Стилом [130]. В настоящем разделе перечисляются наблюдательные сети, по которым получают информацию применительно к созданию прогнозных моделей. Отдельные наблюдательные сети и ссылки на работы, в которых приводится описание информации, получаемой по этим сетям, приведены в табл. 10.1. Более детально с принципами их организации можно ознакомиться в соответствующих публикациях.

10.3. Информация о качестве воды и примеры моделирования. *10.3.1. Общий обзор.* Потенциальные возможности применения гидрохи-

мических моделей повышаются при условии 1) четкого определения целей предстоящих исследований, 2) четкой постановки и выполнения программы сбора данных, необходимых для удовлетворения конкретных запросов информации на стадиях калибровки модели (оценивания параметров) и прогнозирования [127, 128]. Некоторые ограничения, связанные с применением гидрохимических моделей (табл. 10.2), были описаны в работе [59]. Кроме того, при разработке конкретной модели необходимо иметь в виду предполагаемых пользователей; этот аспект часто определяет требуемую степень детальности модели и уровень детальности результатов полевых исследований. Ясно, что все предпосылки и неопределенности, заложенные в модель, должны быть понятны и специалистам, создающим ее, и специалистам, опирающимся на результаты моделирования при планировании, выработке управляющих воздействий и принятии политических решений.

К настоящему времени созданы физические (структурные) модели, имитирующие изменения качества воды. В этих моделях рассматриваются так называемые консервативные химические компоненты (типичным примером таких компонентов являются растворенные соли и хлориды), растворенный кислород, нитраты, температура, пестициды и рассеянные элементы. Гидрогеологи, гидрологи и инженеры, работающие в научных коллективах, интенсивно развивают методы гидрохимического моделирования, расширяя возможности применения моделей для решения все более широкого круга задач реального мира. В настоящее время модели используются в различных условиях: при разнообразных физических предпосылках, неодинаковой информационной обеспеченности и других факторах, влияющих на потенциальные достоинства этих расчетных методов [127]. Для воспроизведения гидрохимических условий поверхностных водотоков и водоемов, урбанизированных территорий, водоносных горизонтов и речных дельт применяются различные цифровые математические модели. Проблемы и сложности часто возникают не только в процессе разработки модели, но и при ее калибровке, проверке достоверности и применении для решения конкретной задачи. К числу этих проблем относятся: 1) постановка задачи, 2) обоснование модели, 3) информационное обеспечение и его адекватность, 4) оценивание параметров модели [128]. В связи с названными сложностями, как известно, не существует комплекса критериев или эталонов, на основании сопоставления с которыми можно было бы полагать, что применение модели для решения данной задачи приведет к строго определенным или желаемым результатам. Во многих случаях выбор той или иной модели зависит от профессионального уровня создающего ее специалиста и его, часто субъективного, здравого смысла [127].

Таблица 10.2. Общие недостатки применяющихся моделей по оценке качества речных вод и предложения по их усовершенствованию [59]

Недостатки	Предложения по усовершенствованию
Применение для моделирования переменных или процессов, которые являются слишком сложными для того чтобы сформулировать практически целесообразную модель	Необходимо моделировать только те переменные и процессы, для которых основные параметры и предпосылки можно обосновать и проверить в процессе полевых и лабораторных исследований Использовать модели, задавать их ограничения, допустимые систематические ошибки и точность прогнозирования в соответствии с уровнем понимания изучаемых переменных и процессов В условиях, когда наши знания об изучаемом объекте неадекватны сформулированной, практически целесообразной модели, необходимо привлекать полуколичественные описательные результаты исследований
Применение детальной, разработанной для общего случая модели без адекватного понимания процессов, протекающих в конкретном речном бассейне	Для лучшего понимания гидрологических и основных гидрохимических процессов перед созданием модели необходимо проводить натурные исследования и настраивать модель таким образом, чтобы она отражала определяемые в ходе этих исследований характеристики До того как остановиться на выборе или использовании какой-то конкретной модели, необходимо проконсультироваться с математиками и специалистами в области вычислительной техники относительно конфигурации модели, методов решения входящих в нее уравнений и других технических вопросов, связанных с ее созданием
Непонимание важности гидрологии речного бассейна в выявлении критических периодов планирования и принятия управляющих воздействий при создании расчетной модели	Для выявления текущих критических условий в отношении качества поверхностных вод необходима детальная оценка естественных и нарушенных гидрологических условий речного бассейна Для этих условий необходимо определение текущих вероятностей. Выполнение основных модельных операций (в частности, прогнозов) должно проводиться в контексте этих текущих вероятностей

Продолжение табл. 10.2

Недостатки	Предложения по усовершенствованию
Пренебрежение процедурами калибровки и проверки достоверности модели	Для калибровки и проверки достоверности модели необходимо использовать отдельные, независимые выборки данных Необходимо снизить степень доверия к математическому методу "наилучшего согласования кривых"; необходимо независимым образом проводить оценки разумных диапазонов изменения параметров модели и диапазона, в котором справедливы предпосылки, принятые при проведении полевых и лабораторных исследований
Использование плохой базы данных при интерпретации результатов исследований, калибровке модели и проверке ее достоверности	Необходимо собрать статистически значимый набор данных, специально предназначенных для анализа моделируемых гидрохимических переменных и процессов, протекающих в пределах речного бассейна Основной объем работ по сбору информации и ее анализу необходимо проводить в периоды, когда имеют место критические гидрологические и гидрохимические условия
Неспособность представить результаты моделирования в виде, доступном для простого понимания их пользователями	Для пересмотра системы запросов и постепенного ознакомления с моделью и ее возможностями необходимо непрерывно консультироваться с предполагаемыми пользователями Отчеты, ориентированные на пользователей, и результаты моделирования следует описывать нетехническим языком Включать в отчеты разделы, оговаривающие ограничения и пределы применимости моделей Насколько это возможно, результаты моделирования должны представляться в графической форме

К настоящему времени составлен ряд обзоров по гидрохимическим моделям (см., например, работы [117, 80, 83, 58, 4, 134, 68, 85]). Отдельные из имеющихся в настоящее время моделей перечислены в табл. 10.3. В этом разделе кратко рассматриваются некоторые из уже разработанных методов гидрохимического моделирования, выбранные из более широкого спектра методов. При этом преследуется цель показать диапазон имеющихся альтернативных методов моделирования и обозна-

Таблица 10.3. Сводная таблица некоторых гидрохимических моделей и систем анализа данных

Наименование модели	Описание	Разработчик
Общие гидрохимические модели		
DOSAG-I	Модель содержания в поверхностных водотоках растворенного кислорода и биохимической потребности в кислороде	Техасское управление по использованию водных ресурсов
DOSAGM	Метрическая версия модели DOSAG	Техасский университет
QUAL-I	Гидрохимическая модель, имитирующая многообразие химических компонентов	Техасское управление по использованию водных ресурсов
QUAL-II	Программа для моделирования качества речных вод (стационарные условия)	Управление по охране окружающей среды
SNSIM	Модель качества воды	Управление по охране окружающей среды
DIURNAL	Модель динамического равновесия растворенного в речной воде кислорода	Управление по охране окружающей среды
RIVER	Модель качества речных вод (стационарные условия)	Центр гидрологических исследований Галф-Кост
SPAM	Модель, работающая по методу матричного анализа с большим шагом (стационарные условия)	Центр гидрологических исследований Галф-Кост
WASP	Программа для модельного анализа качества воды	Центр гидрологических исследований Галф-Кост
PRMS	Модель качества воды (дождевые осадки – сток, отложения)	Геологическая служба США
DR3M-QUAL	Программа для моделирования качества переменного во времени стока на урбанизированных территориях	Геологическая служба США

Продолжение табл. 10.3.

Наименование модели	Описание	Разработчик
RECEIV-II	Модель качества воды	Компания "Рейтон"
RECEIV-III	Модель качества воды, учитывающая процессы дисперсии	Компания "Рейтон"
HSMF	Гидрологическая имитационная модель	Управление по охране окружающей среды – научно-исследовательская лаборатория Атенс, шт. Джорджия
HSPF	Модель изменений качества воды, связанных с характером землепользования	Управление по охране окружающей среды – научно-исследовательская лаборатория Атенс, шт. Джорджия
CREAMS	Модель экзогенных процессов	Министерство сельского хозяйства США – управление научных работ
WQRRS	Модель качества воды в водохранилищах, сооружаемых на реках	Инженерные войска вооруженных сил США – инженерный гидрологический центр, Калифорнийский университет, Беркли
MIT	Модель качества воды в водохранилищах	Массачусетский технологический институт
ESTUARY	Модель речной дельты, работающая в диалоговом режиме (стационарные условия)	Гидрохимическая лаборатория Геологической службы США
JMSRIV	Модель качества воды в речных дельтах (стационарные условия)	Океанографический институт шт. Виргиния
HYDRO	Гидродинамическая модель заливов	Корпорация "Тетра-Тек"
AQUAL	Гидрохимическая подмодель (стационарные условия), разработанная в дополнение к модели HYDRO	Корпорация "Тетра-Тек"

Продолжение табл. 10.3

Наименование модели	Описание	Разработчик
DUQUAL	Гидрохимическая подмодель (нестационарные условия), разработанная в дополнение к модели HYDRO	Корпорация "Тетра-Тек"
GENES	Общая модель речной дельты (стационарные условия)	Центр гидрологических исследований Галф-Кост
WAVE	Гидродинамическая модель залива	Центр гидрологических исследований Галф-Кост
H.Q.	Модуль, имитирующий гидрохимические процессы (нестационарные условия), разработанный в дополнение к модели WAVE	Центр гидрологических исследований Галф-Кост
HAROЗ	Модель речной дельты (стационарные условия)	Управление по охране окружающей среды
ESOO1	Модель речной дельты (стационарные условия)	Управление по охране окружающей среды
DASHRY	Модель дельты реки Дувамиш	Геологическая служба США
Модели, имитирующие миграцию токсичных, опасных для жизни химических компонентов		
CTAP	Модель для анализа миграции химических компонентов в пределах речной дельты (стационарные условия)	Гидрохимическая лаборатория Геологической службы США
SLSA	Программа для схематического анализа миграции токсичных веществ в озерных и речных водах (стационарные условия)	Гидрохимическая лаборатория Геологической службы США
EXAMS	Системы детального модельного анализа	Управление по охране окружающей среды

Продолжение табл. 10.3.

Наименование модели	Описание	Разработчик
Гидрохимические модели стока в пределах урбанизированных территорий		
SWMM	Модель управления ливневыми стоками	Управление по охране окружающей среды
MUNP	Модель управления площадным загрязнением в пределах урбанизированных территорий	Компания "Сазерленд энд Мак-Кьюн"
RUNQUAL	Гидрохимическая модель ливневого стока	Л.А. Ройзнер и др.
STORM	Модель, имитирующая процессы в водохранилищах, процессы восстановления качества воды и поверхностный сток	Инженерные войска вооруженных сил США – Инженерный гидрологический центр
Модели химического равновесия		
WATEQF	Модель химического равновесия природных вод	Геологическая служба США
BALANCE	Модель геохимических взаимодействий	Геологическая служба США
PHREEQE	Химические реакции в природных водах	Геологическая служба США
База данных/пакет подпрограмм статистического анализа		
GDP	Программа общей обработки данных	Геохимическая лаборатория Геологической службы США
DRS	Программа автоматизированного поиска исходных данных	Программа по оценке достоверности автоматизированных систем
BIOMED, BMPD	Биомедицинские машинные программы	Калифорнийский университет, Лос-Анджелес
SAS	Система статистического анализа	Университет шт. Северная Каролина

чить некоторые основные проблемы и сложности, возникающие в процессе использования моделей [59].

Некоторые гидрохимические модели были разработаны применительно к уже существующим гидролого-гидрогеологическим (имитирующим количественные характеристики, т. е. гидравлическим) моделям и объединены с ними. Примечательными примерами в этом отношении служат модель Hydrocomp [31] и модель ТЕНМ (модель глобальных гидролого-гидрогеологических экосистем [62]). При их создании модели, имитирующие гидрохимические процессы, были присоединены к ранее разработанным гидролого-гидрогеологическим моделям. Таким образом, все предпосылки и неопределенности, присущие исходной информации и результатам гидролого-гидрогеологического моделирования, вошли в соответствующие элементы гидрохимических моделей.

10.3.2. Качество поверхностных (речных) вод. Многие из первых моделей, имитирующих изменения качества поверхностных вод, основывались на анализе концентраций растворенного кислорода (DO) и вычислительных алгоритмах, взятых из работы [135]. Во многих из этих алгоритмов в качестве источниковых членов рассматривались процессы вторичной аэрации и фотосинтеза; в качестве потенциальных стоков выступали биохимическая потребность в кислороде (BOD) карбонатов, нитратов и бентосных донных осадков, а также процессы дыхания. Примерами первых DO-моделей, включая принципы их разработки и применения, являются модели О' Коннора и Доббинса [99], О'Коннора [98], Ди-Торо и О'Коннора [34].

В начале 70-х годов обоснование гидрохимических моделей становится более формализованным. В работе [138] было приведено описание модели DOSAG-I, основанной на анализе DO- и BOD-моделей. В это же время были разработаны модели, имитирующие миграцию многих химических компонентов, в частности модель QUAL-I [139, 140] и ее разновидности (см., например, работы [156, 11]). Примеры результатов расчетов, проводившихся на модели QUAL- I , разработанной сотрудниками Техасского управления по использованию водных ресурсов, применительно к DO-BOD-моделям, приведены на рис. 10.4. На рис. 10.5 показаны результаты расчетов, проводившихся на этой же модели применительно к консервативным химическим компонентам. Другие примеры использования этих моделей приведены в работах [41, 67, 123].

DO-модель, разработанная применительно к стационарным условиям и первоначально описанная в работе [11], затем была усовершенствована и рассмотрена в работе [12]. Шагом вперед явилось включение в модель явления вторичной аэрации [99, 27, 78, 141, 157, 46, 107]. В моделях учитывались также эффекты нитрификации [144, 136, 45] и

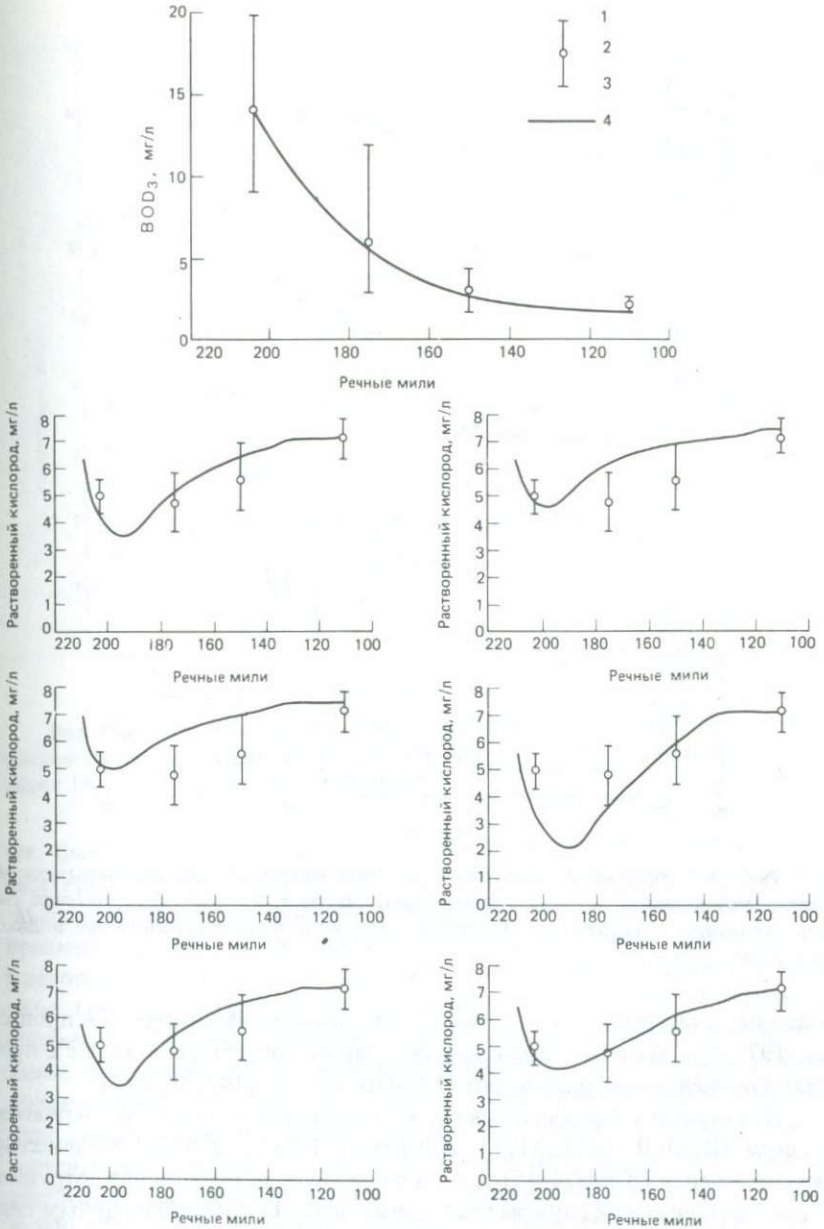


Рис. 10.4. Результаты расчетов на DO- и BOD-моделях [140]. *1* – максимальное значение; *2* – среднее значение; *3* – минимальное значение; *4* – расчетные кривые. Перепечатывается с разрешения Техасского управления по использованию водных ресурсов.

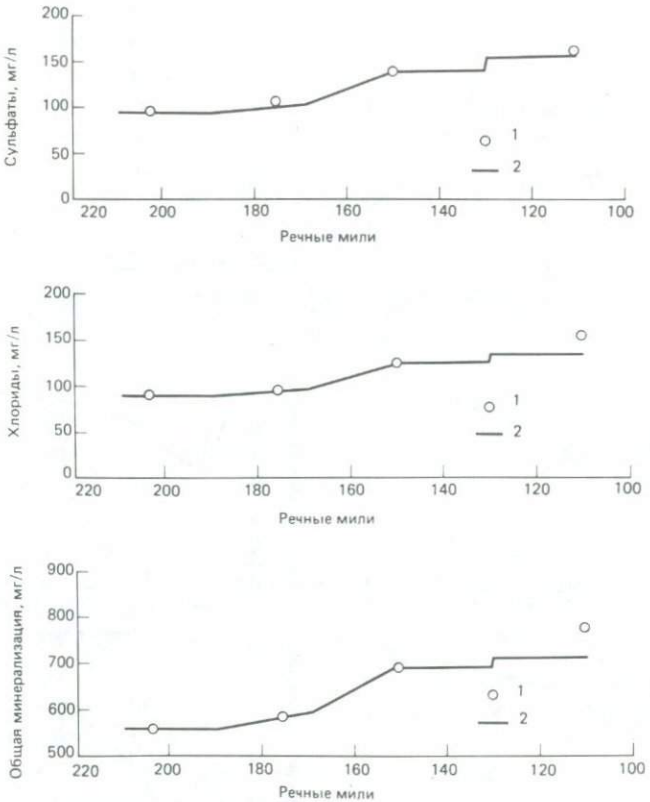


Рис. 10.5. Результаты модельных расчетов миграции консервативных химических компонентов [140]. *1* – замеренные значения; *2* – расчетные значения. Перепечатывается с разрешения Техасского управления по использованию водных ресурсов.

влияние, оказываемое бентосными организмами на химические процессы [97, 22]. Детально исследовались также вопросы, связанные с процедурой оценивания параметров DO-BOD-модели [143, 66, 137].

Примерами гидрохимических моделей нового поколения являются модели QUAL-II [113, 112], RECEIV-II [108], DOSAGM (метрическая версия модели DOSAG-I [5]), а также модель, разработанная сотрудниками Геологической службы США применительно к нестационарным гидрохимическим процессам [10].

В настоящей главе не приводится описание различных алгоритмов, входящих в эти гидрохимические модели; для ознакомления с ними читатель отсылается к многочисленным публикациям, упомянутым вы-

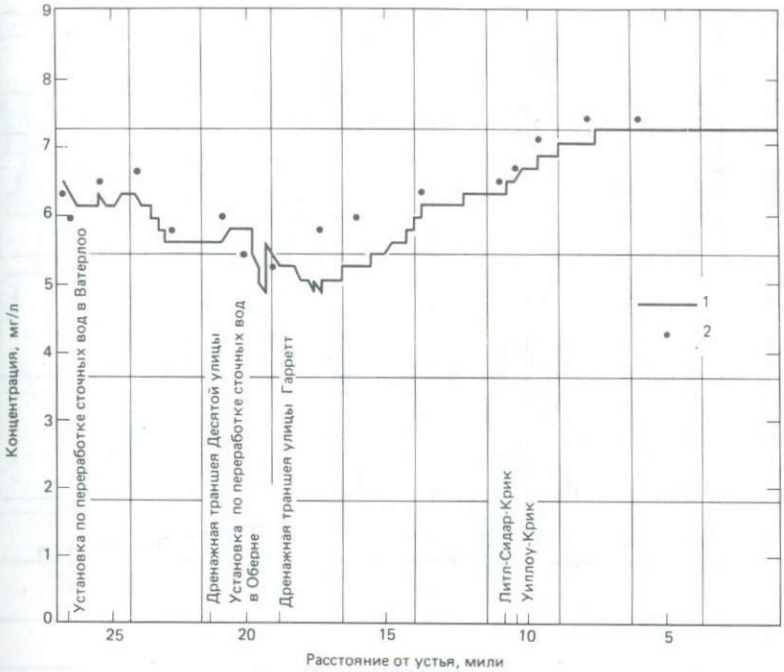


Рис. 10.6. Сопоставление расчетных и замеренных концентраций растворенного кислорода, профиль реки Сидар-Крик, шт. Индиана [154]. *1* – расчетные концентрации DO ; *2* – замеренные концентрации DO.

ше. Вместе с тем для того, чтобы показать возможности этих моделей, имитирующих изменения качества речных вод, при решении прогнозных задач, приведены два примера, представляющие собой типичные случаи применения этих моделей для анализа концентраций растворенного кислорода (рис.10.6) и биохимической потребности нитратов в кислороде (рис.10.7). Техническое руководство, являющееся хорошим подспорьем при выборе модели и ее применении для решения конкретных задач по оценке интенсивности переноса элювия реками и другими потоками, было разработано в рамках Управления по охране окружающей среды [36]. В этом полезном руководстве на примере анализа распределения элювиальных осадков описываются и сопоставляются различные недостатки и перспективы моделей DOSAG-I, SNSIM, QUAL-II и RECEIV-II. Более ранний критический обзор имеющихся гидрохимических моделей опубликован в работе [83] .

Много моделей последнего поколения было разработано консультативными фирмами и частными консультантами; они являются их част-

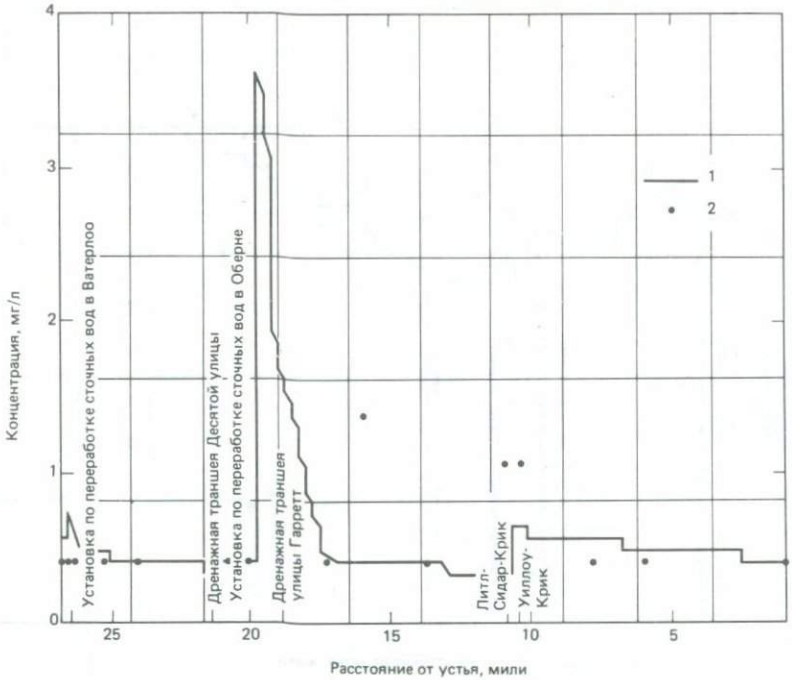


Рис. 10.7. Сопоставление расчетных и замеренных значений биохимической потребности нитратов в кислороде, профиль реки Сидар-Крик, шт. Индиана [154]. *1* – расчетные значения биохимической потребности нитратов в кислороде; *2* – замеренные значения биохимической потребности нитратов в кислороде.

ной собственностью. Одним из хорошо известных примеров такой модели служит имитационная модель Hydrocomp [71]. Однако составленная на языке FORTRAN версия этой модели, называемая гидрологической имитационной моделью (HMSF), не является частной собственностью и находится в распоряжении Лаборатории по изучению окружающей среды (Атенс, шт. Джорджия, Управление по охране окружающей среды). Еще одна модель, являющаяся частной собственностью, – это модель RECEIV-III – модифицированная версия модели RECEIV-II, учитывающая продольную дисперсию и другие эффекты.

Многочисленные эмпирические модели были предложены для моделирования гидрохимических процессов (в частности, закономерностей распространения консервативных компонентов химического состава) в зависимости от расхода потока. К числу первых исследований, проводившихся с целью разработки таких эмпирических методов, относятся работы [57, 38, 79]. Кратковременные изменения качества воды в от-

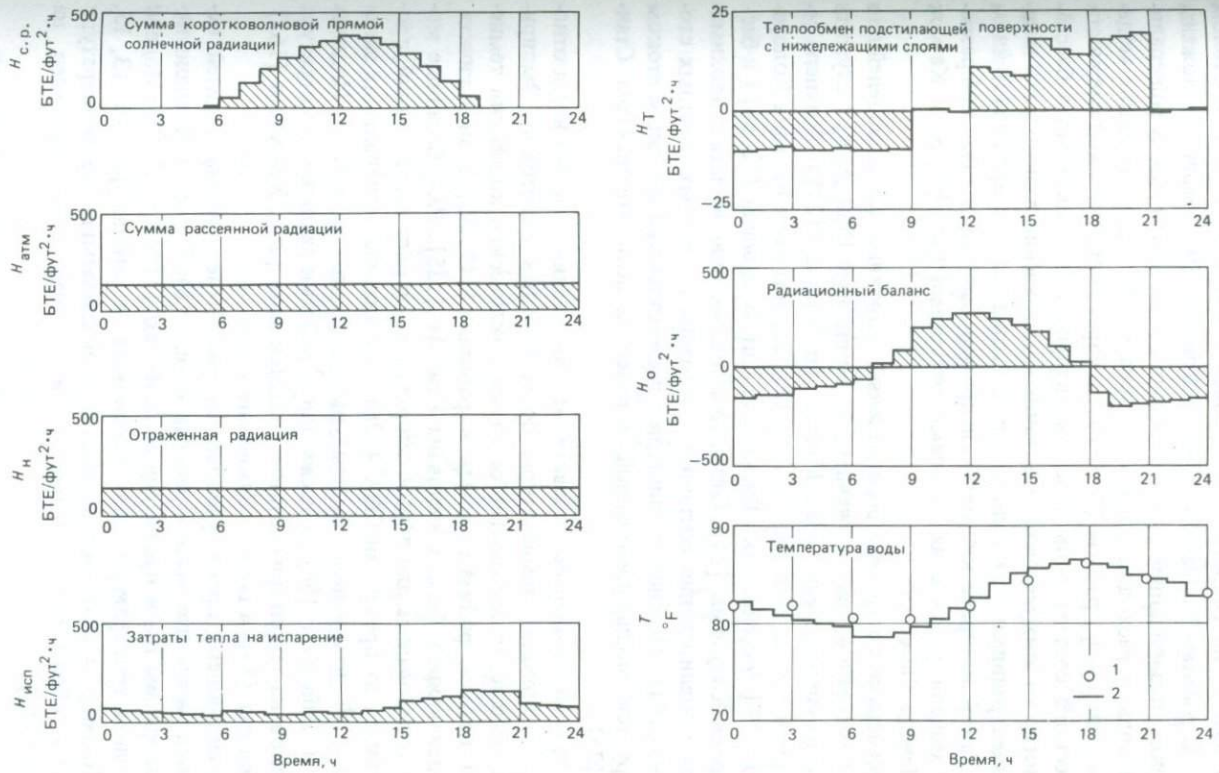


Рис. 10.8. Результаты моделирования суточных изменений температуры в поверхностном водотоке [140]. *1* – замеренные значения; *2* – расчетный график. Перепечатывается с разрешения Техасского управления по использованию водных ресурсов.

вет на изменения гидрографа изучались Гуннерсоном [51] и Стилом [124]. В работах Холла [54, 55] и О'Коннора [98] были предложены уравнения, позволяющие прогнозировать соотношения между минерализацией воды и расходом потока. Региональные гидрохимические модели (см., например, работы [133, 105]) характеризуют закономерности химического состава воды через характеристики водосборного бассейна. Многие из этих методов, основанных на изучении взаимосвязи между концентрациями и расходом потока, были проанализированы Лейном [77]. Такой эмпирический метод, например, был использован при разработке модели управления водными ресурсами бассейна реки Карсон (шт. Невада, США) [9].

Примерами построения региональных гидрохимических моделей для речных бассейнов, расположенных на территории США, могут служить модели нижнего течения реки Канзас (шт. Канзас [121]), верхнего течения реки Уобаш (шт. Индиана [17]), бассейна реки Верхняя Колорадо [109, 29], бассейна реки Висконсин (шт. Висконсин [42, 88]) и бассейна реки Колумбия [24]. Отдельную предметную область гидрохимического моделирования составляет миграция кислотных шахтных стоков [93, 161]. Перенос пестицидов с поверхностным и речным стоком имитируется модифицированной версией модели водораздела Станфорд [35].

К другой специальной области моделирования качества воды относятся исследования температуры поверхностных водотоков. Эмпирическая модель, описывающая сезонные циклические колебания температуры потока, рассматривалась в работах [149, 30], а аналогичная цифровая модель была обоснована Стилом [125]. Разработанные модели использовались для обработки результатов ряда исследований, проводившихся за пределами США [126], для анализа региональных закономерностей изменения температуры водотоков в штатах Индиана [116] и Вайоминг [86], а также для обработки данных о температуре водотоков на территории штатов Нью-Мексико [28], Кентукки [162] и Джорджия [39], а также в Пакистане [129].

К настоящему времени разработан ряд температурных моделей, основанных на анализе баланса энергии (рис. 10.8). Кроме того, аналогичные алгоритмы были предложены в работах [21, 49, 122, 92]. Модели избыточной температуры были обоснованы в работах [16, 69, 13, 15, 70]. Пример моделирования влияния, оказываемого на температуру водотока сбросом с электростанции горячей воды, приведен на рис. 10.9 [43].

10.3.3. Качество сточных вод с поверхности урбанизированных территорий. Ливневый сток урбанизированных территорий часто вызывает

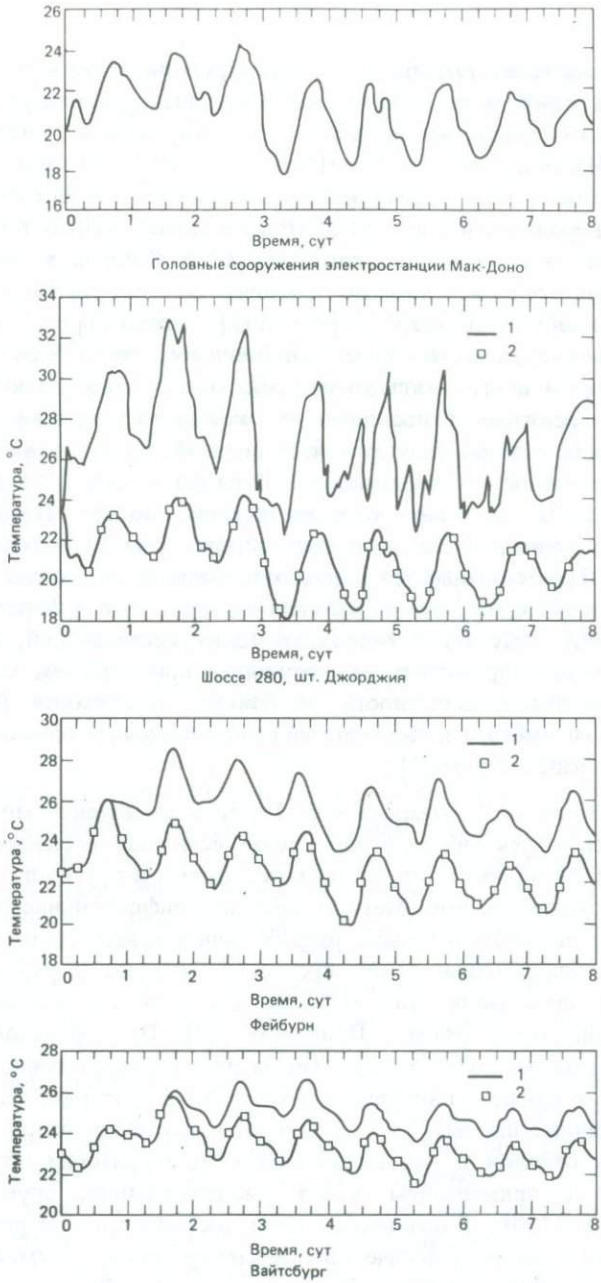


Рис. 10.9. Расчетные значения температуры воды в реке Чаттахучи в условиях сброса с электростанции горячей воды и в естественных условиях [43]. *1* – в условиях сброса с электростанции горячей воды; *2* – сброс горячей воды с электростанции не проводился.

ухудшение качества потребляемых вод. Применительно к решению задач оценки качества воды в урбанизированных районах разработаны следующие имитационные модели: модель управления ливневым стоком (SWMM) [61, 146], модель Hydrocomp [84, 71] и модель, имитирующая процессы в водохранилищах, процессы восстановления качества воды и поверхностный сток (STORM) (эта модель разработана в инженерных войсках вооруженных сил США [63]). Обширная монография, посвященная вопросам качества сточных вод на урбанизированных территориях, опубликована Рёзнером [111]. В работе [112] приведено обоснование гидрохимической модели ливневого стока. В соответствии с Национальной программой по изучению стока в пределах урбанизированных территорий (Управление по охране окружающей среды) в таких районах был проведен ряд исследований. Их целью являлось получение адекватной и исчерпывающей базы данных, на основе которой можно было бы создавать соответствующие модели. Первый опыт применения таких моделей из-за нехватки данных нередко был отрицательным [83]. Некоторые из рассматриваемых исследований выполнялись в рамках программ, разработанных совместно с Геологической службой США. Результаты гидрохимических исследований, проводившихся на урбанизированных территориях с привлечением метода моделирования, были, в частности, опубликованы в работе [65]. Для оценивания параметров таких моделей используются методы, описанные, например, в работах [119, 3].

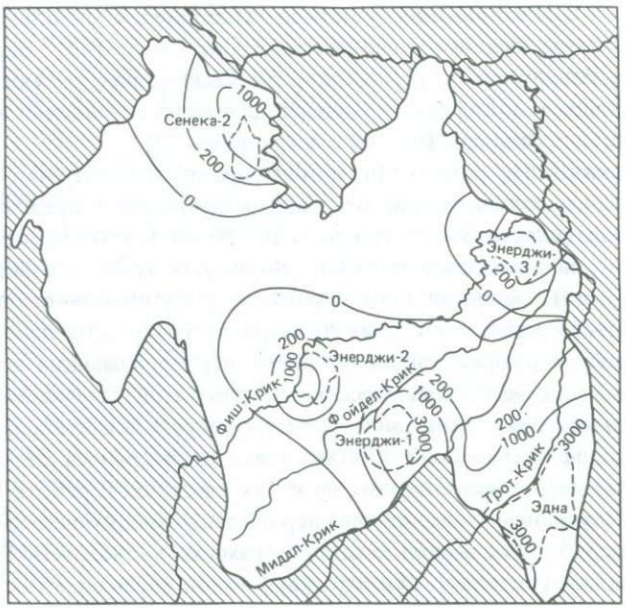
10.3.4. Качество подземных вод. Гидрогеохимическое моделирование является эффективным в том случае, если аналитическим возможностям модели не препятствует нехватка данных и другие неопределенности, присущие системе. Методы решения дифференциальных уравнений в частных производных, разработанные применительно к моделированию гидрогеохимических процессов, описаны в работе [103]. Результаты применения этих методов для решения реальных задач опубликованы Бредегофом и Пиндером [19]. Пример использования такого модельного подхода приведен на рис. 10.10, составленном применительно к случаю захоронения отходов на территории, где находятся выработанные шахты [150]. Результаты прогнозирования миграции химических отходов в подземных водах на территории шт. Айдахо, полученные с применением метода моделирования, опубликованы Робертсоном [110]. В обзорном отчете, составленном по результатам анализа опыта гидрогеологического моделирования, рассматриваются возможности гидрогеохимических моделей [4]. Результаты выполненного впоследствии силами Национальной инженерной лаборатории Ханфорд (шт. Вашингтон) и Национальной инженерной лаборатории

шт. Айдахо моделирования участков захоронения активных стоков нашли свое отражение в исследованиях Арнетта и др. [6], Барраклафа и др. [8], Робертсона [110]. Обширная монография, посвященная вопросам применения цифровых моделей для целей управления подземными водами, подготовлена Бахмой с соавторами [7].

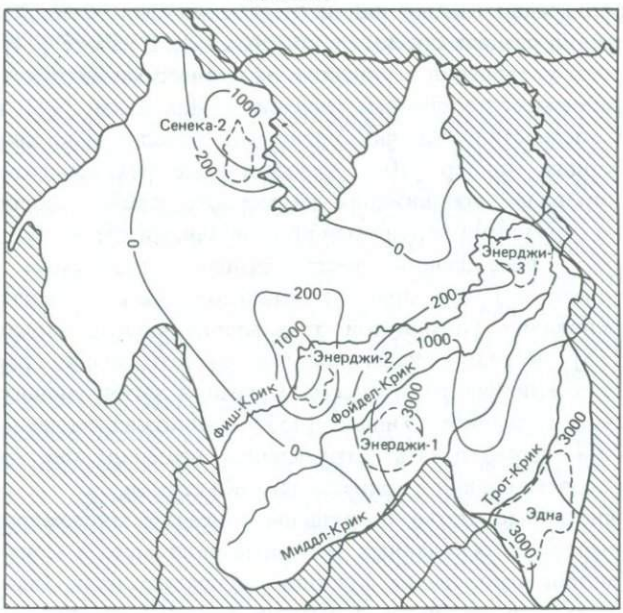
Коников [75] разработал и подтвердил правомерность модели, основанной на использовании метода характеристик и предназначенной для воспроизведения 30-летнего ряда наблюдений за загрязнением подземных вод на месторождении мышьяковистых руд в Скалистых горах (шт. Колорадо). Гриффин с соавторами [47, 48] опубликовали две взаимосвязанные статьи, в которых приводятся результаты лабораторных исследований и полевых экспериментов, подтверждающих представления о процессах адсорбции рассеянных элементов на участках захоронения отходов, принадлежащих городским муниципалитетам. В работе [50] обсуждается применимость моделей массопереноса для воспроизведения процессов, протекающих на таких участках. В работе [64] приведено всестороннее описание трехмерной гидрогеохимической модели, предназначенной для использования в рамках Геологической службы США. Халиль и Редделл [72], используя метод характеристик, разработали трехмерную модель массопереноса в условиях насыщенно-ненасыщенной фильтрации. Целый ряд исследований был посвящен моделированию границ раздела пресных и соленых вод. В работе [74] рассмотрены вопросы управления и контроля за процессами интрузии морской воды в прибрежные водоносные горизонты. Мак-Кензи [91] занимался изучением последствий закачки кислотных отходов в водоносный горизонт Флорида. Пиндер [104] методом конечных элементов выполнил моделирование продвижения двумерного фронта соленых вод в водоносном горизонте Бискейн-Бей вблизи Майами, шт. Флорида.

В работе, посвященной рассмотрению обсуждаемых вопросов [76], Коников и Гроув привели детальное описание последовательности обоснования упомянутой трехмерной модели массопереноса. Шварц [115] методом характеристик провел анализ параметров, оказывающих влияние на процессы миграции загрязняющих веществ в водоносном горизонте; Уиллис [155] предложил численный метод, позволяющий вырабатывать оптимальные решения для управления качеством подземных вод в процессе закачки стоков.

Многочисленные статьи посвящены описанию многомерных моделей массопереноса, основанных на применении метода конечных элементов и аппроксимирующих функций различного вида. Такие модели рассматриваются, в частности, в работах [23, 37]. Численное решение трехмерного уравнения массопереноса, использующее метод конечных элементов, разработано Гуптой и Танджи [52].



Через 20 лет



Через 60 лет

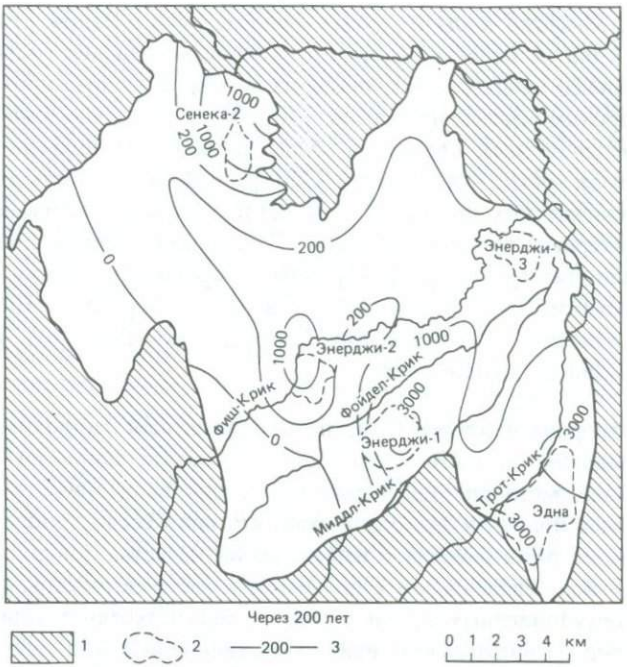


Рис. 10.10. Прогнозное повышение минерализации подземных вод, связанное с выщелачиванием отвалов пустой породы [150]. *1* – водоносный горизонт отсутствует или не рассматривается на модели; *2* – угольная шахта и ее название; *3* – линии равного повышения минерализации, мг/л.

10.3.5. Качество воды в водохранилищах. Важным аспектом моделирования характеристик качества воды в озерах и водохранилищах является воспроизведение вертикальной гидрохимической стратификации [89]. Основанная на этом принципе модель, разработанная Марковским и Харлеманом [89], была усовершенствована и использована для моделирования природных условий горного водохранилища Флеминг (шт. Юта и Вайоминг) [1]. Двух- и трехслойная стратификация водохранилищ может проводиться на моделях, разработанных Ломбардо и Францем [83, 84] применительно к водотокам. Однако при этом возникают сложности, связанные с оценкой необходимых, но отсутствующих коэффициентов. Риббенс [109] разработал гидрохимическую модель системы, состоящей из нескольких водохранилищ и находящейся в бассейне реки Верхняя Колорадо. Примером применения метода моделирования для имитации гидрохимических условий в водохранилищах служит также работа [2].

10.3.6. Качество воды в речных дельтах. Уорд и Эспри [148] опубликовали один из первых обзоров по вопросам создания гидродинамических моделей речных дельт, лежащих в основе анализа протекающих в них гидрохимических процессов [40]. Модель, предназначенная для воспроизведения этих процессов, была разработана применительно к реке Потомак [44]. Чен и Орлоб [26] разработали модель для имитации технологических процессов и естественных гидрологических условий, характерных для речных дельт. С использованием гидрохимической модели Татчера и др. [142] можно проводить оценку влияния, оказываемого интрузией соленых вод в дельту. В работе [106] приводятся результаты моделирования интрузии соленых вод в дельту реки Дувамиш, шт. Вашингтон.

10.4. Информационная база, необходимая для гидрохимического прогнозирования. Кое-кто, попытавшись усвоить широкий диапазон возможностей методов моделирования и ряд вышеприведенных примеров, может прийти к выводу о том, что множество проблем, возникающих перед нами в связи с изменениями качества поверхностных и подземных вод, связанными с точечным и рассредоточенным сбросом отходов, обусловленных промышленной, сельскохозяйственной и другими видами экономической или хозяйственно-бытовой деятельности, могут быть легко восприняты и разрешены этими "передовыми", "совершенными" методами моделирования. Однако на практике в процессе выбора и применения конкретной модели для решения данной задачи или в процессе оценки результатов моделирования может возникнуть ряд смежных проблем. В первую очередь нельзя ошибиться в постановке задачи, а также при решении вопроса о том, какую модель следует предпочесть для определенной задачи: специально разработанную для этого случая или наиболее знакомую. Первостепенное значение имеет *объективная* постановка задачи. В идеале такая постановка должна была бы исходить от специалиста, не искушенного в тонкостях моделирования, но обладающего соответствующими знаниями и правильным пониманием того, что может и чего не может модель. К сожалению, такая объективность достигается редко.

10.4.1. Управление ресурсами систем моделирования. Необходимость в управлении ресурсами систем моделирования зачастую обусловливается неспособностью специалистов, занимающихся вопросами управления водными ресурсами, находить общий язык с учеными и инженерами, разбирающимися в технологии моделирования. Напротив, специалисты, создающие модель, стремятся к получению "черно-белых", однозначных результатов и игнорируют тонкости планирования и управления

водными ресурсами и связанные с этими процессами неопределенности. Между тем такие тонкости и неопределенности должны формулироваться в процессе постановки задачи и определения конечной цели моделирования. Если до получения какой-либо количественной оценки в процессе моделирования поставленной задачи пользователи информации (специалисты, занимающиеся вопросами планирования и управления) и производители информации (ученые и инженеры) расходятся во мнениях, люди, имеющие отношение к этим проблемам, могут прийти к выводу о том, что модель либо неверно используется, либо является несостоятельной в отношении тех моментов, связанных с решением задачи, которые расцениваются как критические или неоднозначные. В наихудшем случае результаты модельных расчетов могут оказаться совершенно непригодными для тех, кому они предназначались.

Пользователи моделей должны достичь достаточно высокого уровня понимания "сумеречного" и зачастую неясного для них мира планирования и управления водными ресурсами. В свою очередь специалисты, использующие информацию, получаемую в результате моделирования, должны адекватно формулировать общие замыслы, основные идеи и неопределенности, вырабатывать правильное понимание возможностей, которыми обладают конкретные гидрохимические модели в плане получения определенной информации. После этого специалисты, работающие в области планирования и управления ресурсами, должны дополнить результаты моделирования информацией о том, какие ресурсы общество готово затратить на то, чтобы решить сформулированную задачу.

10.4.2. Принятие решений. Интересным и существенным для разработчиков гидрохимических моделей является то обстоятельство, что в процессе принятия решений для целей планирования и управления водными ресурсами и анализа последствий принятия того или иного решения должны учитываться экономические аспекты, а зачастую и социальные ограничения. Для заблаговременного обеспечения информацией, необходимой для применения определенной модели, некоторые факторы могут учитываться на начальной стадии постановки задачи. Так, в процессе моделирования, а часто и на выходе моделей могут в явном виде задаваться ограничения, накладываемые на интенсивность сброса отходов стандартами предельно допустимых концентраций компонентов в поверхностных водотоках. На рис. 10.11 и 10.12 приведены два примера, один из которых относится к степени насыщения воды растворенным кислородом, а второй – к стандартному содержанию в поверхностных водотоках молекулярного аммония и азота. По результатам прогнозных расчетов было выявлено, что в границах выбранного отрезка водотока и в определенное время года фактическое со-

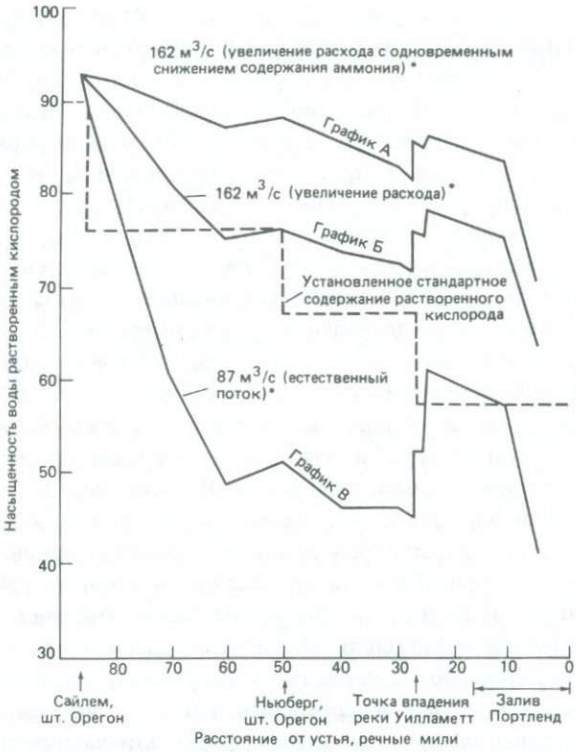


Рис. 10.11. Влияние изменений расхода и сброса аммония на концентрацию растворенного кислорода в реке Уилламетт, июль – август 1973 г. [147]. Звездочкой отмечено среднее значение у Сайлема, шт. Орегон.

держание рассматриваемых компонентов не будет совпадать с установленными стандартами. Такие результаты моделирования помогают сформулировать решения, принимаемые в отношении контроля за загрязнением водных ресурсов, проводящегося с целью выработки мероприятий по снижению уровня загрязнения или восстановлению качества воды, или же влияют на эти решения. На всей стадии решения проблемы формулируются компромиссы между средствами, расходуемыми на реализацию мероприятий по восстановлению качества воды, и эффективностью этих мероприятий или же между другими альтернативами, в частности между возможным приростом расхода водотока (см. рис. 10.12) и расходом водотока, приемлемым для органов, осуществляющих контроль за загрязнением. Существенным является то обстоятельство, что процесс принятия решений в области использования ресурсов связан с множеством смежных проблем, которые усу-

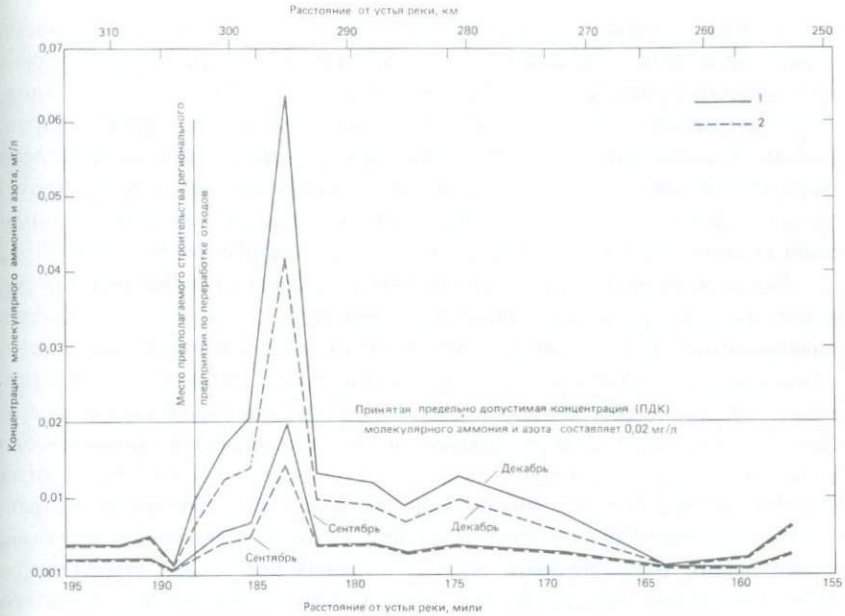


Рис. 10.12. Сопоставление рассчитанных на модели и фактических концентраций молекулярного аммония и азота с принятыми для поверхностных вод ПДК по стандартам [14]. *1* – расход реки в естественных условиях; *2* – увеличенный расход.

губляются техническими аспектами решаемой задачи. При оценке результатов моделирования и их относительной значимости должны приниматься во внимание неопределенности, присущие процессу моделирования, а также другие факторы, влияющие на принятие решений (включая экономические и социальные ограничения, приемлемость для общества и интересы народного благосостояния).

10.5. Направления дальнейших исследований. Можно обозначить ряд приоритетных направлений и проблем, связанных с вопросами гидрохимического моделирования. В их формулировке, безусловно, отражается субъективное мнение автора, основанное на его личных наблюдениях и опыте. Многие из перечисляемых перспективных направлений были опубликованы в недавно вышедших работах [58, 127, 128].

Линия, проводимая правительством США по улучшению качества воды и отражающаяся в принимаемых законодательных актах, потребует продолжения работы по существующим программам, направленным на изучение ненарушенных и нарушенных техногенными воз-

действиями условий, а также составления новых, более крупномасштабных программ. Дальнейшее развитие математических гидрохимических моделей будет сугубо целевым и не повторит практику 70-х годов, когда разработка этих моделей велась одновременно во многих направлениях. Можно привести многочисленные примеры, когда возможности гидрохимических моделей превышали практические пределы имеющейся базы данных, затрат на эксплуатацию модели, а также уровень понимания и охвата проблемы специалистами, принимающими решения [58].

Дальнейшего изучения, анализа и оценок требуют и другие вопросы, в частности вопросы, связанные с разработкой стандартов на качество поверхностных вод и сбрасываемых в них стоков; такие стандарты предназначены для защиты воды от загрязнения [127]. В США ежегодно расходуются миллиарды долларов на сооружение предприятий по переработке сточных вод, а также систем по сбору и обработке паводкового стока и систем захоронения жидких и твердых отходов. Во многих случаях анализ пользы, приносимой тем или иным действием, направленным на изменение качества воды, или же отрицательных последствий, вызывающих необходимость защиты окружающей среды, затрудняется из-за отсутствия детальной информации или неадекватного масштаба исследований.

Риск для окружающей среды, связанный с миграцией рассеянных элементов и несметного количества органических соединений, в ряде случаев смоделировать очень сложно. Для того чтобы получить представление о процессах ассимиляции, разжижения и других химических процессах, приводящих к изменению природных условий в гидрогеологических системах, потребуются детальные исследования более высокого уровня и масштаба. Помимо равновесных химических реакций и их кинетических параметров, изученных применительно к отдельным элементам химического состава, современный уровень понимания поведения и закономерностей миграции многих химических соединений не позволяет в настоящее время создавать соответствующие модели.

В дальнейшем работы следовало бы сконцентрировать на обосновании приоритетов научных исследований, связанных с изучением потенциального влияния токсичных веществ, находящихся в окружающей среде, на здоровье людей. Многие из этих веществ либо образовались в водной среде, либо находятся под ее влиянием. До настоящего времени работы в этом направлении были сосредоточены на достижении безопасности и надежности запасов питьевой воды [134]. Необходимы серьезные работы по изучению миграции и биологических процессов, вызывающих образование и распад токсичных соединений, в том числе соединений, связанных с гидросферой.

В дальнейшем при проведении модельных исследований больше внимания следует уделять анализу чувствительности, в большей степени следует стремиться к получению прямых оценок неопределенностей, присущих структуре модели, а также неопределенностей, вносимых процедурой оценивания параметров и исходными данными. Значение гидрохимического моделирования для управления водными ресурсами и принятия соответствующих решений будет неизменно оставаться высоким. Этот высокий уровень обеспечивается как специалистами, использующими информацию (специалистами, принимающими решения), так и специалистами, частично создающими ее в процессе моделирования. Больше внимания должно уделяться обоснованию правильности постановки задачи, а также анализу того, насколько рационально и экономически целесообразно расходуются денежные средства, предназначенные для разработки гидрохимических моделей.

Благодарности. Автор выражает признательность за полезные советы, высказанные в ходе обсуждения возможностей гидрохимических моделей, их достоинств и недостатков. Особенно ценными при подготовке настоящей главы оказались замечания Р.К. Аверетта, М.Э. Дженнингса и Дж. Р. Кункела. Между тем в главе отражены собственные взгляды автора на обсуждавшиеся вопросы. Заключительный этап подготовки главы к изданию, в частности составление машинописного варианта рукописи, прошел при поддержке отделения Объединения по проведению полевых исследований, находящегося в Лейквуде, шт. Колорадо.

Литература

1. *Adams D.B.* (May 1974) A predictive mathematical model for the behavior of thermal stratification and water quality of Flaming Gorge Reservoir, Utah-Wyoming, Master of Science thesis, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.
2. *Adams D.B., Dale R.H., Bauer D.P., Steele T.D.* (1983). Reservoir development impacts on the surface water quantity and quality in the Yampa River basin, Colorado and Wyoming. US Geol. Surv. Water-Resources Inv. 81–30. US Dept. Commerce, Nat'l. Techn. Inf. Service, Rep. PB-84 127 299.
3. *Alley W.M., Smith P.E.* (1982) Multi-event urban runoff quality model. US Geol. Surv. Open-File Rep.
4. *Appel C.A., Bredehoeft J.D.* (1976) Status of ground-water modeling in the U.S. Geological Survey. US Geol. Surv. Circ. 737.
5. *Armstrong N.E.* (1977) Development and Documentation of Mathematical Models for the Paraiba River Basin Study, Vol. II-DOSAGM: Simulation of Water Quality in Streams and Estuaries, University of Texas, Austin.
6. *Arnett R.C., Deju R.A., Nelson R.W., Cole C.R., Gephart R.E.* (1976) Conceptual and mathematical modeling of the Hanford groundwater flow regime, Atlantic Richfield Hanford Co. ARH-ST-140.

7. *Bachma Y., Bredehoeft J.D., Andrews B., Holtz D., Sebastian S.* (1980) Groundwater management: the use of numerical models. Am. Geophys. Union, Water Resources Monograph 5.
8. *Barraclough J.T., Robertson J.B., Janzer V.J.* (1976) Hydrology of the solid waste burial ground, as related to the potential migration of radio nuclides, Idaho National Engineering Laboratory, US Geol. Surv. Open-File Rep. 76–471.
9. *Bateman R.L., Cunningham A.B., Westphal J.A.* (January 1974) Arid basin management model with concurrent quality and flow constraints – Phase I. Univ. of Nev. System, Desert Research Institute, Center for Water Resources Res., Reno, Nev., Proj. Rep. 24.
10. *Bauer D.P., Bennett J.P.* (1976) Unsteady-state water quality model. US Geol. Surv. Computer Contribution, US Dept. of Commerce, Nat'l Inf. Service, Rep. PB-256, 366.
11. *Bauer D.P., Jennings M.E.* (1975) Steady-state segmented dissolved-oxygen model. US Geol. Surv. Computer Contribution, US Dept. Commerce, Nat'l. Tech. Inf. Service. Rep. PB-241 779.
12. *Bauer D.P., Jennings M.E., Miller J.E.* (1979) Steady-state water-quality model, US. Geol. Surv. Water-Resources Inv. 79–45.
13. *Bauer D.P., Mackenroth E.* (1974) One-dimensional stream excess temperature analysis. US Geol. Surv. Computer Contribution.
14. *Bauer D.P., Steele T.D., Anderson R.D.* (March 1978) Analysis of water-load assimilative capacity of the Yampa River, Steamboat Springs to Hayden, Routt County, Colorado. US Geol. Surv. Water-Resources Inv. 77–119. US Dept. Commerce, Nat'l. Tech. Inf. Service, Rep. PB-278 051.
15. *Bauer D.P., Yotsukara N.* (November 1974) Two-dimensional excess temperature model for a thermally loaded stream. US Geol. Surv. Computer Contribution. US Dept. Commerce, Nat'l. Tech. Inf. Service, Rep. PB-238 126.
16. *Bauer D.P., Motz L.H.* (1973) Surface jet stream excess temperature analysis. US Geol. Surv. Computer Contribution.
17. *Bell J.M.* (January 1973) Water quality simulation model for the upper Wabash River. Purdue Univ., Water Resources Research Center, W. Lafayette, Ind., Rep. TR-34, US Dept. Commerce, Nat'l. Tech. Inf. Service, Rep. PB-214 590.
18. *Biesecker J.E., Leifeste D.K.* (1975) Water quality of hydrologic benchmarks – an indicator of water quality in the natural environment. US Geol. Surv. Circ. 460-E.
19. *Bredehoeft J.D., Pinder G.F.* (February 1973) Mass transport in flow ground-water. Water Resources Res. **9**, 194–210.
20. *Brown C., Rodda J. C., Williams M.* (1982) A countrywide study of river water quality for Great Britain. Intl. Assoc. of Hydrol. Sci. Publ. No. 139, pp. 195–205.
21. *Brown G.W.* (1972) An improved temperature prediction model for small streams. Oregon State Univ., Dept. Forest Eng., Corvallis, Oregon.
22. *Butts T.A., Evans R.L.* (1978) Sediment oxygen demand studies of selected northeastern Illinois streams. Urbana, Illinois, Illinois State Water Survey Circular 129.
23. *Cabrera G., Marino M.A.* (April 1976) Finite element model of contaminent movement in groundwater. Water Resources Bull. **12**(2), 317–335.
24. *Callaway R.J., Byran K.V., Ditsworth G.R.* (1969) Mathematical model of the Columbia River from the Pacific Ocean to Bonneville Dam. Pacific Northwest Water Lab., Corvallis, Oregon. Pt. 1. Theory, Program Notes and Programs; Pt. 2 Input – Output and Initial Verification Procedures. US Dept. Commerce, Nat'l. Tech. Inf. Service, Reps. PB-202 422 and PB-202 423.

25. *Canale R.P.* (ed.) (January 1976) Modeling Biochemical Processes in Aquatic Ecosystems. Michigan, Ann Arbor Science.
26. *Chen C.W., Orlob G.T.* (December 1972) Ecological Simulation for Aquatic Environments. Final Rep., Off. Water Resources Res., Proj. No. C-2044, US Dept. Interior.
27. *Churchill M.A., Buckingham R.A., Elmore H.E.* (1962) Prediction of stream reaeration rates. J. San. Eng. Div., Am. Soc. Civil Eng., Proc. Paper 3199, 88 (SA4), 1–46.
28. *Clement R.W.* (1978) Temperature in streams of New Mexico for the period October 1964 to September 1969. US Geol. Surv. Water-Resources Inv. 78–140. US Dept. Commerce, Nat'l Tech. Inf. Service, Rep. PB-298 360.
29. *Clyde C.B., Falkenborg D.H., Riley J.P.* (eds) (March 1976) Colorado River Basin Modeling Studies. Utah State Research Laboratory, Utah State Univ., Logan Utah, Seminar Proceedings, 16–18, July 1975.
30. *Collings M.R.* (1973) Generalization of stream-temperature data in Washington, US Geol. Surv. Water-Supply Paper 2029-B.
31. *Crawford N.H., Linsley R.K.* (1966) Digital simulation in hydrology; Stanford Watershed Model IV. Stanford Univ., Dept. Civil Eng., Tech. Rep. 39.
32. *Crim R.L.* (January 1973) The national water quality surveillance system; fixed stations. US Environmental Protection Agency, Monitoring and Data Support Division, Washington, DC, p. 16.
33. *Demayo A., Davis A.R., Forbes M.A.* (1978) Forms of metals in water. Scientific Series No. 87, Fisheries and Environment Canada, Inland Waters Directorate, Water Quality Branch, Ottawa, Canada.
34. *DiToro D.M., O'Conner D.J.* (June 1968) The distribution of dissolved oxygen in a stream with time varying velocity. Water Resources Res., **4**(3), 639–646.
35. *Donigan A.S., Jr., Beyerlein D.C., Davis H.H., Jr., Crawford N.H.* (1977). Agricultural runoff management (ARM model version II: Refinement and testing, Completion Rep. by Hydrocomp, Inc., to US Environ. Prot. Agency, EPA-600/3-77-098.
36. *Driscoll E.D., Mancini J.L., Mangarella P.A.* (January 1981) Technical guidance manual for performing waste load allocations. In: Book II – Streams and Rivers, Final report for the US Environ. Prot. Agency, Office of Water Regulations and Standards, Monitoring and Data Support Division, Monitoring Branch, Washington, DC.
37. *Duguid J.O., Reeves M.* (1976) Material transport through porous media: a finite-element Galerkin model, Oak Ridge Natl. Lab., Environ. Sci. Div., ESD Publ. 733.
38. *Durum W.H.* (June 1953) Relationship of the mineral constituents in solution to stream flow, saline river near Russel, Kansas. Transactions, Am. Geophys. Union, **34**(3), 435–422.
39. *Dyar T.R., Stokes W.R.* (1973) Water Temperature of Georgia Streams, Rep. by US Geol. Surv. to Georgia Dept. Natural Res., Environ. Prot. Div.
40. *Esprey W.H., Ward G.H.* (1972) Estuaries water quality models. Water Res. **6**, 1113–1131.
41. *Everett D.E., Fayard L.D., Walls F.C.* (1973) Water quality and waste assimilative capacity of the Pearl River below Bogalusa, Louisiana. Rep. by US Geol. Surv., La. Dep. Publ. Works, Baton Rouge, La., Water Res. Tech. Rep. No. 7.
42. *Falkner C.H., Kapoor V.K., McQuillian C.E., Mertan A.G., Sathi J.J.* (1970) The development of predictive water quality models in institutional design for water quality management: a case study for the Wisconsin River basin. III, Sect. D. Univ. Wisc., Water Res. Center, Madison, Wisc., US Dept. Commerce, Nat'l Tech. Inf. Service. Rep. PB-204 578.

43. *Faye R.E., Jobson J.E., Land L. F.* (1979) Input of flow regulation and power plant effluents on the flow and temperature regime of the Chattahoochee River-Atlana to Whitesburg, Georgia, US Geol. Surv. Prof. Paper 1108.
44. *Feigner K.D., Jaworski N.A.* (May 1972) Mathematical model applications for water quality management in the Potomac Estuary. In: Biswas A.K. (ed.), International Symposium on Mathematical Modelling Techniques in Water Resources Systems, Environ. Canada, Ottawa, Ontario, Canada, pp. 129–138.
45. *Finstein M.S., Strom P.F., Matulewich V.A.* (1978) Discussion: significance of nitrification in stream analysis – effects on the oxygen balance. J. Water Poll. Control Fed., **50**, 2055–2067.
46. *Foree E.G.* (1976) Reaeration and velocity prediction for small streams. J. Environ. Eng. Div., Am. Soc. Civil Eng., **102**(EE5), 937–953.
47. *Griffin R.A., Cartwright K., Shimp N.F., Steele J.D., Ruch R.R.* (1976) Attenuation of pollutants in municipal landfill leachate by clay minerals: Part 1 – Column leaching and field verification. Illinois Environ. Geol. Notes, 78.
48. *Griffin R.A., Frost R.R., Au A.K., Robinson G.D., Shimp N.R.* (April 1977) Attenuation of pollutants in municipal landfill leachate by clay minerals. Part 2 – Heavy-metal adsorption. Illinois Environ. Geol. Notes, **79.**
49. *Gritton E.C., Kvitky J., Leenderste J.J.* (April 1976) The use of water-quality simulation models in the analysis of the thermal affects problem. Rand Corp., Santa Monica, Calif., Rep. P-4772-1. US Dept. Commerce, Nat'l. Tech. Inf. Service, Rep. AD-241 607.
50. *Grove D.B., Rubin J.* (September 1976) Transport and reaction of contaminants in ground-water systems. In: Proceedings National Conference on Disposal of Residues on Land, St. Louis, Missouri, pp. 174–178.
51. *Gunnerson C.G.* (1967) Stream flow and quality in the Columbia River Basin. J. San. Eng. Div., Am. Soc. Civil Eng., **93**, 1–16.
52. *Gupta S.K., Tanji K.K.* (April 1976) A three-dimensional Galerkin finite element solution of flow through multiaquifers in Sutter basin, California. Water Resources Res., **12**(2), 155–162.
53. *Haffield N.D.* (July 1981) Statistical summaries of streamflow and water quality data of western North Dakota, 19779–80. U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 81–1066.
54. *Hall F.R.* (1970) Dissolved solids-discharge relationships. 1: Mixing models. Water Resources Res., 6(3), 845–850.
55. *Hall F.R.* (1971) Dissolved solids-discharge relationships, 2, applications to field data. Water Resources Res., **7**(3), 591–601.
56. *Hawkinson R.W., Ficke J.F., Saindon L.G.* (1977) Quality of rivers of the United States, 1974 water year – based on the National stream Quality Accounting Network (NASQAN). US Geol. Surv. Open-File Rep. 77–151.
57. *Hem J.D.* (February 1948) Fluctuations in concentration of dissolved solids of some southwestern streams. Trans. Am. Geophys. Union, **29**(1), 80–83.
58. *Hem J.D., Steele T.D.* (July 1975) Water quality. Prepared as a Part of the US National Report to the Sixteenth General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics, Grenoble, France, 25 August – 6 September. Am. Geophys. Union, Reviews of Geophysics and Space Physics, **13**(3), 361–468, 519–524.
59. *Hines W.G., Rickert D.A., McKenzie S.W., Bennett J.P.* (1975) Formulation and use of practical models for river-quality assessment. US Geol. Surv. Circ. 715-B. Also in: Water Pollut. Control. Fed., **47**(10), 2357 – 2370.

60. *Hirsch R.M., Slack J.R., Smith R.A.* (February 1982) Techniques of trend analysis for mothly water quality data. Water Resources Research, 18(1), 107–121.
61. *Huber W.C., Heaney J.P., Medina M.A., Peltz W.A., Shelkh H., Smith G.F.* (March 1974) Stormwater management model user's manual, Volume II. U.S. Environ. Prot. Agency, EPA-67-0/2–75–017.
62. *Huff D.D., Luxmoore R.J., Minkin J.B., Begovich C.L.* (1977) TEHM: A terrestrial ecosystem hydrology model. Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn., EDFB/IPB-76/8, ORNL/NSF/EATC-27.
63. Hydrologic Engineering Center (1976) Storage, treatment, overflow, runoff model, "STORM". US Army Corps of Eng., Comput. Prog. 732-S8L7520.
64. INTERCOMP Resource Development and Engineering Inc. (1976) A model for calculating effects of liquid waste disposal in deep saline aquifers, Part I – Development, Part II – Documentation. US Geol. Surv. Water-Resources Inv. 76–61.
65. *Jameson D.L.* (December 1970) A model relating to water quality, vegetational structure, and urbanization in the San Jacinto River basin. Univ. Houston, Dept. of Biology, Houston, Tex.: Available from US Dept. Commerce Nat'l Tech. Inf. Service, Rep. PB-190 094.
66. *Jennings M.E., Bauer D.P.* (1976) Determination of biochemical oxygen demand parameters. US Geol. Surv. Computer Contribution, US Dept. Commerce, Nat'l. Tech. Inf. Service, Rep. PB-253 739.
67. *Jennings M.E., Bryant C.T.* (1973) Water quality modeling for waste load allocation studies in Arkansas, stream dissolved oxygen and conservation minerals. US Geol. Surv. Open-File Rep.
68. *Jennings M.E., Yotsukara N.* (1979) Status of surface-water modeling in the US Geological Survey. US Geol. Surv. Circ. 809.
69. *Jobson H.E.* (1973) The dissipation of excess heat from water systems. J. Power Div., Am. Soc. Civil Eng. **99***(P1), 89–103.*
70. *Jobson H.E.* (1981) Temperature and solute-transport simulation in streamflow using a Lagrangian reference frame. US Geol. Surv. Water Resources Inv. 81–2.
71. *Johanson R.C., Imhoff J.C., Davis H.H.* (1980) Users Manual for Hydrological Simulation Program – FORTRAN (HSPF), US Environ. Prot. Agency, EPA-600/9/80-015. Environmental Research Laboratory, Athens, Georgia.
72. *Khaleel R., Reddell D.L.* (1976) Simulation of pollutant movement in groundwater aquifers. Texas A & M Univ. Tech. Rep. 81, Available from U.S. Dept. Commerce, Nat'l. Tech. Inf. Service, Rep. PB-268 835.
73. *Knapton J.R., Ferreira R.F.* (June 1980) Statistical analysis of surface-water-quality variables in the coal area of southeastern Montana. U.S. Geol. Surv. Water-Resources Inv. 80–40.
74. *Kashef A.A.I.* (1977) Management and control of salt water intrusion in coastal aquifers. Critical Review in Environ. Control, 217–275.
75. *Konikow L.F.* (1976) Modeling solute transport in groundwater. Proceedings International Conference on Environmental Sensing and Assessment, Las Vegas, Nev., Art. 20–3, pp. 60–61.
76. *Konikow L.F., Grove D.B.* (1977) Derivation of equations describing solute transport in ground water. US Geol. Surv. Water-Resources Inv. 77–99.
77. *Lane W.C.* (July 1975) Extraction of information on inorganic water quality. Hydrology Papers, Colorado State Univ., Ft. Collins, Colo., Rep. No. 73.
78. *Langbein W.B., Durum W.H.* (1967) The aeration capacity of streams. US Geol. Surv. Circ. 542.

79. *Ledbeter J.O., Gloyna E.F.* (February 1964) Predictive techniques for water quality inorganics. J.San. Eng. Div., Am. Soc. Civil Eng., 90(SA1), 127–151.
80. *Lehman E.J.* (July 1973) Water quality modeling: a bibliography with abstracts. US Dept. Commerce. Natl. Tech. Inf. Service, Rep. COM-73-11350.
81. *Leytham K.M., Johanson R.C.* (March 1979) Watershed erosion and sediments transport model. Report by Hydroçomp. Inc. to US Environ. Prot. Agency, Environ. Res. Lab., Athens, Ga., Rep. EPA-600/3-779-028.
82. *Lines G.C., Plantz G.G.* (1981) Hydrologic monitoring in the coal fields of central Utah, August 1978 – September 1979. US Geol. Surv. Water-Resources Inv., Open-File Rep. 81–138.
83. *Lombardo P.S.* (July 1973) Critical Review of Currently Available Water Quality Models. Hydrocomp, Inc., Submitted to US Dept. Interior, Off. Water Resources Research, Contract No. 14-31-0001-3751.
84. *Lombardo P.S., Franz D.D.* (December 1972) Mathematical model of water quality in rivers and impoundments. Hydrocomp, Inc., Palo Alto, Calif.
85. *Lorens J.A.* (1982) Computer programs for modeling flow and water quality of surface water systems. US Geol. Surv. Open-File Rep. 82–430. Gulf Coast Hydroscience Center, NSTC Station, Miss.
86. *Lowham H.W.* (January 1978) An analysis of stream temperatures, Green River basin, Wyoming. US Geol. Surv. Water-Resources Inv. 78-13. US Dept. Commerce, Nat'l. Tech. Inf. Service. Rep. PB-284 062.
87. *Lowham H.W., DeLong L.L., Collier K.R., Zimmerman E.A.* (April 1982) Hydrology of Salt Wells Creek – a plains stream in southwestern Wyoming. US Geol. Surv. Water-Resources Inv. 81–62.
88. *MacCormick H.J., Stradler G.J.* (1970) Institutional design for water quality management: a case study of the Wisconsin River. Univ. Wisc., Water Res. Center, Madison, Wisc., Vol. II, Sect. B – Hydrology, Article from US Dept. Commerce, Nat'l. Tech. Inf. Service, Rep. PB-197 847.
89. *Markofsky M., Harleman D.R.F.* (January 1971) A predictive model for thermal stratification and water quality in reservoirs. Massachusetts Institute of Technology Hydrodynamics Laboratory, Tech. Rep. No. 134, Cambridge, Massachusetts.
90. *McClymonds N.E.* (March 1982) Hydrology of the Prairie Dog Creek drainage basin, Rosebud and Big Horn Counties, Montana. US Geol. Surv. Water-Resources Inv. 81–37.
91. *McKenzie D.J.* (1976) Injection of acidic industrial waste into the Floridan aquifer near Belle Grade, Florida: upward migration and geochemical interactions, 1973–75. US Geol. Surv. Open-File Rep. 76-626.
92. *McMichael F.C., Hunter J.S.* (February 1972) Statistic modeling of temperature and flow in rivers. Water Resources Res. 8(1), 87–98.
93. *Morth A.H., Smith E.C., Scumets K.J.* (November 1972) Pyritic systems: a mathematical model. Ohio State Univ., Research Foundation, Columbus, Ohio; Completion Rep. to US Environ. Prot. Agency, Rep. EP1: 23/2: 72-002.
94. *Munn R.E.* (1973) Global Environmental Monitoring System (GEMS): International Union of Scientific Unions, Scientific Committee on Problems of the Environment, SCOPE Report 3, Toronto, Canada.
95. *Negev M.* (March 1967) A Sediment Model on a Digital Computer. Stanford Univ., Dept. Civil Eng., Tech. Rep. No. 76.
96. *Neuland H., Schrimpff E., Herrmann R.* (April 1987) Zur Änderung der Spurmetallgahalte in fleissenden Wasserkörper und in den Sedimenten entlang eins Flussabschni-

ttes des roten Mains in Abhängigkeit von Redoxpotential, pH und anderen Einflussgrössen, Catena, **5**(11), 19–31.

97. *O'Connell R.L., Thomas N.A.* (1965) Effect of benthic algae on stream dissolved oxygen.J. San. Eng. Div., Am. Soc. Civil Eng., **91**, SA3, Proc. Paper No. 4345, pp. 1–16.
98. *O'Connor D.J.* (April 1976) The concentration of dissolved solids and river flow. Water Resources Res., **12**(2), 279–294.
99. *O'Connor D.J., Dobbins W.E.* (1958) Mechanism of reaeration in natural streams. Trans., Am. Soc. Civil Eng., Proc. Paper No. 2934, **123**, 641–665.
100. *Ongley E.D.* (July 1982a) Influence of season, source and distance on physical and chemical properties of suspended sediment. Proceedings, Intl. Assoc. of Intl. Sci. Symposium on Recent Developments in the Explanation and Prediction of Erosion and Sediment Yield, Exeter, England, IAHS Publ. No. 137, pp. 371–383.
101. *Ongley E.D.* (1982b) Application on continuous flow centrifugation to contaminant analysis of suspended sediment in fluvial systems. Env. Technol. Letters, **3**, 219–228.
102. *Pickering R.J., Ficke J.R.* (1976) Design of nationwide water-quality monitoring networks. J.Am. Water Works Assoc., **68**(2), 82–85.
103. *Pinder G.F.* (1973) A Galerkin-finite element simulation of groundwater contamination on Long Island, New York. Water Resources Res., **9**(6), 1657–1669.
104. *Pinder G.F.* (1975) Numerical simulation of salt-water intrusion in coastal aquifers, Part 1, Water Resources Program. Rep. WRP-75-2, Princeton Univ., New Jersey. Available from US Dept. Comm., Natl. Tech. Inf. Service, Rep. PB-250 127.
105. Pionke *H.B., Nicks A.D.* (1970) The effect of selected hydrologic variables on stream salinity. Bull. Int'l. Assoc. Scient. Hydrol., **15**(4), 13–21.
106. *Prych E.A., Hauschild W.L., Stoner J.D.* (1976) Numerical model of the saltwedge reach at the Dewamish River estuary, King County, Washington. US Geol. Surv. Prof. Paper 990, p. 32.
107. *Rathbun R.E.*(1977) Reaeration coefficients of streams – state of the art. J. Hydraul. Div., Am. Soc. Civil Eng., **103**, HY4, 409–425.
108. *Raytheon Company* (1974) New England river basins modeling project. V. III-Documentation Report, Part 1. RECEIV II, Water Quantity and Quality Model.
109. *Ribbens R.W.* (March 1975) Program NW01, River network model – User's manual, US Bureau of Reclamation, Engineering & Research Center, Div. Planning and Const., Denver, Colorado.
110. *Robertson J.B.* (1977) Numerical modeling of subsurface radioactive solute transport from waste-seepage ponds at the Idaho National Engineering Laboratory, U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 76–717.
111. *Roesner L.A.* (1982) Quality of urban runoff. Chapter 6 in: *Kibler D.F.* (ed.), Urban Stormwater Hydrology, Am. Geophys. Union, Water Resources Monograph 7.
112. *Roesner L.A., Giguerre P.R., Evenson D.E.* (1977) Computer Program Documentation for the Stream Quality Model QUAL-II, Prepared for the Southeast Michigan Council of Governments by Water Resources Engineers Inc., Walnut Creek, California.
113. *Roesner L.A., Monser J.R., Evenson D.E.* (1973) Computer Program Documentation for the Stream Water Quality Model, QUAL-II, Water Resources Engineers, Inc., Walnut Creek, California.
114. *Sanders T.G., Ward R.C., Loftis J.C., Steele T.D., Adrian D.D., Yevjevich V.* (1983) Design of Networks for Monitoring Water Quality. Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado.

115. *Schwartz F.W.* (1975) On radioactive waste management: an analysis of the parameters controlling subsurface contaminant transfer. J. Hydrol., **27**, 51–71.
116. *Shampine W.J.* (March 1977) Indiana stream-temperature characteristics. US Geol. Surv. Water-Resources Inv. 77–6. US Dept. Commerce, Natl. Tech. Inf. Serv., Rep. PB-265 346/AS.
117. *Shindala A.* (August 1972) Mathematical Modeling for Water Quality Management in Streams and Estuaries. Mississippi State University, Dept. of Civil Eng.
118. *Simpson E.A.* (1980) The harmonization of the monitoring of the quality of rivers in the United Kingdom. Int'l. Assoc. Hydrol. Sci. Bulletin, **25**(1),13–23.
119. *Smith P.E., Alley W.M.* (1981) Rainfall-runoff-quality model for urban watersheds. Proc. Intl. Symp. on Rainfall-Runoff Modeling. Mississippi State University.
120. *Smith R.A., Hirsch R.M., Slack J.R.* (1982) A study of trends in total phosphorus measurements at NASQAN stations. U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 2190.
121. *Smith R.L., O'Brien W.J., Lefeuvre A.R., Pogge E.C.* (January 1967) Development and evaluation of a mathematical model of the lower reaches of the Kansas River drainage system. Univ. of Kansas, Civil Eng. Dept., Lawrence, Kansas, Prepared under contract with the Federal Water Pollution Control Administration.
122. *Song C.C.S., Chien C.Y.* (April 1977) Stochastic properties of daily temperature in rivers. J. Environ. Eng. Div., Am. Soc. Civil Eng., **103**, EE2, 221–231.
123. *Sparr T.M.* (1979) A verification of the QUAL-I water quality model for the lower Mississippi. Water Resources Bull. Am. Water Res. Assoc., **15**(3), 853–860.
124. *Steele T.D.* (December 1968) Digital-computer applications in chemical-quality studies of surface water in a small watershed. Intl. Assoc. of Sci. Hydrol /UNESCO/ WMO Symposium on Use of Analog and Digital Computers in Hydrology, Tucson, Ariz., IAHS Pub. No. 80, I, 203–214.
125. *Steele T.D.* (December 1974) Harmonic analysis of stream temperatures. US Geol. Surv. Computer Contribution, Reston, Virginia; Available from U.S. Dept. Commerce Nat'l. Tech. Inf. Service, Rep. PB-239 016/AS.
126. *Steele T.D.* (March 1978) A simple harmonic model for depicting the annual cycle of seasonal temperatures of streams. US Geol. Surv. Open-File Rep. 78–155.
127. *Steele T.D.* (compiler) (April 1980) Water quality research – an overview of areas of concern. Trans. Am. Geophys. Union, **61**(18), 433–437.
128. *Steele T.D.* (1981) Data and information aspects of modeling. Proceedings, IUFRO Workshop on Water and Nutrient Simulation Models, Swiss Federal Institute of Forestry Research, Birmensdort, Switzerland, August 27 – September 1, 1979, 21–28.
129. *Steele T.D.* (December 1982) A characterization of stream temperatures in Pakistan using harmonic analysis. Hydrologic Sciences Bull., **27**(4), 451–467.
130. *Steele T.D.* (1984) Strategies for water-quality monitoring. In: Facets of Hydrology: II *Rodda J.* (ed.) John Wiley & Sons (в печати).
131. *Steele T.D., Coughlin T.H.* (July 1982) Bottom sediment chemistry and stream quality near Mount Emmons, Colorado. Proceedings, International Association of Hydrological Sciences, First Scientific Assembly, Symposium of Effects of Waste Disposal on Groundwater and Surface Water, IAHS Publication No. 139 (ed. *R. Perry*), pp. 63–78.
132. *Steele T.D., Doerfer J.T.* (July 1983) Bottom-sediment chemistry and water quality of the South Platte River in the Denver metropolitan area, Colorado. International Symposium on Urban Hydrology, Hydraulics, and Sediment Control, University of Kentucky, Lexington, Kentucky, pp. 195–205.

133. *Steele T.D., Jennings M.E.* (April 1972) Regional analysis of streamflow chemical quality in Texas, Water Resources Res., 8(2), 460–477.
134. Steele T.D., Stefan H.G. (compilers) (September 1979) Water Quality, Prepared as part of the National Report to the Seventeenth General Assembly of the Internation Union of Geodesy and Geophysics, Canberra, Australia, 11–15, December. Am. Geophys. Union, Review of Geophysics and Space Physics, 17(6), 1306–1335.
135. *Streeter H.W., Phelps E.B.* (1925) A study of the pollution and natural purification of the Ohio River. U.S. Public Health Service Bull. **146,** Washington, DC.
136. *Strom P.G., Finstein M.S., Matulewich V.A.* (1976) Concentrations of nitrifying bacteria in sewages, effluents and a receiving stream and resistance of these organisms to chlorination: Applied Environmental Microbiology, **31(S),** 731.
137. Tetra Tech., Inc. (1978) Rates, constants and kinetic formations in surface water quality modeling. Rep. to US Environ. Prot. Agency, EPA-600/3-78-105.
138 Texas Water Development Board (TWDB) (1970a) QUAL-1 simulation of water quality in streams and canals. Program Documentation and User's Manual, EPA OWP Tex-QUAL-1; US Dept. Comm., Nat'l. Tech., Inf. Service, Rep. PB-202 973.
139. TWDB (1970b) DOSAG-I simulation of water quality in streams and canals. Program Documentation and User's Manual, EPA OWP TEX-DOSAG-1; US Dept. Comm., Nat'l. Tech. Inf. Service, Rep. PB-202 974.
140. TWDB (1971) Simulation of water quality in streams and canals. Theory and Description of the QUAL-I Mathematical Modeling System, Rep. No. 118, EPA OWP Tex 128; US Dept. Comm., Nat'l. Tech. Inf. Service, Rep. PB-202 975.
141. *Thackston E.L., Krenkel P.A.* (1969) Reaeration prediction in natural streams. J. San. Eng. Div., Am. Soc. Civil Eng., Proc. Paper No. 6407, **95,** SA1, 65–94.
142. *Thatcher M., Llewellyn M., Harleman D.R.T.* (February 1972) A mathematical model for the prediction of unsteady salinity intrusion in estuaries, Mass. Inst. of Tech., Cambridge, Mass., Sea Grant Proj. Rep. MITSG-72-7.
143. *Thomas H.A., Jr.* (1950) Graphical determination of BOD curve constants. Water and Sewage Works, 97, 123.
144. *Tuffey T.J., Hunter J.V., Matulewich V.A.* (June 1974) Zones of nitrification. Water Resources Bull., Am. Water Resources Assoc., **10**(3), 555–564.
145. Union Oil Company of California (December 1982) Application for Mining and Reclamation Permit, Parachute Creek Shale Oil Project, Phase II: Exhibit G – Water Information. Submitted to Colorado Mined Land Reclamation Board. Prepared by Woodward Clyde Consultants.
146. US Environmental Protection Agency (1976) Evaluation of Water Quality Models: A Management Guide for Planners, Office of Air, Land, and Water Use and Office of Research and Development, EPA-600/5-76-004.
147. U.S. General Accounting Office (21 December 1976) Better data collection and planning is needed to justify advanced waste treatment construction. Rep. to US Congress by Comptroller General of the US Environ. Prot. Agency, CED-77-12.
148. *Ward G.H., Jr., Esprey W.H., Jr.* (February 1971) Estuarian modeling: an assessment. TRACOR, Inc. Austin, Texas, Completion Rep. For Water Pollution Research Services. US Dept. Commerce, Nat'l. Tech. Inf. Service, Rep. PB-206 807.
149. *Ward J.C.* (December 1963) Annual variation of stream water temperature. J. San. Eng. Div., Am. Soc. of Civil Engr., Proc., **89,** SA-6, 1–16.
150. *Warner J.W., Dale R.H.* (1982) Digital transport model study of potential effects of coal resource development on the ground water system in the Yampa River Basin, Moffatt and Routt counties, Colorado. US Geol. Surv. Water-Resources Inv. 81–15.

151. Water Quality Institute (1977) Report on the Workshop 'Ecosystem Modeling', held in Horshølm and Helsingør, Denmark, 15–16 November 1976.
152. *Weber J.E., Fogel M.M., Duckstein L.* (February 1976) The use of multiple regression models in predicting sediment yield. Water Resour. Bull., Am. Water Resources Assoc., **12**(1), 1–17.
153. *Wentz D.A., Steele T.D.* (1980) An alalysis of stream quality in the Yampa River basin, Colorado and Wyoming; US Geol. Surv. Water-Resources Inv 80–8. US Dept. Commerce, Nat'l. Tech. Inf. Service, Rep. PB-81 108 904.
154. *Wilber W.G., Peters J.G., Ayers M.A., Crawford C.G.* (June 1979) A one-dimensional, steady-state, dissolved-oxygen model and waste-load assimilation study for Cedar Creek, DeKalb and Allen Counties, Indiana. U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 79–1062, Prepared in Cooperation with the Indiana State Board of Health.
155. *Willis R.* (February 1976) Optimal groundwater quality management: well injection of waste waters. Water Resources. Res., **12**(1), 47–53.
156. *Willis R., Anderson D.R., Dracup J.A.* (1975) Steady-state water quality modeling in streams. J. Environ. Eng. Div., Am. Soc. Civil Eng., **101**, (EE2), 245–258.
157. *Wilson G.T., Macleod N.* (1974) A critical appraisal of empirical equations and models for the prediction of the coefficient of reaeration of deoxygenated water, Water Res., 8(6), 341–366.
158. Woodward-Clyde Consultants (April 1981) Final Report, Hydrologic Baseline Study, Mount Emmons Project near Crested Butte, Colorado. Prepared for Amax Inc., Golden, Colorado.
159. Woodward-Clyde Consultants (April 1982) Annual Hydrology Report, 1981 Water Year, Mount Emmons Preject Area, Colorado. Prepared for Amax Inc., Golden, Colorado.
160. Woodward-Clyde Consultants (January 1983) Annual Hydrology Report, 1982 Water Year, Mount Emmons Project Area, Colorado. Prepared for Amax Inc., Golden, Colorado.
161. *Young G.K., Taylor R.T., Selekpf J.S.* (January 1973) Simulation and optimization of coal mine drainage abatement alternatives. Water Resources Engineers, Inc., Springfield V.A., Available from US Dept. Comm., Nat'l Tech. Inf. Service, Rep. AD-757 782.
162. *Zogorski J.S., Kiesler J.R., Jr.* (1976) Water temperatures of Kentucky. US Geol. Surv. Open-File Rep. 76–86.

11. Модели водосборных бассейнов с сосредоточенными параметрами

Дж.Р. Блеки, К.В.О. Илз

11.1. Введение. Прежде чем перейти к существу настоящей главы, необходимо пояснить ограничения, принятые нами в изложении материала. Заголовок интерпретировался исключительно в контексте детерминированного подхода к решению гидрологических задач (гидролого-гидрогеологических. – *Ред.*). Мы совершенно не касались стохастических методов моделирования. Это вовсе не означает, что мы стремились принизить значение или пригодность использующихся стохастических методов для решения определенных гидрологических задач. Такая позиция скорее отражает мнение авторов относительно того, что наземная часть круговорота воды в природе представлена детерминированными процессами и задача гидрологов состоит в том, чтобы попытаться их понять и описать количественно. Кроме того, вводится еще одно ограничение: неявным образом полагается, что целью моделирования является воспроизведение речного стока, формирующегося в пределах водосборного бассейна, хотя при этом учитываются также условия увлажненности почвенного покрова и потери влаги путем испарения.

11.1.1. Моделирование. Модели в математическом понимании этого слова в последние три десятилетия – с тех пор как в практику моделирования вошли электронно-вычислительные машины – заняли настолько большое место в научном языке, что могло сложиться мнение, будто нет необходимости давать им определение. Однако иногда полезно сделать паузу и задуматься над смыслом этого термина. Модель, так же как и картина или скульптура, представляет собой изображение объективной реальности. Этот образ никогда не может быть полностью адекватным натуре. В случае если природная система описывается математической моделью, лучшее, на что можно рассчитывать,– это то, что модель с приемлемой точностью сможет воспроизвести реакцию системы на данные входные воздействия. Если природная система, в частности водо-

---

J.R. Blackie, C.W.O. Eeles, Institute of Hydrology, Crowmarsh Gifford, Oxfordshire, UK.

сборный бассейн, является сложной, большой и не до конца изученной, едва ли когда-либо будет достигнуто полное отображение каждого процесса, имеющего место в каждой точке системы. Следовательно, целью моделирования должны являться идентификация основных процессов, влияющих на интересующую нас реакцию системы, количественная оценка или воспроизведение этих процессов с наибольшей возможной точностью, сопоставление результатов моделирования с данными, получаемыми в процессе наблюдения за поведением реальной системы, а также неуклонное совершенствование образа реальной системы (модели). Такое совершенствование должно проводиться до тех пор, пока не будут получены результаты, которые могли бы расцениваться как наилучшие в возможных пределах затрат машинного времени, возможностей вычислительной техники, способностей и опыта специалиста, создающего модель.

11.1.2. Водосборный бассейн. С тех пор как в XVII столетии Перро и Марриотт показали, что расход в верхнем течении Сены может быть связан исключительно с дождевыми осадками, выпадающими в пределах этого района [31], в гидрологию в качестве основополагающего элемента было введено понятие "водосборный бассейн" (catchment или, как говорят в Северной Америке, watershed). По существу, водосборный бассейн – это участок суши, в пределах которого не существует физического запрета на то, чтобы выпадающие здесь атмосферные осадки участвовали в формировании речного стока в рассматриваемой точке. Площадь такого участка может варьировать от первых гектаров до нескольких миллионов квадратных километров (например, бассейн реки Амазонки), однако суть остается прежней. Та часть выпадающих атмосферных осадков, которая не возвращается в атмосферу в результате испарения или транспирации, под действием силы тяжести или градиентов давления движется по сложной системе каналов и площадных понижений в рельефе к области стока водосборного бассейна.

Временной масштаб этого движения в зависимости от масштаба и физических характеристик водосборного бассейна может изменяться от минут до тысячелетий. Очевидно, что верхним пределом объема речного стока служит объем выпадающих атмосферных осадков. На практике фактический объем воды, которая может участвовать в поверхностном стоке, определяется как "потери" влаги в пределах водосборного бассейна за вычетом прямого испарения и транспирации. Поскольку величина этих "потерь" определяется главным образом энергетическим потенциалом системы, следует учитывать широкий диапазон факторов, изменяющих фактические потери в рамках данного энергетического потенциала. Эти факторы можно интегрально обозначить как факторы,

влияющие на испаряемость. Наиболее очевидным из числа этих факторов является скорость инфильтрации в почвенный покров; дождевые осадки, выпадающие на площади распространения песков с глубокой системой пор, быстрее проникнут на значительную глубину, чем в относительно непроницаемые глинистые породы при наличии подпертой инфильтрации. Менее очевидный, однако в практическом отношении гораздо более важный фактор, влияющий на испаряемость, – тип растительного покрова. Этот фактор вносит свой вклад в отрицательную часть водного баланса в результате того, что поверхность листьев и ветвей растений удерживает часть дождевых осадков, делая ее доступной для прямого испарения. Кроме того, растения посредством корневой системы извлекают воду из почвы; эта вода испаряется с поверхности листьев со скоростью, определяемой энергетическим потенциалом и типом растительности. Поскольку этот процесс продолжается до тех пор, пока в области досягаемости корней в почве есть вода, он в целом вносит больший вклад в отрицательную часть водного баланса, чем прямое испарение воды, удерживаемой на поверхности растений. Таким образом, "потери" (или фактическое испарение с площади водосборного бассейна) определяются энергетическим потенциалом, объемом выпадающих дождевых осадков и их распределением во времени, типом почвы и ее объемной влагоемкостью, а также наличием, типом и плотностью растительного покрова.

Оставшаяся в системе вода в соответствии с вышеприведенным определением в принципе может участвовать в формировании речного стока в пределах водосборного бассейна. Произойдет ли это через минуты, сутки или тысячелетия, зависит от того, как много каналов в пределах водосборного бассейна предстоит пройти воде. В предельном случае объем воды, выпадающий при ливне значительной интенсивности, будет двигаться к системе русел водотоков непосредственно по поверхности земли и, следовательно, достигнет области стока водосборного бассейна за очень короткий промежуток времени. В другом предельном случае, на площади водосборного бассейна, имеющего небольшие уклоны земной поверхности и сложенного достаточно проницаемыми породами, вода может дренироваться через почвенный покров и слои горных пород в водоносные горизонты. Созданный таким образом "запас" воды очень медленно будет двигаться до тех пор, пока в конечном счете не выйдет на поверхность в области дренирования.

11.1.3. Модели с сосредоточенными параметрами. Для того чтобы создать полную модель водосборного бассейна, представляющего собой гидрологическую (гидролого-гидрогеологическую. – *Ред.*) систему,

необходимо иметь очень детальную информацию о водосборном бассейне, о физических и биологических процессах, управляющих движением воды, а также о характере взаимодействия этих процессов. На практике это неосуществимо. В процессе создания моделей необходимо вводить упрощения. Эти упрощения могут относиться либо к представлению физической структуры моделируемой системы, либо к представлению протекающих в ней процессов. Выбор аспектов системы, подлежащих схематизации, а также уровень этой схематизации определяются широким кругом соображений. Наиболее обычное упрощение, вводимое в процессе создания модели водосборного бассейна, – отыскание сосредоточенных параметров, т. е. пространственное осреднение. Смысл этой процедуры заключается в том, чтобы водосборный бассейн, его входные и выходные характеристики можно было математически представить, используя лишь размерности глубины и времени. В генерируемой таким образом системе не учитывается изменчивость интенсивности выпадающих дождевых осадков, характера растительности, почв, геологических и геоморфологических условий, имеющая место в границах водосборного бассейна. В такой модели интенсивность атмосферных осадков в 10 мм задается как постоянная по площади величина независимо от того, распределены ли они равномерно в действительности или дождь с интенсивностью 30 мм выпал лишь на одной трети площади водосборного бассейна. Приведенный пример является крайним случаем пространственного осреднения, в той или иной степени присутствующего во всех моделях водосборов, даже в наиболее сложных моделях с распределенными параметрами; основным фактором, подтверждающим их правомерность, служит достоверность получаемых решений. Идейная база, лежащая в основе моделей с сосредоточенными параметрами, может расцениваться как адекватная только для небольших водосборных бассейнов, характеризующихся однородным растительным и почвенным покровом, однородными геологическими условиями. Вместе с тем практический опыт свидетельствует о том, что модели с сосредоточенными параметрами применимы для водосборных бассейнов с более широким диапазоном площадных размеров, разнородными растительными, геологическими и почвенными условиями. Эти модели допускают также задание распределений дождевых осадков, обладающих значительной асимметрией при условии, что эти распределения являются достаточно устойчивыми. Ключевым фактором, предопределяющим успех применения моделей с сосредоточенными параметрами, является стабильность структуры водосборного бассейна, устойчивость пространственного распределения атмосферных осадков, типа и плотности растительности, характеристик почвенного покрова. Эти и другие факторы, определяю-

щие диапазон применимости моделей с сосредоточенными параметрами, более детально будут рассмотрены в следующем разделе.

11.2. Обоснование концептуальных моделей с соредоточенными параметрами. Создание моделей водосборных бассейнов тесно связано с быстрым развитием в XIX столетии гражданского строительства. Общей проблемой, возникающей в связи с проектированием шоссе, каналов, железных дорог и городских канализационных систем, стала разработка достоверного метода оценки ливневого стока. Кроме того, быстрое увеличение водопотребления обусловило необходимость разработки методов оценки речного стока – оценки, являющейся актуальной при проектировании водохранилищ и при создании систем речных водозаборов.

Совершенно очевидно, что модели могут быть разработаны лишь в том случае, когда сложилось определенное представление относительно рассматриваемых гидрологических (и гидрогеологических – *Ред.*) процессов. Для реальных расчетов же эти модели могут использоваться только при наличии замеров интенсивности дождевых осадков, расхода водотоков и других переменных. Рациональное зерно было заложено в первые модели водосборных бассейнов – модели "гидрологических событий", связывающие объем ливневого стока с интенсивностью дождевых осадков [20]. Разработанная в дальнейшем концепция единичного гидрографа [34] и ее более совершенная модификация – концепция мгновенного единичного гидрографа – послужили основой для создания модели Наша [21] и модели Дуга [6], имитирующих реакцию гидрологических систем на ливневые осадки. Начиная с этого времени были разработаны методы оценки реакции водосборных бассейнов на отдельные ливни, использующиеся и сейчас; эти методы постепенно усложнялись. В качестве примера моделей, разработанных в начале эпохи компьютеризации, можно назвать модель управления ливневым стоком, созданную сотрудниками Управления по охране окружающей среды США [18], и модель, созданную в Лаборатории по проведению изысканий при строительстве дорог [37]. В моделях подобного типа рассматриваются главным образом детали пиков паводков, являющиеся существенными с позиции проектирования инженерных сооружений. Создавая такие модели, обычно не стремятся к получению непрерывных оценок объема стока.

Модели, при создании которых ставилась цель получения таких оценок (а именно эти модели являются основным предметом обсуждения в настоящей главе), появились позже. До 40-х годов подавляющее большинство оценок объема стока основывалось либо на статистическом анализе имеющихся данных наблюдений за режимом (а среди них было

очень мало достоверных рядов наблюдений значительной продолжительности), либо на анализе эмпирических соотношений между интенсивностью выпадающих дождевых осадков и стоком типа

$$Q = A \cdot P, \tag{11.1}$$

где A – коэффициент, получаемый по результатам анализа имеющихся данных.

Только после того, как в 1948 г. Пенман [26] в Соединенном Королевстве, а Торнтуэйт [36] в США разработали метод оценки эвапотранспирации по агрометеорологическим данным, практически реализуемыми стали модели, предназначенные для непрерывного определения объема стока. Эти модели основаны на воднобалансовом уравнении неразрывности

$$Q = P - AE - \Delta S - \Delta G, \tag{11.2}$$

где Q – объем речного стока, P – количество выпадающих атмосферных осадков, AE – истинная эвапотранспирация, ΔS – изменение запасов влаги в почвенном покрове, ΔG – изменение статических запасов подземных вод (названные параметры осредняются за рассматриваемый промежуток времени). Первые результаты, полученные в процессе применения модели этого типа для анализа экспериментальных данных, были описаны в работе [27].

В моделях, предназначенных для получения непрерывных оценок расхода, уравнение неразрывности должно присутствовать в явном или неявном виде. Явная форма записи уравнения (11.2) предполагает, что помимо эвапотранспирации и интенсивности атмосферных осадков необходимо знать величины ΔS и ΔG; информация же об этих параметрах, как правило, может быть получена не чаще чем раз в месяц. Для водосборных бассейнов, по которым имеется детальная информация о сезонной изменчивости интенсивности дождевых осадков, уравнение неразрывности можно свести к следующему выражению:

$$Q = P - AE. \tag{11.3}$$

Это выражение справедливо для случая, когда рассматриваемый временной интервал равен промежутку времени между периодами с близкими значениями недостатка влажности и расхода водотока или же суммарная разность $P - AE$ за этот промежуток времени настолько велика, что разницей емкостных запасов можно пренебречь.

Ясно, что модель, на которой можно было бы прогнозировать детальную структуру гидрографа речного стока с точностью до суток или часа, должна иметь в своем составе некоторый метод, который позволил бы имитировать движение воды через понижения водосборного бассейна к области стока.

К середине 50-х годов плодотворные теоретические представления о процессе инфильтрации [12, 28], о движении и накоплении воды в почвах [30], о закономерностях движения воды в речных руслах [17] и о динамике подземных вод привели к созданию моделей, интегрирующих различные природные процессы. К этому же времени на базе электронно-вычислительных машин были разработаны также практические методы выполнения необходимых расчетов.

Одной из первых концептуальных моделей с сосредоточенными параметрами была модель водораздела Станфорд [15], позволившая получить оценки среднесуточных расходов водотока по среднесуточным значениям интенсивности выпадающих дождевых осадков, а также по параметрам инфильтрации, единичного гидрографа и функций, описывающих спад стока. В дальнейшем эта модель была усовершенствована: в нее были включены блоки, ответственные за подсчет баланса почвенной влаги, оценку эвапотранспирации и воспроизведение изменчивости руслового стока, что позволило получить оценки искомых параметров с точностью до одного часа [3]. Длительная история создания этой модели привела к выработке Программы гидрологического моделирования [13]. Параллельно в это же время разрабатывалась модель [35], известная под названием "модель водоемов". Последняя модель предназначена для воспроизведения движения воды по системе понижений в рельефе, которые аппроксимируются простыми линейными резервуарами, расположенными последовательно или параллельно. Обе эти модели, во всяком случае их первые версии, в части получения наилучшего согласования между фактическими и расчетными параметрами опирались на метод проб и ошибок, подкрепленный данными наблюдений и личным опытом специалиста, создающего модель.

Заметным шагом вперед стала модель, предложенная Доди и О'Доннеллом [4]. Сама по себе эта модель является относительно простой: она включает четыре емкостные системы и общепринятые кривые, описывающие инфильтрационное питание и русловый сток. Отличие заключается в методах, использующихся для согласования модели с наблюдаемыми в действительности параметрами стока. Параметры модели (в частности, пропускная способность водоемов, линейные константы водохранилищ и средняя скорость инфильтрации) настраиваются по методу проб и ошибок не вручную. Авторами модели была разработана специальная машинная программа, основанная на методе, первоначально описанном Розенброком [32], и позволяющая оптимизировать параметры автоматически. Такой подход к настройке модели, его приложения и последующие модификации более детально будут рассмотрены в разд. 11.4.

Таблица 11.1

Бассейн	Периоднаблюдения (месяц, год)	Характер землепользования	Площадь, км^2	Среднеквадратичное отклонение *RE*, %			Ошибка прогнозирования
				Модель со значениями параметров, усредненными по часу	Модуль[2] среднесуточными значениями параметров	Общее отклонение за месяц	
Кимакия, Кения $R = 2063$ мм, $Q = 1008$ мм	2.1966– 6.1974	Пастбище для овец	0,37	–	95,4	98,2	–2,3
Керичо Кения К К 1959 мм, $R = 1959$ мм, $Q = 769$ мм	1.1968–	Чайная плантация	7.02	–	95,5	97,2	+0,46
Северн. Соединенное Королевство	10.1972– 3.1978	Залесенный участок	8.50	–	89,0	98,3	+0,78
	10.1971– 12.1981			84,5	–	95,2	+2.00
$R = 2480$ мм, $Q = 1863$ мм							
Уай, Соединенное Королевство	1.1969– 3.1978	Пастбище для овец	10,55	–	86,2	95,4	+0,67
$R = 2418$ мм,	1.1969–			86,6	–	96,4	–2,30
$Q = 2088$ мм							
$R =$ м, Соединенное Королевство $R = 587$ мм, $Q = 763$ мм	1.1966–	Пашня	197,00	–	80,6	94,2	+1,70
Эншем, Соединенное Королевство (Верх-Темза) $R = 739$ мм, $Q = 266$ мм	10.1951– 12.1976		1616,00	–	86,7	93,6	+5,87

R – среднегодовая величина атмосферных осадков, Q – среднегодовой слой речного стока. *Около 95% величины этой погрешности приходится за период 1 апреля 1963 г.; начиная с этого момента суммарная погрешность составила + 17,6 мм при общем фактическом расходе 3585,0 мм.

В 60–70-х годах было разработано очень много концептуальных моделей с сосредоточенными параметрами. Некоторые из них, представляющие наибольший интерес, детально описаны в работах [2, 10]. Многие из числа не вошедших в эти обзоры моделей первоначально создавались применительно к конкретному водосборному бассейну и целевой установке, а затем изменялись в нужном направлении, адаптируясь к более широкому кругу задач. Разрабатывались и такие модели, которые использовались в качестве учебного пособия при переподготовке специалистов. Такой быстрый рост числа моделей в свою очередь привел к дальнейшему росту количества гидрологов, которые, столкнувшись с пугающей проблемой сопоставления технических характеристик моделей и их выбора, приходили к выводу о том, что целесообразнее самому составить модель, необходимую для решения стоящих задач. В недавно опубликованном обзоре, касающемся моделей, воспроизводящих зависимость между интенсивностью выпадающих дождевых осадков и объемом стока, Линсли [14] высказывает сожаление по поводу того, что в свое время велись такие интенсивные разработки, а также подчеркивает, что использование относительно небольшого числа моделей для изучения множества водосборных бассейнов значительно сберегло бы ресурсы и, возможно, привело бы к совершенствованию нескольких, действительно очень хороших многоцелевых моделей. Эта точка зрения заслуживает серьезного обсуждения, однако на практике использование моделей, разработанных применительно к одной операционной вычислительной системе, на другой операционной системе чревато такими сложностями, что она не может быть реализована просто.

В качестве иллюстрации более простого типа концептуальной детерминированной непрерывной модели с сосредоточенными параметрами ниже рассматривается последняя версия модели, разработанной сотрудниками Гидрологического института. Впервые описание этой модели было дано в работах [22, 16]. Впоследствии применительно к частным случаям эта модель была модифицирована, что нашло свое отражение в работах [7, 5, 1, 8]. Мы не приписываем этой модели какие-то особые достоинства, хотя с ее помощью были получены приемлемые результаты при моделировании водосборных бассейнов, расположенных в Соединенном Королевстве и Южной Африке, занимающих площадь от 37 га до 1600 км^2 и характеризующихся среднегодовым количеством дождевых осадков от 500 до 2500 мм (табл. 11.1). Описание этой модели приводится здесь просто для того, чтобы можно было на нее опереться в следующих разделах при обсуждении методов оптимизации параметров модели и примеров их использования.

11.2.1. Модель с сосредоточенными параметрами, разработанная в Гидрологическом институте. Эта модель основана на общепринятой концепции относительно закономерностей движения выпавших атмосферных осадков в пределах водосборного бассейна и включает ограничения, определяющие соотношения между элементами водного баланса: испарением, транспирацией, быстрым (или базисным) стоком, возникающим в результате выпадения осадков. Уравнение неразрывности (11.2) неявно входит в расчетные зависимости, составленные таким образом, что они охватывают все входные данные. Строгие аналитические выражения, описывающие движение воды в системе, не используются. В какой-то степени это объясняется сложностями получения точных, осредненных по пространству значений параметров, входящих в это выражение, в какой-то степени – сложностью многих из этих выражений, что может сделать их использование слишком дорогостоящим как в отношении машинной памяти, так и в отношении машинного времени. Вместо них применяются относительно простые зависимости, которые описывают каждый из рассматриваемых на модели процессов как можно меньшим числом параметров.

Допустимая степень схематизации определяется временными интервалами, задаваемыми на входе и на выходе модели и диктующими режим ее работы, а также уровнем знаний о гидрологических характеристиках водосборного бассейна или бассейнов, для воспроизведения которых предназначены эти модели. Совершенно очевидно, что для воспроизведения процесса стока с точностью до одного часа необходима более сложная модель, чем та, которая имитировала бы потоки, описываемые среднемесячными характеристиками. Так же хорошо понятно, что никому не придет в голову включить блок, имитирующий процесс снеготаяния, в модель, разработанную применительно к водосборному бассейну, который расположен в зоне тропического климата. Более детально вопросы, связанные с применимостью модели к тому или иному водосборному бассейну, с адекватностью имеющихся данных и необходимой информацией, будут рассмотрены в разд 11.3.

Приводимая здесь версия модели предназначена для получения усредненных по каждому часу оценок речного стока по усредненным за этот же промежуток времени значениям интенсивности дождевых осадков, выпадающих в пределах водосборного бассейна, и значениям испаряемости, определяемым по метеорологическим данным. Для описания зависимости между названными параметрами в модели используется выражение Пенмана [26]. Как показано на рис. 11.1, эта модель состоит из четырех емкостных блоков, абстрактно соответствующих объему влаги, удерживаемой растительностью и лесной под-

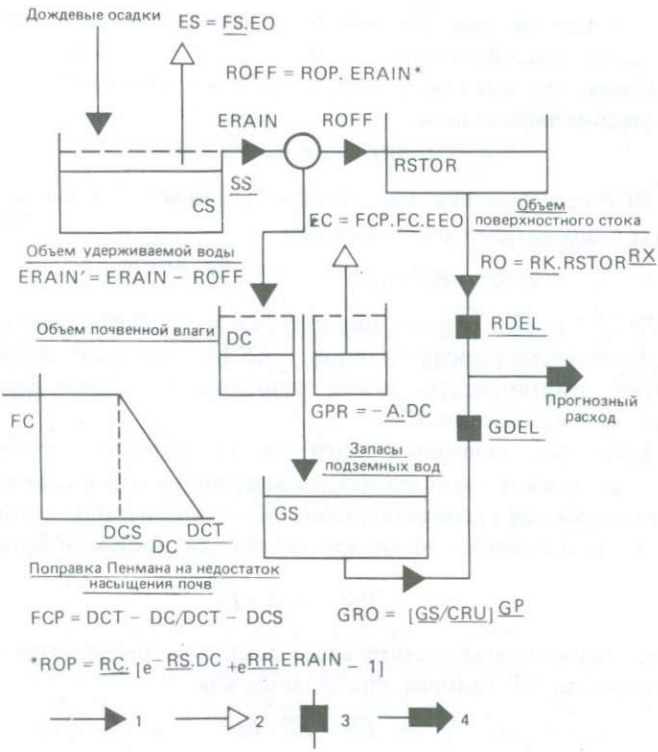


Рис. 11.1. Концептуальная модель Гидрологического института. В модель включены четыре емкостных блока и функция, описывающая уменьшение транспирации с использованием значений недостатка насыщения почвы водой. *1* – направление движения дождевых осадков с введенной поправкой; *2* – потери влаги путем эвапотранспирации; *3* – замедление стока; *4* – прогнозный расход.

стилкой, объему поверхностного стока, запасам почвенной влаги и запасам подземных вод. Таким образом, в диапазон ее возможного применения не входят водосборные бассейны, в пределах которых имеет место накопление снега, а также водосборные бассейны, в разрезе которых присутствуют горизонты с существенно отличающимися запасами влаги и коэффициентом фильтрации. Представленная версия модели включает 15 параметров, значения которых определяются либо на основании полевых данных, либо в процессе "оптимизационных" процедур.

Выпадающие на площади водосборного бассейна дождевые осадки *RAIN* удерживаются растительным покровом до тех пор, пока их количество *CS* не достигнет предельной емкости этой системы *SS*. Оставшийся объем осадков *ERAIN*, достигая поверхности земли, делится на две

части: поверхностный сток и инфильтрационное питание, идущее на формирование запасов почвенной влаги.

Объем, приписываемый поверхностному стоку *ROFF*, определяется следующим выражением:

$$ROFF = ROP \cdot ERAIN, \tag{11.4}$$

где *ROP* есть функция недостатка насыщения *DC*, а интенсивность дождевых осадков примерно составляет

$$ROP = RC \cdot [e^{-RS \cdot DC} + e^{RR \cdot ERAIN} - 1], \tag{11.5}$$

где *RC*, *RS* и *RR* – параметры, которые необходимо оценить. Оставшийся объем атмосферных осадков $ERAIN - ROFF$ инфильтруется в систему, имитирующую запасы почвенной влаги, и снижает величину недостатка насыщения *DC*.

Если запас почвенной влаги меньше полевой влагоемкости, т. е. *DC* – величина положительная, то миграции влаги в горизонт с подземными водами не происходит. Если *DC* меньше нуля, то процесс дренирования влаги имеет место. Он протекает со скоростью *GPR*, определяемой как

$$GPR = -A \cdot DC. \tag{11.6}$$

Вода, удерживаемая растительным покровом, расходуется на испарение со скоростью *ES*, которая определяется как

$$ES = FS \cdot EO, \tag{11.7}$$

где *EO* – коэффициент испаряемости Пенмана, рассчитанный для интервала времени в один час.

Величина *ES* не может превышать емкость системы задержания влаги *CS*. Если $FS \cdot EO$ больше, чем *CS*, оставшиеся резервы испаряемости, $EEO = EO - CS/FS$, приписываются системе с запасами почвенной влаги. Эти запасы расходуются на транспирацию со скоростью *EC*, определяемой выражением

$$EC = FCP \cdot FC \cdot EEO, \tag{11.8}$$

где *FCP* – функция недостатка насыщения *DC*. Она задается следующими зависимостями:

$$FCP = 1 \quad \text{при} \quad DC < DCS,$$

$$FCP = \frac{(DCT - DC)}{(DCT - DCS)} \quad \text{при} \quad DCT > DC > DCS, \tag{11.9}$$

где *DCS* и *DCT* представляют собой соответственно значения недостатка насыщения в моменты, когда вынужденная транспирация начинается и в конце концов прекращается. Таким образом, общая величина эвапо-

транспирации с учетом поправки Пенмана и запасов почвенной влаги определяется четырьмя параметрами: *FS, FC, DCS* и *DCT*.

Объем поверхностного стока аппроксимируется как нелинейный резервуар. Емкость этого резервуара, участвующая в формировании речного стока, определяется в соответствии с выражением

$$RO = RK \cdot RSTOR^{RX}, \qquad (11.10)$$

где *RSTOR* – емкость резервуара на начало рассматриваемого промежутка времени. Поверхностный сток в свою очередь в некоторые промежутки времени общей продолжительностью *RDEL* приостанавливается.

Запасы подземных вод участвуют в формировании базисного стока как нелинейный источник. В каждый отрезок времени объем подземных вод *GRO*, вытекающих из емкости объема *GS*, задается выражением

$$GRO = (GS/GSU)^{GSP} \qquad (11.11)$$

где *GSU* и *GSP* – параметры, подлежащие оцениванию. Подземный сток в некоторые промежутки времени общей продолжительностью *GDEL* приостанавливается. Таким образом, суммарная величина речного стока за интервал времени *n* составляет

$$FLOW(n) = RO(n - RDEL) + GRO(n - GDEL). \qquad (11.12)$$

Оцениванию или оптимизации подлежат значения 15 параметров этой модели: *SS* и *FS*, входящие в выражение для определения объема влаги, удерживаемой растительным покровом; *RC, RS, RR, RK, RX* и *RDEL*, входящие в выражение для определения поверхностного стока; *FC, DCS, DCT* и *A*, участвующие в определении запасов почвенной влаги; *GSU, GSP* и *GDEL* – параметры, входящие в выражение для определения запасов подземных вод. Кроме того, в начале каждого шага вычислений должны быть зафиксированы начальные значения запасов влаги в емкостях. Если, к примеру, расчеты начинаются с момента времени, которому предшествовало несколько дней без дождя, т. е. *CS* (объем влаги, удерживаемой растительным покровом) можно принять равным нулю, то *DC* – недостаток насыщения почв – есть величина положительная, а емкость резервуара, имитирующего поверхностный сток, *RSTOR*, близка к нулю. Значение *GSU* рассчитывается исходя из начальной, замеренной в полевых условиях величины расхода, который в этом случае принимается за расход, характеризующий только базисный сток. Такой подход позволяет либо оценивать значение *DC* по результатам полевых наблюдений, либо отыскивать его в процессе решения обратной задачи.

Некоторые зависимости и неявные предпосылки, входящие в рассматриваемую версию модели, если их рассматривать сквозь призму имеющихся в настоящее время представлений о физических процессах,

обусловливающих движение влаги, являются очень грубыми и чрезмерно упрощенными. В ряде случаев вместо этих зависимостей использовались другие; особенно это относится к уравнениям, описывающим процесс транспирации. Однако в целом модель в том виде, в каком она здесь представлена, может с успехом применяться для моделирования стока на водосборных бассейнах в широком диапазоне природных условий.

В разд. 11.4 рассмотрены некоторые из разработанных к настоящему времени методов и стратегий поиска решений, использующихся в процессе оптимизации параметров модели.

11.3. Структура модели или выбор критериев. Во введении к настоящей главе говорилось о том, что модель представляет собой изображение объективной реальности. Что касается модели водосборного бассейна, то она никогда не может быть полным подобием своего оригинала. Следовательно, на ранней стадии разработки любой модели должно быть принято решение относительно той степени детальности схемы функционирования водосборного бассейна, которую необходимо или можно задать на модели.

Полагая (и это не противоречит основной идее настоящей главы), что процесс принятия решений дошел до того момента, когда выбор модели с сосредоточенными параметрами состоялся, давайте обратимся к следующим этапам обоснования создаваемой модели. В первую очередь необходимо обосновать перечень параметров, которые будут получены в результате моделирования. Какие элементы уравнения водного баланса должны прогнозироваться на модели? Какой промежуток времени должен рассматриваться в процессе моделирования? Внеся ясность в вопрос относительно требований к результатам моделирования, ставят вторую серию вопросов, касающихся имеющихся данных. В случае если результаты моделирования необходимо представить с точностью до одного часа, то для того чтобы достичь этой цели, нужно располагать исходными данными достаточно хорошего качества и такой же или более высокой разрешающей способности. При определении структуры модели существенной является также продолжительность рядов наблюдений. Так, например, если в результате моделирования предполагается оценить среднегодовой объем стока и при этом имеется 20-летний ряд наблюдений, по которым можно провести калибровку и проверку адекватности модели, то в этом случае может оказаться достаточным использование одной лишь очень простой модели типа

$$Q_{\text{ср. год}} = P_{\text{ср. год}} - AE_{\text{ср. год}} - \Delta\,(\text{емкость})_{\text{ср. год}}$$

(условные обозначения см. в разд. 11.2). В этом выражении AE аппроксимируется простой функцией среднегодовой испаряемости, например:

$$AE = F \cdot EO,$$

где F – единственный параметр, подлежащий оптимизации. Однако, в случае когда для калибровки и проверки модели имеются результаты всего двух лет наблюдений, вышеприведенная простая модель может оказаться неадекватной. На основании имеющихся данных может быть выполнена калибровка модели для значительно более короткого промежутка времени, чем тот, в течение которого велись наблюдения. Если результаты калибровки будут признаны удовлетворительными, на их основании могут быть получены прогнозные решения и даны искомые оценки годовой суммы стока.

Считая заданными параметры, которые будут получены в результате моделирования, и рассматриваемый период прогнозирования, вытекающий из характера имеющихся данных и продолжительности наблюдений, переходят к третьему аспекту – обоснованию точности прогнозирования, зависящей от принятой цели моделирования. Важно, что на этом этапе требования к точности должны быть выражены количественно. Если это не так, в дальнейшем возникают все предпосылки для того, чтобы пренебречь этой моделью и использовать первую попавшуюся модель, которая обеспечивает разумное воспроизведение природной ситуации независимо от того, адекватно ли она отражает первоначальную цель.

Далее переходят к четвертому этапу – оценке информации, имеющейся о водосборном бассейне. Анализ этой информации является существенным для определения "тонкой структуры" модели. Как отмечалось ранее, безосновательно включать в модель блок, имитирующий процессы снеготаяния, если в пределах водосборного бассейна снег не выпадает. В равной степени бессмысленно создавать детальную, включающую множество параметров модель запасов подземных вод и базисного стока применительно к водосборному бассейну, сложенному водонепроницаемыми глинами. Помимо этих предельных случаев можно назвать много других параметров, определяющих требования к созданию моделей. Выбор той или иной формы кривой транспирации будет определяться количеством и сезонным распределением выпадающих дождевых осадков, а также типом растительности, мощностью почвенного покрова и его влажностью. Если окажется, что недостаток насыщения настолько велик, что препятствует процессу транспирации и делает его маловероятным, то соотношение между истинной транспирацией и потенциальной транспирацией, определяемой по метеорологическим данным, достаточно хорошо может быть описано простой зависимостью. Точная форма этой зависимости, конечно, будет определяться типом раститель-

ности и ее плотностью. Соответствующий тип инфильтрационной функции и функции поверхностного стока, входящих в модель, будет определяться характеристиками поверхностного слоя почвы и типом растительности, а также информацией о возможном диапазоне интенсивности выпадающих дождевых осадков. Основная информация относительно типа функции, описывающей динамику запасов подземных вод, может быть получена в результате анализа кривых спада стока в период, когда дожди не выпадают. Разрез почвенного покрова поможет решить, можно ли запасы почвенной влаги представить как единую емкость или же необходимо конструировать систему, состоящую из множества емкостей и элемента, имитирующего неглубокий подземный ливневый сток в реку. На базе созданной модели, к примеру модели с сосредоточенными параметрами Гидрологического института, описанной в разд. 11.2, можно проводить систематический анализ информации, имеющейся о водосборном бассейне и его функциональных характеристиках, что позволит установить, какие части модели являются лишними, какие требуют уточнения или могут быть безнаказанно схематизированы и где необходимы элементы, дополнительно описывающие тот или иной процесс.

На основании анализа четырех названных аспектов складывается довольно подробная картина относительно типа использующейся модели, детальности принимаемой на ней временно́й разбивки, процессов, которые на ней воспроизводятся, и некоторых показателей необходимой степени детальности отображения этих процессов. Такой подход может показаться неверным людям, которые склонны к строгим оценкам и считают, что на модели должно задаваться как можно более детальное математическое представление каждого физического процесса, о котором известно, что он имеет место в пределах водосборного бассейна. Однако при разработке любой реальной модели память ЭВМ и машинное время, а также время, затрачиваемое специалистом на создание модели, оцениваются дорого, в связи с чем обязательно должен проводиться анализ по критерию затраты – выгода. В частности, важное значение имеет такой критерий, как машинное время, сберегаемое за счет минимизации числа параметров модели, подлежащих оптимизации.

Говоря о стремлении к максимально возможному упрощению структуры модели, следует также подчеркнуть, что чрезмерная схематизация исходных позиций может оказаться в равной степени дорогостоящей в том случае, если она приведет к модели, которая не будет удовлетворять первоначально заданным эксплуатационным характеристикам и потребует повторного обоснования.

11.4. Методы идентификации модели. *11.4.1. Системный подход к регуляризаций параметров.* После выбора той или иной модели необхо-

димо согласовать ее параметры между собой и проверить ее на фактических данных, относящихся к моделируемому водосборному бассейну. Метод подгонки в определенной степени зависит от структуры выбранной модели с сосредоточенными параметрами. Если это физически обоснованная модель, то количественная оценка, например, поверхностного стока по данным об атмосферных осадках и природных условиях водосборного бассейна будет базироваться на полевых наблюдениях и, по крайней мере теоретически, параметры, входящие в соответствующие выражения, не потребуют оптимизации. Если же используемая в модели зависимость записана в общей форме, а не получена специально по данным экспериментальных исследований в пределах рассматриваемого водосборного бассейна или существует концептуальная аппроксимация типа описанной в разд. 11.2, то в этом случае возникает необходимость в итерационной подгонке или оптимизации значений параметров. Такая процедура продолжается до тех пор, пока реакция модели, а по сути дела все ее функции, вместе взятые, не дадут приемлемого согласования с фактическим значением речного стока.

Общая схема применяющейся в этом случае методики подгонки показана в виде блок-схемы оптимизации на рис. 11.2. Ее работа начинается с ввода приблизительных значений параметров и допустимых пределов их изменения. Эта информация задается алгоритму, который "запоминает" ее и в дальнейшем уточняет после каждого расчетного шага.

На следующем шаге вычислений данные, полученные по периоду калибровки, вводятся в модель. Фактические значения количества атмосферных осадков и испаряемости (соответственно R_1 и E_1) обрабатываются на модели, и в результате получаются расчетные величины эвапотранспирации и стока. Последняя характеристика сопоставляется с фактическим значением стока Q_1, что служит объективной проверкой того, насколько удачно были заданы исходные значения параметров. Алгоритм модификации параметров уточняет их начальные значения. Эти процедуры повторяются до тех пор, пока не будет достигнуто наилучшее согласование параметров, определяющееся сходимостью алгоритма, и тем самым не будет прекращена процедура оптимизации.

После того как достигнута сходимость алгоритма, модель используется как средство прогноза для второго, более продолжительного периода, которому соответствуют значения исходных данных R_2 и E_2. По результатам расчетов на этот период прогнозные значения речного стока сопоставляются с фактическими значениями стока Q_2. На основании данных такого сопоставления судят о том, насколько удачно или неудачно была сформулирована модель. Если обнаруживаются несоответствия в закономерностях изменений искомых параметров во

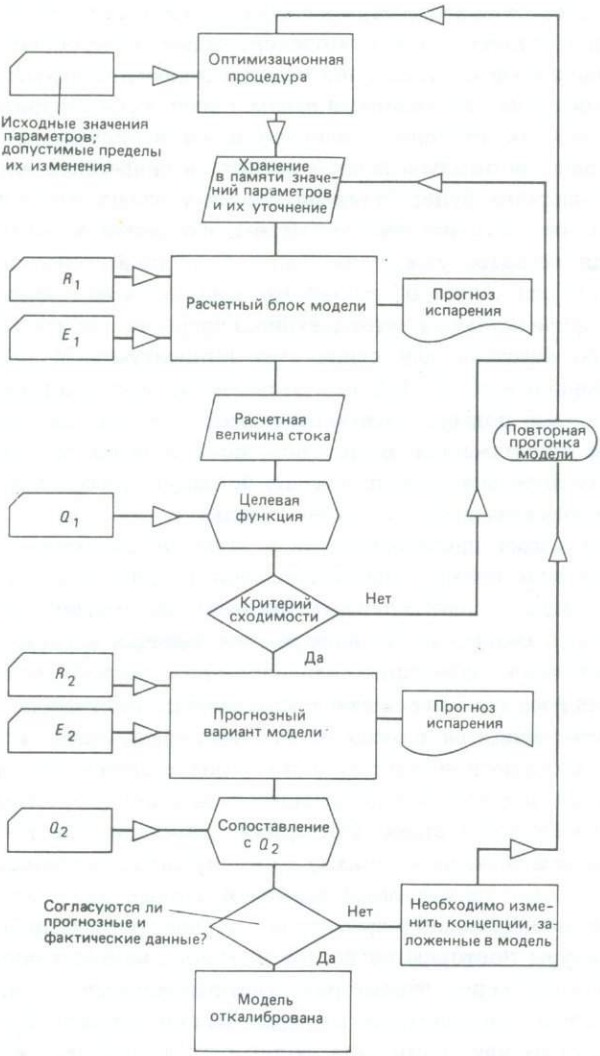


Рис. 11.2. Общая схема двухступенчатой калибровки параметров и проверки адекватности модели. Ряд наблюдений за величиной стока разбит на два периода, которым соответствуют значения Q_1 и Q_2, а также исходные данные о количестве дождевых осадков R_1 и R_2 и испарении E_1 и E_2.

времени или в их абсолютных значениях и эти несоответствия не укладываются в рамки требований, предъявляемых к точности моделирования, то концепции, заложенные в модель, должны быть пересмот-

рены заново, а сама модель должна быть либо модифицирована, либо от нее следует отказаться, отдав предпочтение новым концепциям. Если же повторные попытки оптимизации параметров модели и проверки ее адекватности не приводят к приемлемым результатам, это может свидетельствовать о том, что в исходных данных или между двумя выборками исходной информации существуют случайные или систематические погрешности. Такая ситуация говорит о настоятельной необходимости в получении очень качественных данных наблюдений, т. е. данных, точность которых была бы сопоставима с требуемой точностью моделирования. Если результаты моделирования хорошо согласуются с фактическими данными на эпигнозном отрезке времени, такая модель считается откалиброванной и пригодной для целей прогнозных расчетов.

11.4.2. Метод разбивки данных и целевая функция. Независимо от применяющегося метода подгонки, подход, описанный выше в общих чертах, обычно предполагает использование метода, согласно которому имеющиеся данные наблюдений разбиваются на две части. По информации, содержащейся в одной из частей, выполняется согласование параметров или калибровка модели; вторая часть служит для проверки того, насколько пригодна данная модель в качестве аппарата для выдачи прогнозов. Такой метод известен под названием "метод разбиения данных".

Как в процессе согласования параметров, так и при проверке результатов моделирования для того, чтобы оценить условия, при которых согласование между наблюдающимися и прогнозными значениями расхода водотока (соответственно $Q_{\text{набл}}$ и $Q_{\text{прогн}}$) становится приемлемым, используется некоторая целевая функция. Выбор целевой функции F зависит от характера результата, который предполагается получить в процессе моделирования данного водосборного бассейна. Наиболее часто использующаяся целевая функция представляет собой простую сумму квадратов разностей:

$$F = \sum [Q_{\text{прогн}} - Q_{\text{набл}}]^2.$$

Если уточнение значений параметров не может привести к дальнейшему снижению значения F, это говорит о том, что достигнуто оптимальное согласование между рассчитанными на модели и фактическими значениями расходов.

Хотя вышеприведенное выражение для F представляет собой наиболее часто использующуюся целевую функцию, существуют другие функции, которые в принципе могут применяться. В случае если основ-

ное внимание при моделировании уделяется согласованию паводковых расходов, в качестве целевой функции могут использоваться полиномы более высокой степени. Как упоминалось в работе [7], наиболее предпочтительно целевую функцию, выражаемую суммой квадратов разностей, использовать при высоких значениях расходов. Если же основное место среди целей, ради которых создается данная модель, уделяется согласованию меженных расходов, то тогда соответствующая целевая функция может основываться на логарифмической сумме квадратов.

11.4.3. Методы оптимизации параметров. Выбор алгоритма оптимизации параметров при создании каждой конкретной модели усложняется в связи с необходимостью принятия решений по пунктам, приведенным и проанализированным в разд. 11.3, а именно в связи с необходимостью обоснования типа модели, выбранных функций модели и их структуры, промежутка времени, который должен рассматриваться в процессе моделирования и продолжительности имеющихся рядов наблюдений, качества имеющейся информации. Эта проблема, по-видимому, может упроститься, если в рамках программного обеспечения существует всего один алгоритм решения обратной задачи, который, возможно, является алгоритмом, использующимся на протяжении некоторого периода времени без оценки его характеристик только потому, что других алгоритмов просто нет. Такой алгоритм может являться частью системной библиотеки без детального пояснения его структуры и принципов работы, без анализа результатов его использования для обработки реальных наборов данных. Несомненно, имеет смысл остановиться и посмотреть, а соответствует ли данный метод критериям, заложенным в структуру модели, и возможно ли с его помощью достичь целей моделирования. Исключительно с позиции машинных затрат может оказаться оправданным стремление к совершенствованию прежнего или созданию нового алгоритма оптимизации. Применение того или иного метода к любому случаю может привести к получению значений параметров, имеющих ненужную точность, и, следовательно, к излишним затратам ресурсов ЭВМ; если же параметры модели взаимно обусловлены, изменение структуры модели может оказывать на них лишь слабое влияние. В этом случае, несмотря на то что за период калибровки было получено хорошее согласование, воздействие, оказываемое на структуру модели с сильно искаженными параметрами даже при условии, что концепции, заложенные в расчетные зависимости, справедливы, может привести к выводу о том, что ее нельзя использовать для прогноза; пересмотр этих концепций может иметь лишь незначительные последствия.

Область использующихся в настоящее время методов поиска опти-

мальных решений варьирует от методов, основанных на прямом применении опыта и субъективных взглядов специалиста, создающего модель (такой подход опирается на метод "проб и ошибок" и предполагает использование определенных в полевых условиях значений параметров, осредненных по всей площади водосборного бассейна), до методов "автоматизированного" поиска оптимума. Последнюю группу методов, возможно, более правильно было бы назвать "полуавтоматизированными", поскольку их успешное применение невозможно без квалифицированного анализа результатов. Все методы поиска оптимума являются разновидностью подхода, основанного на прямом поиске, предполагающем изменение параметров и сопоставление получаемого в результате решения с данными наблюдений и результатами моделирования на предыдущем шаге. Различия стратегии поиска решений переносятся на подходы к варьированию параметрами и проверке результатов, получаемых на модели. Единственный метод, существенно отличающийся от остальных, – это метод, основанный на анализе производных. В соответствии с ним для получения функции Гасса рассматриваются первые и вторые производные векторов градиентов. Такой подход гарантирует достижение минимума в гиперпространстве, образуемом параметрами. Наилучшей разновидностью алгоритма поиска экстремумов, по-видимому, является алгоритм, обеспечивающий получение данных с помощью гладкой аналитической функции. Сходимость таких методов может быть очень быстрой. Однако в отношении наборов данных, содержащих случайные погрешности, а в ряде случаев и короткопериодные систематические погрешности, положение не является таким простым. Эти погрешности могут оказывать существенное влияние на якобиан градиентов векторов. Получаемая в результате плохая обусловленность системы параметрических векторных уравнений может привести к невозможности получения единственной системы оптимальных параметров. Проблемы, связанные с применением подобных алгоритмов, основанных на анализе производных, для обработки данных реальных наблюдений, в настоящее время до конца не исследованы, хотя существует ряд моделей, которые составлены таким образом, что удается избежать этих проблем. Примером в этом отношении служит модель, рассмотренная в работе [19]. Некоторые из числа этих проблем обсуждаются в работе [11].

Согласно прямым методам поиска оптимальных решений, удачность того или иного варианта, в ходе которого изменялось значение параметра, можно оценить либо путем прямого субъективного сопоставления фактических и рассчитанных на модели гидрографов, либо применяя некоторую целевую функцию, основанную на анализе расхождений между

двумя наборами значений расходов. Такая целевая функция предполагает необходимость применения алгоритма автоматизированного поиска оптимума. Назначение алгоритма заключается в формировании параметрического гиперпространства, в котором отыскивается минимум целевой функции. Гиперпространство имеет ту же мерность, что и параметры. К числу двух наиболее часто использующихся методов прямого поиска оптимальных решений в F-пространстве (пространстве допустимых решений) относятся метод, предложенный в 1960 г. Розенброком, и сильно отличающийся от него симплекс-метод Нелдера и Мида, разработанный ими в 1965 г. Симплекс, применяющийся в последнем из названных методов, не следует смешивать с симплексами, фигурирующими в методах линейного программирования. Метод Розенброка очень чувствителен к градиентам топографии гиперпространства и обеспечивает быстрое отыскание ближайшего локального минимума. Сильная сторона симплекс-метода заключается в том, что он может применяться в случае, когда топография гиперпространства определена не очень четко и для отыскания экстремальных точек требуется большее число итераций.

11.4.4. Метод оптимизации Розенброка. Основная идея этого алгоритма заключается в том, что вначале "активным" с позиции решения оптимизационной задачи принимается один параметр. Это обеспечивает наибольшую чувствительность алгоритма к каждой группе параметров, которые в данный момент считаются активными. Не все параметры принимаются активными одновременно; в то время как группа активных параметров оптимизируется, у основной их части сохраняются фиксированные значения. Метод Розенброка главным образом предназначен для оптимизации систем, включающих некоррелирующиеся параметры при условии, что топография исследуемого F-пространства близка к топографии, представленной на рис. 11.3 (в приведенном примере два параметра строго перпендикулярны).

Поиск оптимума ведется по осям поочередно, причем основная нагрузка лежит на первой оси. Стратегия выбора направления вектора, по которому ведется поочередный поиск, следует логической цепочке: "удача", "удача", . . . , "неудача", . . . , "удача". В этой цепочке "удача" соответствует случаю, когда целевая функция в F-пространстве принимает значение, которое меньше начального и каждого последующего "удачного" значения, а "неудача" – случаю, когда целевая функция принимает значение, большее предыдущего. По мере монотонного снижения значения целевой функции длина вектора поиска возрастает. В связи с этим могут возникнуть проблемы, связанные с тригонометрическими ограничениями, о чем кратко будет сказано ниже, в разд. 11.4.9. В "неудачной" точке направление вектора поиска меняется на противо-

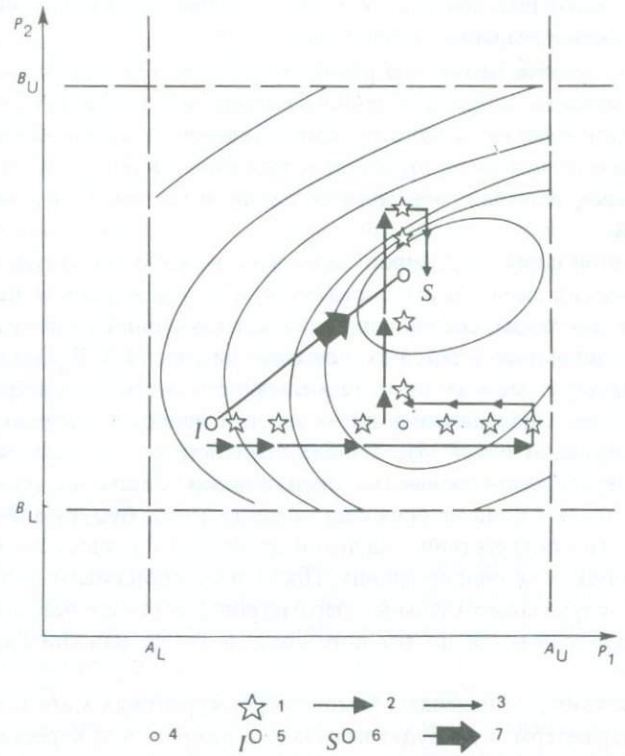


Рис. 11.3. Схема работы оптимизационного алгоритма Розенброка до момента первого поворота параметрических осей для случая с двумя параметрами P_1 и P_2, имеющими ограничения. A_L, A_U, B_L, B_U – ограничения, накладываемые на пространство поиска (область допустимых значений). *1* – точки, соответствующие пробам в F-пространстве; *2* – продвигающийся вектор "удачного" поиска; *3* – вектор обратного поиска после "неудачи"; *4* – последняя "удачная" точка по параметрической оси P_1; *5* – начальная точка поиска и новое начало координат для осей после их поворота; *6* – последняя "удачная" точка первой итерации алгоритма; *7* – результирующий вектор IS, совпадающий с новой осью P_1 после переноса начала координат в точку *I* и поворота осей.

положное и его длина с каждым шагом поиска уменьшается. Поиск по этой оси прекращается в момент, когда снова достигается "удачное" значение параметра. В этой точке первоначальное значение параметра меняется на новое; это новое значение остается неизменным, в то время как процесс поиска оптимума таким же образом продолжается применительно к следующей параметрической оси. Итерация алгоритма считается завершенной при условии, что поиск был проведен по всем

осям и в результате либо был получен новый минимум, либо были сохранены первоначальные значения параметров.

В своей основополагающей работе Розенброк [32] для поиска оптимума использовал подход, предполагающий попеременный анализ по параметрическим осям, однако его сопоставление с вышеописанным подходом показало, что он не приводит к различиям в получаемых в итоге окончательных значениях параметров, а лишь значительно усложняет ход вычислений.

После этой первой итерации "прямого поиска" проводится поворот параметрических осей таким образом, чтобы ось ведущего параметра совпадала с вектором, соединяющим начало координат и точку с самым последним минимумом так, как показано на рис. 11.3. Эффективность такой процедуры зависит от чувствительности этого параметра; предполагается, что в направлении этого вектора наиболее логично продолжать последующий поиск. Названные предпосылки справедливы для случая с двумя ортогональными параметрами. Затем проводится поочередный поиск с новыми осями до момента, когда будут получены минимальные (в соответствии с целевой функцией F) значения параметров, входящих в активную группу. Поскольку координатные оси были повернуты, улучшение отдельных параметров становится невозможным. Итерации продолжаются до тех пор, пока не будет выполнен критерий сходимости.

К сожалению, с введением в модель реккурентных математических функций параметры, как будет показано в разд. 11.4.8, перестают быть независимыми даже в случае, если они могли таковыми являться, исходя из концептуальных установок. Вместо параметрического пространства, имеющего отчетливый глобальный минимум, как показано на рис. 11.3, в этой ситуации пространство имеет почти L-образную, напоминающую долину форму. В двумерном случае рукава этой долины асимптотически приближаются к двум параметрическим осям. В этом случае поворот осей может привести к тому, что вектор поиска выйдет за пределы первоначально очерченной долины. Продвижение к минимуму в такой ситуации становится возможным лишь в процессе поиска по второстепенным осям. Эта проблема может приобрести серьезные последствия, если мы имеем дело со сложными моделями и большими наборами данных, а вычислительные ресурсы должны быть сведены к минимуму.

Вместе с тем, как было установлено, рассматриваемый метод оптимизации является быстро сходящимся и обеспечивает достоверные результаты в случае, когда он используется совместно с критерием сходимости, рассматриваемым применительно к реальному параметрическому пространству, которое противопоставляется масштабированному

пространству, представление о котором возникает в связи с алгоритмом, предназначенным для нормализации размеров параметров. Первоначально в качестве критерия было принято следующее условие: считается, что сходимость достигается в момент, когда изменение масштабированных параметров между итерациями не превышает 1%. Использование такого критерия приводит к тому, что значительная часть машинного времени расходуется на непродуктивный поиск, который не обеспечивает абсолютно никакого улучшения согласования параметров или изменений, которые могут быть объяснены в рамках принятой точности моделирования.

После завершения процедуры поиска необходимо попытаться проверить, является полученный оптимум локальным или глобальным. Как было установлено, единственный удовлетворительный способ, обеспечивающий достижение этой цели, – повторное прокручивание алгоритма применительно к новому набору параметров. В результате таких повторных расчетов, начинающихся с новой точки, обеспечивается поиск в более широкой области вокруг оптимума.

11.4.5. Оптимизационный симплекс-метод. Метод был разработан Нелдером и Мидом и рассмотрен ими в работе [23]. Согласно этому методу, поиск оптимума в параметрическом пространстве проводится с использованием симплекса, число вершин которого больше мерности пространства. Симплекс в n-мерном пространстве представляет собой систему, состоящую из $(n + 1)$ точек. Примером симплекса в двумерном пространстве служит треугольник, в трехмерном пространстве – тетраэдр. Рассматриваемый метод основан на сопоставлении значений целевой функции в вершинах многогранника и замене наиболее выступающей вершины другой точкой. Новая точка получается в результате "отражения" наиболее выступающей вершины относительно центра тяжести, образуемого другими вершинами. Затем значение целевой функции в самой нижней вершине $F_{\min}$ сравнивается с новым значением целевой функции F'. Это значение должно удовлетворять одному из следующих трех неравенств:

$$(1)\quad F_{\min} < F' < F_{\max},$$
$$(2)\quad F' < F_{\min},$$
$$(3)\quad F' > F_{\max}.$$

В первом случае наиболее выступающая вершина сразу же заменяется новой точкой, и расчеты повторяются сначала. В случае выполнения второго неравенства очень эффективным считается метод отражения, предполагающий, что вектор поиска оптимума ориентирован вдоль прежнего направления с той лишь разницей, что его умножают на ска-

лярную величину – коэффициент удлинения гамма (> 1). Такое удлинение вектора поиска описывается следующим векторным соотношением:

$$\mathbf{B} = \text{гамма} \cdot 2\mathbf{A},$$

где **B** – вектор, проведенный из предыдущей новой точки P' до отнесенной точки P'', **A** – вектор, проведенный из наиболее выступающей вершины до центра тяжести многогранника, образуемого остальными вершинами P. Координаты новой точки P'' описываются соотношением, приведенным в работе Кларка [2]:

$$P'' = \text{гамма} \cdot P' + (1 - \text{гамма})P$$

После этого подсчитывается значение функции ошибок F'' в новой точке. Если F'' удовлетворяет вышеприведенному неравенству 2), это означает, что удлинение симплекса было удачным. После этого старая наиболее выступающая вершина заменяется новой точкой, и расчеты повторяются с использованием переопределенного симплекса.

Если значение F'' не удовлетворяет неравенству 2), это соответствует случаю, когда F'' больше полученного ранее значения F'. В такой ситуации наиболее выступающая точка многогранника заменяется точкой P', и расчеты продолжаются со следующей итерации.

Если отображение наиболее выступающей точки в точку P' приводит к появлению точки, в которой значение функции ошибок больше, чем предполагалось, вектор поиска отдаляется от минимума без его учета. Таким образом, в результате движения точки P' к предполагаемому минимуму P'' симплекс сокращается в размерах. В итоге размер вектора поиска оказывается равным произведению вектора **A** на коэффициент бета (< 1). Векторное соотношение для этого случая аналогично векторному соотношению, включающему коэффициент гамма; аналогичны и выражения, описывающие координаты новой точки. В новой точке P'' рассчитывается значение целевой функции F''. Если оказывается, что она меньше или равна значению целевой функции в наиболее выступающей точке, последняя заменяется точкой P''. В случае когда сжатие симплекса оказывается неудачным, т. е. не достигается новое, меньшее значение F, значения этой функции во всех вершинах симплекса заменяются полусуммой ее значений в этих вершинах и наименьшей вершине, после чего поиск возобновляется с новым симплексом. Все вершины нового симплекса находятся в зависимости от наименьшей вершины.

Нелдером и Мидом был введен коэффициент отражения альфа. Однако, поскольку они и другие, следующие по их стопам авторы установили, что наилучшим значением коэффициента альфа является единица,

дискуссии по этому поводу обычно не возникают. Другие коэффициенты принимают следующие значения: бета = 0,25 и гамма = 2,0. Эти значения первоначально были получены Нелдером и Мидом, и в ходе последующих исследований общего характера (см., в частности, работу [29]), при которых эта проблема не рассматривалась, они не уточнялись. Паркинсоном и Хатчинсоном [25] были получены значения бета = = 0,25 и гамма = 2,5, однако они выражали сомнения в отношении их всеобщей применимости.

Рассматриваемая проблема предполагает необходимость адекватной проверки сходимости алгоритма. Один из таких тестов, использующихся в настоящее время, заключается в проверке того, представляет ли собой симплекс плоскость на n-мерной поверхности. После того как заканчивается формирование каждого нового симплекса, проводится тест на "стандартную ошибку" целевой функции F в вершинах многогранника F_n:

$$SEE = \sum(F_i - F_{\text{средн}})/n .$$

Поиск прекращается в момент, когда SEE становится меньше некоторого заранее выбранного значения.

Совершенно очевидно, что проверка на сходимость является неудовлетворительной, поскольку вполне вероятно, что поиск завершится прежде, чем симплекс уменьшится до размеров области оптимума. Отражения симплекса обеспечивают "зигзагообразное" приближение к минимуму. При этом направление вектора поиска приближается к области, в которой может оказаться локальный оптимум или локальный гладкий отрезок целевой функции у вершин многогранника. Из-за начальных значительных изменений вектора поиска в отраженном симплексе в процессе приближения к оптимуму при использовании рассматриваемого метода поиск проводится на большей площади n-мерной поверхности, чем при использовании алгоритма Розенброка. Однако с применением симплекс-метода связана та же проблема: найденный оптимум может оказаться локальным оптимумом на дне "долины", как это было рассмотрено ранее. Разновидность симплекс-метода, в соответствии с которой осуществляется сжатие симплекса, более предпочтительна для использования, чем версия этого метода, предусматривающая растяжение вдоль дна долины и последующее сжатие симплекса в окрестностях локального оптимума.

Если целевая функция на протяжении ряда итераций остается практически неизменной, возможно, что в процессе поиска была обнаружена "долина" с крутыми склонами. Вполне возможно, что более разумным был бы подход, предусматривающий растяжение симплекса и расши-

рение области поиска за счет использования вершин с минимальными значениями целевой функции в качестве опорных вершин нового симплекса, а остальных вершин путем введения обычного поправочного коэффициента – для определения их координат. Этими тестами достигается проверка условия локального минимума в точке. Результаты этой проверки можно подтвердить повторным расширением симплекса.

11.4.6. Стратегия оптимизации параметров. В общем случае разновидность модели с сосредоточенными параметрами, наиболее успешно применяющаяся для воспроизведения реакции характеристик стока на выпадающие атмосферные осадки, включает в себя от 8 до 12 параметров. Чтобы оптимизировать такое большое число параметров, нет никакого смысла одновременно принимать их всех активными в процессе реализации оптимизационного алгоритма. В этом случае структура модели почти наверняка становится параметрически искаженной, и, несмотря на то что в период калибровки может быть получено хорошее согласование параметров, при воспроизведении экстремальных явлений будут иметь место значительные ошибки в прогнозе. Как было установлено, система из четырех параметров является наибольшей системой, которая на практике без ущерба для результатов может "плавать" в отношении структуры модели и вычислительных ресурсов программы Гидрологического института.

Применительно к модели водосборного бассейна, описанного в разд. 11.2, в качестве первых приближений параметров используются значения, которые являются физически реальными или получаются по результатам полевых наблюдений. Эти значения затем разбиваются на три подсистемы таким образом, чтобы каждая из них согласовывалась со стратегией эвристической оптимизации, в соответствии с которой опыт, приобретаемый в процессе оптимизации одной подсистемы, являлся бы основой для оптимизации следующих подсистем. Согласно такому подходу, параметры модели разделяются на группы, определяющие долговременную реакцию емкостных свойств природной системы, кратковременный поверхностный сток и величину запасов.

Задачи, в которых рассматриваются долговременные изменения в исследуемых системах, обычно решаются на моделях, позволяющих получать результаты с точностью до одного месяца. Информация, закладываемая в такие модели и получаемая по результатам наблюдений, проводившихся с разной частотой, приводится к этому же основанию. Цель процедуры заключается в получении хорошего согласования объемных характеристик стока. В этой части стратегии оптимизации целевая функция и показатель точности согласования, получаемого на модели, *RE,* построены на основе данных, обобщенных за период времени в один ме-

сяц. *RE* описывается выражением, эквивалентным формуле для определения коэффициента регрессии в понимании Наша и Сатклиффа [22]. Выражение, по которому определяется *RE*, записывается следующим образом:

$$RE = \frac{(FO - F)}{FO},$$

где $FO = \sum (Q_{\text{набл}} - Q_{\text{средн}})^2$.

На основе помесячного осреднения проводится оптимизация следующих параметров: *FS, RC, FC, DCT, GSU* и *GSP* (все они описаны в разд. 11.2). Параметры, характеризующие реакцию системы на быстрый поверхностный сток и просачивание почвенной влаги, образуют вторую группу параметров, которые оптимизируются с точностью до того промежутка времени, применительно к которому они были получены. К числу этих параметров относятся *RS, RR, RK, RX, DCS* и *A*, а также два коэффициента запаздывания – *RDEL* и *GDEL*. Эти параметры определяют форму и тонкую структуру гидрографа. Следует помнить о важности емкостных параметров, поскольку в итоге модельных расчетов та или иная емкость может опустеть, что впоследствии сложно будет исправить, либо наоборот емкость может заполняться бесконечно, и если не заданы предельные значения ее размеров, это может привести к "затоплению", т. е. к получению на модели излишних статей расходной части баланса. Размеры емкости, соответствующей объему удерживаемой растениями воды, *SS*, также влияют на реакцию природных систем, возникающую в связи с выпадающими атмосферными осадками; они снижают интенсивность быстрого поверхностного стока. Существенную роль играют и начальные значения объема влаги, содержащейся в той или иной емкости. Эти значения, с одной стороны, определяют результаты первого прогнозного решения, получаемого на модели, с другой стороны, в случае когда достигнуто хорошее согласование параметров модели, систематические погрешности в начальных значениях объема емкостей могут накапливаться и на конец периода времени, воспроизводимого на модели, составят большую цифру. При комплектовании подсистем, состоящих из четырех или меньшего числа параметров, в пределах каждой системы решающим фактором обычно выступает последовательность математических функций. Этого можно избежать в случае, если какой-то конкретный параметр обладает повышенной чувствительностью.

После того как достигнуто удовлетворительное согласование параметров модели, причем все параметры, входящие в систему, являются взаимозависимыми (как будет показано в разд. 11.4.8, это достигается

в результате решения последовательно выбираемых пар уравнений), предпринимается заключительная попытка оптимизировать систему параметров, элементы которой представляют собой наиболее чувствительные параметры каждого из модулей модели. Однако эта заключительная "тонкая настройка" параметров модели может не состояться из-за неудовлетворительного качества исходных данных. Точность согласования параметров не может быть выше случайных и систематических погрешностей, присущих системе исходных данных.

11.4.7. Проблемы, возникающие в связи со структурой модели. Модель может состоять либо из единственной математической функции, не имеющей ограничений (такие модели характерны при аналитическом и стохастическом подходе к решению рассматриваемой задачи), либо из сложной последовательности функций, каждой из которых приписываются свои собственные ограничения. В последнем случае разрывы сплошности F-пространства могут значительно снизить эффективность поиска. На рис. 11.4 изображена трехмерная схема пространства, образуемого двумя параметрами запаздывания, *RDEL* и *GDEL*. Схема приведена в реальном параметрическом пространстве, которое противопоставляется масштабированному пространству. На этом рисунке видно, насколько трудно вести поиск оптимума в пространстве с такой сложной топографией, усугубляющейся разрывами, которым подвергаются значения упомянутых параметров в соответствии с введенными ограни-

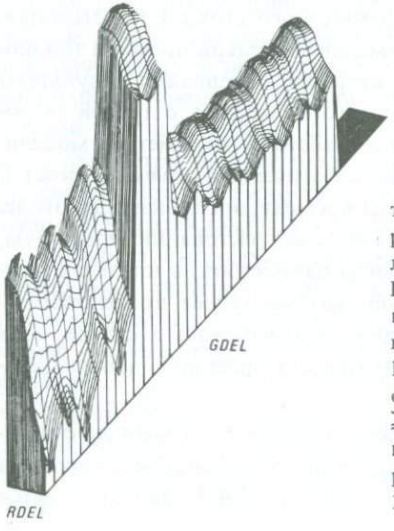


Рис. 11.4. Трехмерный рельеф F-пространства, сформированный на модели Гидрологического института с помощью библиотечной подпрограммы SURFACE II. Пространство образовано двумя параметрами – временем запаздывания поверхностного и подземного стока (соответственно RDEL и GDEL) и накладываемыми на них ограничениями: $1 \geqslant$ RDEL $\geqslant 9$ ч и $5 \geqslant$ $\geqslant$ GDEL $\geqslant$ 175 ч. Основание каждого элемента, на которые разбиты грани F-пространства, соответствует интервалам времени: 20 мин для RDEL и 5 ч для GDEL.

чениями. В масштабированном параметрическом пространстве каждый параметр нормализуется, и тем самым устраняется любая зависимость от относительных размеров. В результате этой процедуры появляется возможность построить процесс оптимизации целиком на анализе влияния параметров на целевую функцию.

Например, в концептуальной модели Гидрологического института структурный ряд концептуальных функций делится на модули, отражающие последовательность действия процессов в гидрологическом цикле. Приведение первоначального входа модели, соответствующего атмосферным осадкам, к ряду входов, направленных в емкости, выходов, отражающих испарение, и входов в выражения, описывающие сток, неизбежно обусловливает существование последовательного сопряжения функций. Это отражается в снижении эффективности значений параметров, поскольку они являются следствием подобного приведения выходов модели. Изменения этих параметров могут незначительно влиять на целевую функцию или вовсе могут оказаться недейственными.

Структура модели, как говорилось в разд. 11.3, будет изменяться в зависимости от моделируемого промежутка времени. Чем короче интервалы времени, тем большее значение будет иметь последовательность вычислений, базирующихся на определенных концепциях, для точности оценки параметров и тонкой структуры прогнозного гидрографа.

11.4.8. Пространственные ограничения, накладываемые на вектор поиска. F-пространство образуемое параметрами, имеет ту же мерность, что и сами параметры, и поиск в этом n-мерном гиперпространстве должен ограничиваться набором предельных условий. В качестве таких условий зачастую выступают физически обоснованные ограничения, получаемые на основании теоретических представлений или по результатам полевых наблюдений, проводившихся под углом зрения концепций, заложенных в модель. Такой подход является эффективным средством, ограничивающим количество расчетных шагов путем сужения области поиска так, как это показано на рис. 11.4. Между тем модель – это не реальный мир, а лишь его подобие, и поэтому иногда ограничения следовало бы делать менее строгими, поскольку они могут быть в какой-то степени произвольными с позиции концепций, заложенных в модель. Такое снижение требований к предельным условиям предполагает, что отдельные граничные контуры в процессе поиска оптимума могут пересекаться, после чего поиск часто снова возвращается в исходную область.

Использование ограничений вызывает ряд проблем, связанных с разработкой вычислительных алгоритмов. Основная проблема обусловлена резким отклонением вектора поиска на границе или сменой его направления на противоположное. В принципе в граничных точках значе-

ния параметров можно фиксировать; помимо этого, поиск можно вести вблизи этих граничных точек. Однако такая процедура строго лимитируется числом шагов поиска, а непрерывное обращение к граничным точкам ведет к потерям машинного времени. В некоторых алгоритмах на такие обращения к граничным точкам накладываются штрафы. Метод, предложенный Розенброком [32] , предусматривает искусственное поднятие на границах поверхности, в пределах которой ведется поиск оптимума. Такой прием вызывает изменение направления поиска на противоположное. Названные методы могут привести к возникновению существенных систематических погрешностей в параметрической структуре модели.

В некоторые алгоритмы заложены тригонометрические решения, предусматривающие масштабирование параметров с использованием синусоидальной квадратичной функции ограничений, накладываемых на значения параметров. Параметру приписывается начальное значение, равное средневзвешенной величине накладываемых на него ограничений: эта часть диапазона изменений параметра является наиболее чувствительной. Шаг поиска по мере приближения к какому-либо ограничению постепенно уменьшается. Поиск прекращается в момент, когда целевая функция достигает ограничений, накладываемых на значение изменений параметра между двумя соседними шагами поиска. Этот метод, однако, имеет тот недостаток, что он неизменно требует переопределения ограничений после каждой итерации.

Другая проблема, связанная с этим типом ограничений, заключается в том, что в ряде случаев в некоторых алгоритмах вектор поиска удлиняется с каждым удачным шагом, в результате чего граница области поиска может пересекаться, так как скорость возрастания длины вектора поиска выше, чем скорость его уменьшения, определяемая синусоидальной квадратичной функцией. Это может привести к получению больших отрицательных значений параметров. Парадокс: хорошее согласование параметров модели можно получить с отрицательным значением времени запаздывания!

11.4.9. Анализ чувствительности и критерий сходимости. Применительно к алгоритмам оптимизации понятие чувствительности, совершенно очевидно, связывается с длиной шага поиска, задаваемого в программе на каждой итерации. Длина этого шага должна изменяться таким образом, чтобы по мере приближения к оптимальному значению шаги становились все меньше и меньше и тем самым обеспечивалась бы возможность достижения точки оптимума. Набор данных является непрерывным в пределах данного промежутка времени, однако, в случае если преобладает относительная нечувствительность алгоритма, между

рассматриваемыми интервалами времени будут существовать ступеньки и разрывы, связанные с погрешностями. Понятие чувствительности применительно к конкретным параметрам служит мерой влияния, оказываемого им на целевую функцию в отношении рассогласования параметров модели. Количественно эта мера может быть выражена зависимостями, приведенными в разд. 11.4.7 для *FO* и *RE*, в соответствии с которыми изменения *RE* в процентном выражении можно определить при условии, что остальные параметры имеют фиксированные значения.

Основная целевая функция рассматриваемого оптимизационного алгоритма – минимизация остаточных разностей между значениями расходов, рассчитанными на модели и замеренными на природном объекте. Однако точность, с которой достигается эта цель, должна ограничиваться таким образом, чтобы не происходило излишнего расходования вычислительных ресурсов. Должен быть установлен критерий, который обеспечил бы наиболее экономичное использование машинного времени с одновременным достижением приемлемой точности оценивания системы параметров модели. Такой подход может быть реализован как в масштабированном, так и в реальном параметрическом пространстве. Первый случай наиболее приемлем в такой ситуации, когда требуется точное определение значений параметров. Это очень легко может быть достигнуто путем точного определения пределов изменений масштабированных параметров в процентном выражении. Если целью моделирования является получение на модели достаточно близкого подобия наблюдаемого гидрографа, то момент завершения поиска следовало бы задавать условием, согласно которому изменения функции (в частности, значение *RE*, представляющее собой отношение фактических данных к данным, полученным в результате прогнозирования на модели) на двух соседних расчетных шагах стали бы меньше некоторого наперед заданного предельного значения. Предельное значение должно задаваться таким образом, чтобы можно было установить параметрическую структуру модели, а затем путем его снижения до момента, пока не будет получено приемлемое согласование параметров, уточнить ее детали.

11.5. Применение концептуальных моделей для целей гидрологического (гидролого-гидрогеологического. – *Ред.*) прогнозирования. *11.5.1. Цели моделирования водосборных бассейнов.* Структура моделей применительно к конкретной целевой функции была рассмотрена в разд. 11.3. Между тем было бы полезно уточнить выходы модели и на этом основании возможные области применения хорошей физически обоснованной концептуальной модели. Возможные выходы модели, как и сле-

довало ожидать, зависят от степени ее сложности. Однако любая модель, подобная модели Гидрологического института, кратко описанной в разд. 11.2, должна обеспечивать возможность получения с точностью до одного часа приемлемых оценок следующих выходных характеристик или любого их сочетания:

1) расход поверхностного водотока;
2) интенсивность эвапотранспирации;
3) недостаток насыщения и изменение запасов почвенной влаги;
4) изменение запасов подземных вод.

Поскольку целевая функция, использующаяся для согласования параметров модели, обычно включает лишь первую из названных характеристик, любые случайные и систематические погрешности могут снизить точность остальных характеристик. Так, например, абсолютные значения запасов почвенной влаги могут содержать систематическую погрешность, а прогноз изменений величины запасов подземных вод, вполне возможно, будет дан с достаточной точностью.

Области применения этих выходных характеристик достаточно разнообразны и сводятся к следующим группам:

а) контроль качества получаемой информации и восполнение недостающих данных;

б) экстраполяция рядов гидрологических и гидрогеологических наблюдений;

в) создание искусственных наборов данных для проектирования инженерных сооружений и других целей;

г) оценка водных ресурсов;

д) управление водными ресурсами, в том числе прогнозирование в реальном времени.

В последующих разделах рассматриваются общие методы, применяющиеся при модельных исследованиях в этих областях; они иллюстрируются результатами, полученными на модели Гидрологического института.

11.5.2. Контроль качества получаемой информации и восполнение недостающих данных. Продолжительные ряды гидрологических и гидрогеологических наблюдений, получаемые в процессе реализации исследовательских программ и программ по ведению мониторинга, как правило, служат основой для проведения многочисленных модельных и статистических исследований. Для доказательства того, что данные наблюдений, получаемые из подобных информационных банков, не содержат систематических ошибок в результате существования разрывов рядов наблюдений и трендов, а также других погрешностей, связанных с методикой

наблюдений или обработки информации, можно использовать разнообразные методы контроля за качеством исходной информации и восполнения недостающих данных.

Наиболее обычными среди этих методов, по-видимому, являются метод регрессионного анализа, метод построения сдвоенных обобщенных графиков и метод анализа временны́х рядов. Жизнеспособной альтернативой перечисленным методам служит метод моделирования этих данных, с помощью которого можно не только установить периоды, в течение которых имели место ошибки в данных, но и выявить источники этих ошибок. Очень привлекательным метод моделирования представляется также в связи с проблемами восполнения недостающих данных и экстраполяции в тех случаях, когда моделируемые физические процессы, преобразующие входные сигналы в выходные, неявным образом несут на себе "отпечаток" предшествующих условий.

Основной подход, применяющийся при решении задач этого типа, заключается в том, что калибровка соответствующей модели проводится по периоду, на который имеются данные наблюдений, первоначально принимающиеся за наиболее достоверные. Если достигается близкое согласование параметров модели, этот факт сам по себе служит некоторым подтверждением исходных предпосылок. По крайней мере получаемое согласование свидетельствует о том, что любые погрешности на этом отрезке ряда наблюдений являются систематическими и устойчивыми. Используя модель в ее прогнозном варианте для воспроизведения остальной части рядов наблюдений и составляя графики изменения во времени суммарных величин отклонения фактических данных от прогнозных, можно установить размеры и продолжительность разрывов в рядах наблюдений и трендов. Неожиданные разрывы таких графиков возникают в связи либо с ошибками ввода исходной информации, либо с погрешностями данных наблюдения за стоком, либо с неадекватностью модели. Если выбор и калибровка модели проводились в соответствии с требованиями, рассмотренными в предыдущих разделах, то это не должно было бы произойти. Тем не менее исходные данные желательно проверять, с тем чтобы убедиться в том, что разрывы не совпадают с некоторым сочетанием обстоятельств, которые не были предусмотрены на стадии обоснования модели и с которыми столкнулись в период калибровки. Классическим примером неадекватности, с которым имеют дело в процессе использования описанной версии модели Гидрологического института, служит ситуация, когда происходит процесс формирования снежного покрова. Поскольку в упомянутую модель не входит подпрограмма, ответственная за имитацию процесса снеготаяния, это будет сказываться на графике, отражающем суммар-

ное отклонение фактических данных от расчетных: в период накопления снега значения стока, получаемые на модели, будут завышенными, а в период снеготаяния – заниженными. Если гипотезу о неадекватности модели можно отбросить, значит, должны существовать ошибки в исходных данных, и для выяснения этого потребуется анализ тонкой структуры входных и выходных сигналов в соответствующей точке.

Типичная ситуация разрывов в ряду наблюдений возникла в процессе моделирования водосборного бассейна Уай – одного из двух экспериментальных водосборных бассейнов, имеющего площадь 1000 га и расположенного в районе Плинлимона, центральная часть Уэльса. На примере этого бассейна с помощью модели Гидрологического института исследовались гидролого-гидрогеологические эффекты залесения. Характер землепользования в пределах рассматриваемого водосборного бассейна является устойчивым: здесь расположены высокогорные пастбища. Модель Гидрологического института позволяет достаточно хорошо воспроизводить природные условия территории, за исключением случайных снегопадов, о чем говорилось выше. Между тем, когда моделировался прогнозный промежуток времени, выявились некоторые разрывы рядов наблюдений. Эти разрывы относятся к нескольким наиболее крупным паводкам, хотя в сходных условиях, при других паводках аналогичного масштаба, было достигнуто хорошее согласование параметров модели. Детальный анализ гидрографов этих паводков и сопоставление их с гидрографами, полученными на сопредельных водосборных бассейнах, подтвердили точку зрения, согласно которой ошибки связаны с замерами расходов. В ходе последующих исследований был выявлен источник этих ошибок – прерывистый характер смачивания уровнемера, в который легко могли попасть выносимые рекой осадки.

Долговременные закономерные расхождения между суммарными наблюденными и прогнозными графиками изменения характеристик стока во времени могут быть связаны с ростом систематических погрешностей в исходных данных – фактических значениях расходов – или же с особенностями применяющихся методов обработки данных. Анализ таких закономерных отклонений в сопоставлении с временем года, распределением дождевых осадков, методиками полевых наблюдений и обработки данных, а также – в случае необходимости – с привлечением данных об эвапотранспирации, влажности почв и прогнозных гидролого-гидрогеологических условиях, получаемых на модели, позволил выявить ряд погрешностей в оценке интенсивности выпадающих дождевых осадков, расходов и других характеристик, входящих в уравнение Пенмана (см. уравнение (11.2). – *Перев.*) и получаемых по разноплановым данным наблюдений в пределах водосборных бассейнов, на которых

вели исследования сотрудники Гидрологического института. Обычно ошибки в значениях уровней воды, использующихся кривых расхода, представлениях относительно временны́х закономерностей выпадения дождевых осадков, а также ошибки в методике обработки данных обнаруживаются в процессе последующих исследований. Два необычных примера можно привести в связи с гидрологическими наблюдениями, проводившимися в пределах водосборного бассейна реки Кам выше Дернфорд-Милла [8]. Этот водосборный бассейн, занимающий площадь 197 км^2, преимущественно распахан. Он сложен меловыми породами, на возвышенных участках перекрывающимися глинистыми отложениями, а в днищах долин – алевритами и гравием. Калибровка, проводившаяся с использованием соответствующей версии модели Гидрологического института, позволила по данным, относящимся к периоду калибровки, получить хорошее согласование параметров. Прогноз для периода 1970 – 1975 гг. привел к следующим результатам. Для начального отрезка этого периода было получено хорошее совпадение замеренных и прогнозных расходов, но начиная с 1972 г. имело место расхождение между ними. В первые шесть месяцев 1975 г. скорость увеличения этой разницы возросла. Анализ, подобный описанному выше, позволил выявить два источника погрешностей: один из них связан с оценками элементов водного баланса, составляющих уравнение Пенмана и входящих в рассматриваемую модель, а второй – с исходными данными, относящимися к интенсивности дождевых осадков, выпавших в течение названного периода 1975 г. В итоге проведенных исследований было обнаружено, что обработка данных о величине суммарной радиации начиная с 1972 г. выполнялась с систематической погрешностью, а площадной весовой коэффициент Тейса в первые шесть месяцев 1975 г. из-за невнимательности принимался равным нулю. После того как эти ошибки, связанные с методикой обработки информации, были устранены, точность согласования параметров за период 1970–1975 гг. (рис. 11.5) стала сопоставимой с точностью согласования, достигнутой за период калибровки модели.

Если достигнут такой уровень согласования параметров, данная модель с уверенностью может использоваться для восполнения пробелов в рядах наблюдений за изменениями стока, связанных с неадекватной структурой системы наблюдения или с неправильным срабатыванием регистрирующих приборов, как это имело место в случае с рассмотренным выше водосборным бассейном реки Уай. Примером более длительного пробела в наблюдениях, проводившихся в пределах водосборного бассейна реки Уай в 1975 г., служит ситуация, имевшая место с апреля по июнь этого года, когда в связи с появлением случаев заболевания

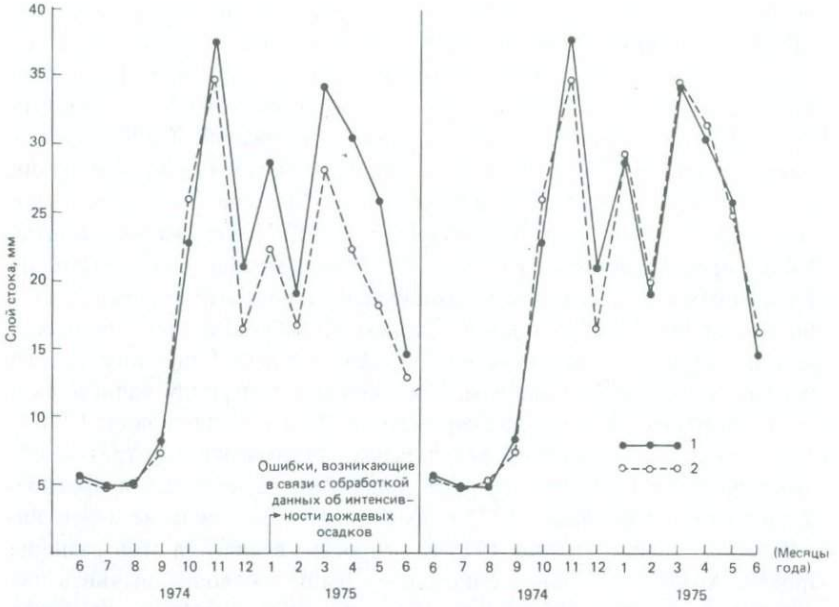


Рис. 11.5. Выявление и исправление ошибок, связанных с методикой обработки данных об интенсивности дождевых осадков на территории водосборного бассейна реки Кам до Дернфорд-Милла, которые используются в модели Гидрологического института. На рисунке даны суммарные месячные значения речного стока. *1* – замеренный сток; *2* – прогнозный сток.

животных ящуром был прекращен их доступ к водотокам. Между тем за этот период времени данные об интенсивности дождевых осадков и о переменных, входящих в уравнение водного баланса Пенмана, были получены в объеме, достаточном для разработки модельных прогнозов стока с детальностью до одного часа. Когда был проведен статистический анализ этих данных, выяснилось, что их нельзя отличить от результатов наблюдений, проводившихся в соответствующие другие периоды.

Основной целью исследований, проводившихся в районе Плинлимона, являлся сравнительный анализ параметров водопользования и реакции гидролого-гидрогеологической системы, возникающей в связи с водопользованием, которые являются характерными для залесенных водосборных бассейнов (например, бассейна реки Северн) и водосборных бассейнов, занятых лугопастбищными угодиями (бассейн реки Уай). Сбор данных в пределах водосборного бассейна реки Уай фактически начался в январе 1969 г. Между тем постоянные проблемы,связанные с заиливанием русла реки Северн, отложили начало периода, в те-

чение которого появилась возможность качественных замеров расходов, до сентября 1971 г. Значения расходов реки Северн за период с января 1969 г. по сентябрь 1971 г. были получены на основании прогнозных расчетов[1], проводившихся с использованием соответствующей версии модели Гидрологического института, откалиброванной с детальностью до одного часа по последующему периоду, для которого имелись качественные исходные данные. Как и в случае, когда проводилось восполнение недостающей информации по водосборному бассейну Уай, рассчитанные на модели значения расходов в статистическом отношении нельзя было отличить от данных последующих наблюдений, проводившихся как в пределах водосборного бассейна Северн, так и на территории других бассейнов.

11.5.3. Экстраполяция рядов наблюдений и создание искусственных наборов данных. В Великобритании, как и во многих других странах мира, как правило, ряды наблюдений за выпадающими дождевыми осадками намного длиннее рядов наблюдений за речным стоком. Основное требование, которое должно соблюдаться при решении задач оценки водных ресурсов, запасов и для достижения других целей, связанных с проектированием, заключается в том, что ряды наблюдений за речным стоком должны иметь протяженность, достаточную для значимого статистического анализа. В этой ситуации очень существенную роль может сыграть хорошая модель. Получив качественные данные о речном стоке за период в несколько лет, можно говорить, что их достаточно для того, чтобы выполнить калибровку и проверку модели, которая затем может использоваться для экстраполяции данных наблюдений за речным стоком на весь период, по которому имеется информация о дождевых осадках и других метеорологических параметрах водосборного бассейна.

Частный пример использования такого подхода к решению задачи экстраполяции данных почасовых наблюдений за речным стоком в пределах небольшого экспериментального водосборного бассейна, покрытого густой сетью точек, кратко был рассмотрен в предыдущем разделе. Однако более показательным в этом отношении примером служит применение версии модели Гидрологического института, предназначенной для воспроизведения стока с детальностью до одних суток, для обрат-

---

[1] Авторами в термин "прогноз" вкладывается более широкий смысл, чем тот, который следует из буквального перевода греческого слова prognosis (предсказание о развитии и исходе каких-либо событий, явлений). Под этим термином понимается не только экстраполяция информации во времени прямо в будущее, но и обратная, в прошлое (эпигноз), а также экстраполяция в пространстве. – *Прим. перев.*

ной экстраполяции рядов наблюдений за стоком в верхнем течении Темзы на отрезке до Эншема от 1951 г. в прошлое до 1882 г. [9] . Исследования проводились под эгидой бывшего Центрального органа планирования водных ресурсов, так что результаты можно было бы сопоставить с результатами, полученными на регрессионной модели.

В Управлении по использованию водных ресурсов Темзы собраны данные о расходе реки начиная с октября 1951 г. по сентябрь 1978 г. Эти данные были отфильтрованы, в результате чего была создана достоверная информационная база, содержащая сведения о расходах реки, выраженных в кубических метрах за секунду. В рамках Метеорологической службы были получены оценки среднесуточной интенсивности дождевых осадков и величины испаряемости, входящей в уравнение Пенмана, за период с 1882 по 1976 г. Оценки интенсивности дождевых осадков основывались на осреднении данных наблюдений по 13 станциям, расположенным в пределах водосборного бассейна; для получения таких средних оценок в период, когда происходили перестройки этой сети наблюдений, использовались данные около 200 различных станций. Часто среднесуточные оценки интенсивности дождевых осадков выводились из суммарного месячного объема фактических осадков с применением зависимости, описывающей выведенную на основании длительных наблюдений закономерность изменения среднесуточных значений этого элемента водного баланса в течение месяца. Все среднесуточные значения испаряемости аналогичным образом оценивались по суммарным месячным значениям с учетом долговременных закономерностей, отражающих тенденции изменения распределения этой характеристики в течение года.

После оценки качества данных последние 43 месяца из названных рядов наблюдений (с июня 1973 г. по декабрь 1976 г.) использовались в качестве периода, по которому проводилась калибровка модели. Затем выполнялась проверка модели путем решения эпигнозной задачи по оценке расходов за предшествующий период времени – начиная с октября 1951 г.

В период калибровки модель проявила хорошие эксплуатационные качества: значение *RE* для параметров, представленных на модели с детальностью до одного месяца, составило 0,98, а для параметров, заданных с детальностью до одних суток, – 0,95. В период, для которого решалась эпигнозная задача, соответствующие значения *RE* снизились до 0,93 и 0,86. Однако это уменьшение изменчивости параметров стока, воспроизводимых на модели, частично могло быть обусловлено проблемами, относящимися к методике получения данных в 1951–1962 гг. Суммарная объемная погрешность за период с апреля 1963 г. по декабрь

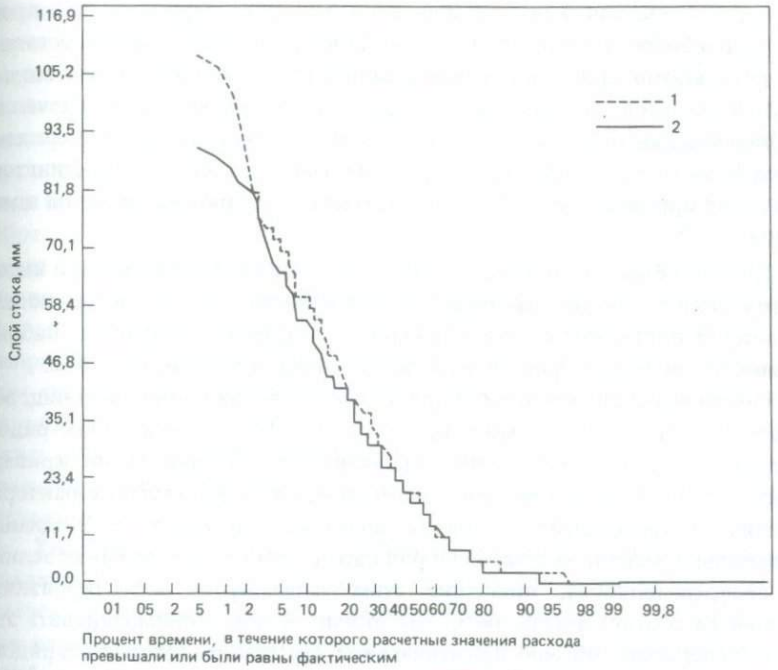


Рис. 11.6. Расчетная и фактическая кривые изменения во времени расходов в верхнем течении реки Темзы у Эншема. Значения приведены с детальностью до одного месяца для эпигнозного периода с октября 1951 г. до декабрь 1976 г. (расчеты выполнялись на модели Гидрологического института). *1* – расчетная кривая; *2* – фактическая кривая.

1976 г. составляла 0,49%; для эпигнозного периода аналогичная погрешность была равна 11,90%. Расчетная и фактическая кривые изменения расхода во времени для всего периода 1951–1976 гг. приведены на рис. 11.6. Значительное расхождение этих кривых имело место лишь на протяжении четырех месяцев, когда наблюдались наибольшие значения расходов и объем паводкового стока превышал характерную для реки максимальную емкость русла. Детальный анализ гидрографов, относящихся к этим периодам, позволяет предположить, что "замеренные" значения расходов являются, по-видимому, заниженными.

Проверенная таким образом модель затем использовалась для обработки данных, относящихся к дождевым осадкам и характеристикам, входящим в уравнение Пенмана. Это послужило основой для прогноза среднесуточных расходов в период с 1882 по 1951 г.

Хотя составленные к настоящему времени отчеты, включающие данные о наводнениях и меженных расходах, содержат некоторые эле-

менты, касающиеся качественной проверки достоверности этих прогнозов, наиболее удовлетворительной проверкой послужило сопоставление результатов прогнозирования с данными наблюдений за режимом у Теддингтон-Лока, расположенного примерно в 160 км вниз по течению от Эншема. Как было установлено, различия между кривыми, отражающими изменения во времени расхода Темзы у Эншема и у Теддингтон-Лока, для прогнозного промежутка времени и периода наблюдений идентичны.

Другой областью применения моделей помимо рассмотренной выше экстраполяции рядов наблюдений и логически из нее вытекающей является использование откалиброванной по короткому периоду наблюдений модели для создания искусственных наборов данных о стоке.

Обычной отправной точкой при проектированиии водохранилищ, водозаборов или, скажем, мостов, служит анализ существующих рядов наблюдений за речным стоком. На основании интерпретации кривых изменения расхода во времени и статистических показателей, характеризующих экстремальные состояния водотока, получают необходимые параметры проектирования. Если ряд наблюдений за расходами невелик, то неопределенности, присущие этим параметрам проектирования, становятся соответственно более высокими. Чтобы минимизировать эту неопределенность, обычно применяют методы анализа временны́х ря́дов. В соответствии с этими методами в первую очередь определяется структура существующих рядов наблюдений, а затем создаются наборы искусственных данных, которые в статистическом отношении неотличимы от естественных. Эти искусственные данные затем анализируются, в результате чего получаются требуемые параметры проектирования.

Такой подход опирается на ряды наблюдений, продолжительность которых достаточна для того, чтобы обеспечить адекватное представление об их структуре. Если это условие не выполняется, то для экстраполяции подобных рядов наблюдений в пределах промежутка времени, для которого имеется информация об интенсивности дождевых осадков и испарения, можно использовать соответствующим образом откалиброванную концептуальную модель.

Продолжая ход рассуждений далее, можно назвать области применения методов анализа временны́х рядов, где они служат для экстраполяции рядов наблюдений за дождевыми осадками и испарением. Получаемые таким образом наборы данных затем с помощью модели преобразуются в последовательный ряд значений интенсивности речного стока.

11.5.4. Оценка водных ресурсов. В предыдущем разделе обсуждались возможности использования концептуальных моделей с сосредото-

ченными параметрами для экстраполяции рядов наблюдений в целях оценки параметров проектирования. Такой подход, совершенно очевидно, может быть применен при оценке водных ресурсов в случае, если в течение рассматриваемого периода не происходило крупных изменений характера землепользования. При использовании концептуальных или любых других моделей, калибровка которых выполняется по данным наблюдений за режимом, для их экстраполяции неявным образом принимается, что характеристики реакции водосборного бассейна во времени не изменяются. Если же имеют место крупные изменения характера землепользования, дренажных систем и систем, контролирующих речной сток, эта предпосылка становится неверной. Так, например, лесопосадки изменяют интенсивность эвапотранспирации и тем самым влияют на объем речного стока. Дренирование значительной территории вносит изменения в интенсивность стока, возникающего в ответ на выпадающие атмосферные осадки, а зарегулирование стока рек вызывает изменения закономерностей временны́х флуктуаций и формы гидрографов паводка.

Теоретически наиболее подходящим способом оценки последствий, связанных с изменениями названных параметров природных систем, является применение физически обоснованных моделей с распределенными параметрами. Однако значительный объем детальной информации, необходимой для создания таких моделей, не всегда может быть легко получен. Концептуальные модели, для создания которых требуется лишь обычная информация о дождевых осадках, испарении и речном стоке, в этих случаях имеют более ограниченные возможности, которые, однако, приводят к очень ценным результатам. Особенно полезны такие модели в ситуации, когда нужно оценить состояние некоторой системы до и после какого-либо воздействия (например, до и после изменения характера растительного покрова), а также при определении амплитуды и тенденции изменений интенсивности речного стока и закономерностей его распределения во времени. Соответствующая модель, откалиброванная по отрезку ряда наблюдений, предшествующему какому-то явлению и характеризующему устойчивое состояние системы, может использоваться для прогноза реакции, которая имела бы место после этого явления при условии, что существенных изменений в системе не происходило. Последующее сопоставление получаемых при этом прогнозных значений расходов с замеренными расходами служит источником необходимой информации. Более того, проводя повторную калибровку модели по периоду, когда новая растительность перешла в устойчивое состояние, и сопоставляя значения параметров до и после изменения характера растительного покрова, можно получить ценную информацию относи-

тельно воздействий, оказываемых этими изменениями на гидрологические процессы. Кроме того, используя повторно откалиброванный вариант модели, изменения, происходящие в системе в ответ на внешние воздействия, можно прогнозировать по всему набору данных наблюдений, проводившихся в период, предшествовавший этим воздействиям. В результате расширяется диапазон, доступный для сравнительного анализа данных, полученных до и после воздействий.

Другими вопросами, связанными с оценкой водных ресурсов и решаемыми с применением концептуальных моделей, являются оценка параметров стока в пределах водосборных бассейнов, на которых не велись гидрометрические наблюдения, и прогноз расходов на территориях в условиях изменения характера землепользования. Опыт показывает, что упомянутые области применения концептуальных моделей должны рассматриваться с известной долей скептицизма. Это обусловливается двумя основными причинами: наличием систематических ошибок в исходных данных и взаимозависимостью параметров. В процессе идентификации параметров модели по комплексу информации, собранной в пределах водосборного бассейна, любые систематические погрешности, содержащиеся в этих данных, переносятся в значения параметров, определяемых по результатам оптимизационных расчетов. Это гарантирует, что при последующем использовании рассчитанных таким образом значений параметров в пределах того же водосборного бассейна, применительно к которому они были определены, не возникает сложностей, поскольку систематические погрешности в данных наблюдений остаются неизменными. Вместе с тем возникают ограничения в связи с применимостью этих значений к другим водосборным бассейнам, информация по которым может включать другие систематические погрешности. Чтобы понять вторую причину, обусловливающую скептическое отношение к рассматриваемой области применения концептуальных моделей, важно помнить о двух вещах. Во-первых, несмотря на физические аналогии, обоснованные при разработке структуры концептуальной модели, ее калибровка представляет собой процедуру, базирующуюся преимущественно на подборе параметров методом согласования кривых. Во-вторых, во всех, а в первую очередь в самых простейших концептуальных моделях, параметры в какой-то степени взаимосвязаны. Следовательно, процесс оптимизации приводит к получению параметров, не обязательно являющихся наилучшей оценкой их физических значений, которые они имеют в действительности, а просто набором цифр, наилучшим образом согласующихся с фактическими данными в пределах заданных ограничений. В результате анализа чувствительности модели можно совершенно определенно обнаружить, что столь же хорошее согласование может обеспечить другое сочетание значений параметров.

Хотя существует возможность применения концептуальных моделей для прогнозирования последствий изменения характера землепользования или оценки расходов в пределах водосборных бассейнов, на которых не проводились гидрометрические наблюдения, правдоподобность получаемых результатов будет оставаться сомнительной до тех пор, пока не будет выполнена их независимая проверка.

Применение концептуальных моделей для оценки изменений реакции водосборных бассейнов не ограничивается, конечно, анализом последствий изменений характера землепользования. Аналогичный подход можно использовать при оценке последствий работ по созданию крупных инженерных сооружений, таких, как уже упоминавшиеся горизонтальные дрены или системы речных водозаборов. Другими примерами могли бы служить крупномасштабное орошение или отбор подземных вод.

11.5.5: Управление водными ресурсами. Хотя концептуальные модели с сосредоточенными параметрами занимают признанное место на стадии предварительных оценок и проектирования, менее прочно они укоренились в качестве инструмента управления. Они могут оказаться очень полезными при сопоставлении результатов влияния возможных стратегий управления, сказывающихся на длительных и средних по продолжительности промежутках времени, однако в целом они не предназначены для содействия в случае необходимости быстрого принятия решений относительно оперативных воздействий, сказывающихся в течение незначительного промежутка времени. Значительное количество параметров, требующихся для достижения высокой точности прогнозирования тонкой структуры гидрографа, а также сложность необходимых для достижения этой цели расчетов – вот лишь некоторые из обстоятельств, препятствующих использованию концептуальной модели в этой роли. Наиболее часто применяются модели, работающие по принципу "черного ящика", имеющего входы и выходы, модели ARMA, а также модели, основанные на вероятностных дифференциальных уравнениях. Тем не менее известны случаи, когда концептуальные модели применялись в этом качестве, т. е. для прогнозирования в реальном времени. Примером этому служит система прогнозирования наводнений в границах водосборного бассейна Северн – Трент [38]. На Международном симпозиуме, посвященном вопросам гидролого-гидрогеологического прогнозирования и управления в реальном времени [24], приводились результаты сравнительного анализа простой концептуальной модели, включающей четыре параметра, и модели, работающей по принципу "черного ящика", с моделью ARMA и самонастраивающейся прогнозной моделью, основанной на использовании стохас-

тических дифференциальных уравнений. Как было установлено, ни одна из этих моделей не позволяет получать намного лучшие результаты, чем остальные модели.

В связи с этими результатами сравнительного анализа других моделей, работающих в режиме реального времени, возникает ряд проблем. Одна из них связана с обоснованностью аргумента о том, что для этой цели могут применяться лишь очень простые модели с малым числом параметров. Если калибровка концептуальной модели, выбранной с учетом вышеизложенных соображений, выполнялась в "автономном режиме" правильно, нет причин, чтобы утверждать, что она не должна использоваться в качестве инструмента прогнозирования в реальном времени. Современный уровень вычислительной техники позволяет реализовать подобные модели даже на микрокомпьютерах нового поколения. Если бы такие модели применялись на практике, можно было бы преодолеть одну из основных проблем, возникающих в связи с использованием простых моделей любого типа с малым числом параметров, а именно проблему, связанную с необходимостью постоянного пересмотра или "модификации" значений параметров, гарантирующих достижение приемлемой точности. Такое требование является главным образом следствием того, что рассматриваемые простые модели неадекватно отражают физические процессы, протекающие в пределах водосборного бассейна. В частности, почти все подобные модели явным или неявным образом предполагают единственность соотношения, связывающего их входы и выходы. Более сложные концептуальные модели, например рассмотренная выше модель Гидрологического института, не содержат подобных предпосылок. Получаемые на таких моделях прогнозные значения речного стока могут быть установлены по данным об интенсивности подземного стока или быстрого поверхностного стока, возникающего в связи с выпадающими дождевыми осадками или же по любому сочетанию этих двух элементов водного баланса. Таким образом, с некоторым конкретным промежутком времени, в течение которого выпадали дождевые осадки, могут быть связаны различные последствия в зависимости от предшествующих условий, времени года, интенсивности дождевых осадков и т. д. Очевидно, что один из критериев создания подобной модели мог бы предусматривать требование, в соответствии с которым она должна обеспечивать получение прогнозных расходов в критические периоды режима водотока (в условиях наводнений и межженного стока) с заданной точностью. Если модель в состоянии воспроизвести эти условия, тогда отпадает необходимость в механизме ее саморегулирования методом обратной связи в процессе ее работы в реальном времени. Сэкономленное таким образом машинное время и дос-

тигаемое упрощение программы могли бы компенсировать возрастающую сложность модели. Более того, могла бы исчезнуть необходимость во вводе в модель в режиме реального времени данных натурных наблюдений, поскольку не требовалось бы задействовать механизм саморегулирования.

Применение сложных концептуальных моделей для решения рассматриваемых задач может потребовать значительно большего объема процедур моделирования, выполняющихся в автономном режиме. Эти процедуры могут включать калибровку, тестирование модели и периодическую контрольную калибровку, проводящиеся для того, чтобы убедиться в том, что характеристики реакции водосборного бассейна остались неизменными. Необходимо было бы также оценить возможные последствия, которые могут повлечь за собой пробелы в рядах наблюдений за дождевыми осадками, выпадающими в пределах водосборного бассейна, и в системах метеорологических наблюдений, с тем чтобы в случае необходимости можно было бы в автоматическом режиме учесть необходимые поправки в исходных данных, вводимые в реальном времени. При таком уровне периферийного обеспечения необходимый объем управляемых вычислительных ресурсов ЭВМ невелик.

11.5.6. Перспективы использования концептуальных моделей с сосредоточенными параметрами. Точно так же как раньше эволюция физически обоснованных концептуальных моделей зависела от наличия электронно-вычислительной машины, обладающей большим объемом оперативной памяти, так и в настоящее время новые перспективы применения этих моделей зависят от современного уровня микрокомпьютеров и микропроцессоров. Сейчас концептуальные модели достигли такого уровня развития, что они могут работать на ЭВМ, имеющих объем оперативной памяти, доступной для хранения информации о моделируемых процессах и обработки данных, менее 80 кбайт. Упоминавшаяся выше сеть наблюдений может быть оборудована компьютером и недорогим техническим обеспечением, позволяющим упростить обработку телеметрической информации с помощью программы обработки дискретной информации.

Объем памяти микрокомпьютеров, позволяющий проводить управляемую обработку данных,в 2–3 года возрос с 16 до 256 кбайт. За этот же промежуток времени усовершенствовалось и их периферийное обеспечение: вместо кассет с магнитной лентой появились сменные магнитные диски на гибком носителе, а сейчас и стационарная дисковая система "Винчестер", обладающая значительно бóльшим объемом памяти и более высокой скоростью передачи данных. Создание устройств автома-

тической регистрации, работающих на базе микропроцессорной техники, для оборудования систем мониторинга является основой системы хранения и обработки данных, с использованием которой может проводиться быстрый телеметрический съем обобщенной информации на заданные периоды времени. Такой быстрый прогресс технологии машинной обработки натурных данных обеспечивает бóльшую гибкость сложных физически обоснованных концептуальных моделей с позиции их применимости для оперативного принятия решений. Возможность их применения для выработки длительной политики водопользования и планирования в этой области в настоящее время общепризнана, однако ощущается необходимость в создании быстродействующих и жизнеспособных систем, которые можно было бы использовать как для оперативного управления и контроля за состоянием водных ресурсов, изменяющимся под влиянием орошения и дренирования на небольших территориях, так и для крупномасштабного управления в пределах целых регионов. Капитальные затраты на реализацию системы, основанной на использовании модели оперативного управления водными ресурсами бассейна Темзы (кратко этот вопрос рассматривался в работе [33]), в то время были чрезвычайно высокими. Однако по мере совершенствования технологии машинной обработки данных стоимость таких систем быстро снижается.

Литература

1. *Blackie J.R.*, (1979) The use of conceptual models in catchment research. E.Afr. Agric. For. J. **43** (special issue), 36–42.
2. *Clarke R.T.* (1973) Mathematical models in hydrology. Irrigation and drainage paper No. 19. Food and Agriculture Organisation of the United Nations, Rome.
3. *Crawford N.H., Linsley R.K.* (1966) Digital simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV. Technical report 39, Dept. of Civil Engineering, Stanford University.
4. *Dawdy D.R., O'Donnell T.* (1965) Mathematical models of catchment behaviour. J. Hyd. Div. Proc. ASCE, **91**, HY4, 123.
5. *Dickinson W.T., Douglas J.R.* (1972) A conceptual runoff model for the Cam catchment. Inst. Hydrol. Report No. 17.
6. *Dooge J.C.I.* (1959) A general theory of the unit hydrograph. J. Geophysical Res., 64(1), 241.
7. *Douglas J.R.* (1974) Conceptual modeling in hydrology. Inst. Hydrol. Report, No. 24.
8. *Eeles C.W.O.* (1978) A conceptual model for the estimation of historic flows. Inst. Hydrol. Report No. 55.
9. *Eeles C.W.O.* (в печати) Estimation of daily streamflow 1882–1951 for the River Thames catchment to Eynsham using a conceptual model. Inst. Hydrol. Report.
10. *Fleming G.* (1975) Computer Simulation Techniques in Hydrology, Elsevier.
11. *Gill P.E., Murray W.M., Wright M.H.* (1981) Practical Optimisation. Academic Press, New York.

12. *Horton R.E.* (1933) The role of infiltration in the hydrologic cycle. Trans. Am. Geophys. Union, **14**, 446–460.
13. *Johanson R.C., Imhoff J.C., Davis H.H. Jr.* (1980) User's manual for the Hydrological Simulation Program – Fortran (HSPF). Environmental Protection Agency Report FPA-600/9–80.
14. *Linsley R.K.* (1982) Rainfall – runoff models – an overview. In: Singh V.P. (ed.) Proc. Int. Symp.on Rainfall – Runoff Modeling, Massissippi State University.
15. *Linsley R.K., Crawford N.H.* (1960) Computation of a synthetic streamflow record on a digital computer. Hydrol. Sci. Bull. IASH., Pub. 51, pp. 526–538.
16. *Mandeville A.N., O'Connell P.E., Sutcliffe J.V., Nash J.E.* (1970) River flow forecasting through conceptual models. Pt. III – The Ray catchment at Grendon Underwood. J. Hydrol., **11**, 109–128.
17. *McCarthy G.T.* (1938) The unit hydrograph and flood routing. Proc. Conf. North Atlantic Division, US Army Corps of Engineers.
18. Metcalf and Eddy, Inc. (1971) Storm water management model. Environmental Protection Agency Report 110224DOC.
19. *Moore R.J., Clarke R.T.* (1981) A distribution function approach to rainfall – runoff modeling. Water Resources Res., **17**(5), 1367–1382.
20. *Mulvaney T.J.* (1851) On the use of self-registering rain and flood gauges in making observations of the relations of rainfall and flood discharges in a given catchment. Proc. Inst. Civil Engineers, Ireland, **4**, 18–31.
21. *Nash J.E.* (1957) The form of instantaneous unit hydrograph. Hydrol. Sci., Bul., **3**, 114–121.
22. *Nash J.E., Sutcliffe J.V.* (1970) River flow forecasting through conceptual models. Pt. I – A discussion of principles. J. Hydrol., **10**, 282–290.
23. *Nelder J.A., Mead R.* (1965) A simplex method for function minimisation. Computer J., **7**, 308–313.
24. *O'Connell P.E.* (1980) Real time hydrological forecasting and control. Proc. Int. Workshop Inst. Hydrol.
25. *Parkinson J.M., Hutchinson D.* (1972) An investigation into the efficiency of variants on the Simplex Method. In: *Lootsma F.A.* (ed.), Numerical Methods for Non-linear Optimisation. Academic Press, New York.
26. *Penman H.L.* (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc. A, **193**, 120–146.
27. *Pereira H.C., McCulloch J.S.G., Dagg M., Hosegood P.H., Pratt M.A.C.* (1962) A short term method for catchment basin studies. E. Afr. Agric. For. **J., 27** (special issue), 4–7.
28. *Philip J.R.* (1954) An infiltration equation with physical significance. Soil Sci., 77, 153–157.
29. *Pickup G.* (1977) Testing the efficiency of algorithms and strategies for automatic calibration of rainfall runoff models. Hydrol. Sci. Bull., **22**(2), 257–274.
30. *Richards L.A., Gardner W.R., Ogata G.* (1956) Physical process determining water losses from soil. Soil Sci. Soc. Am. Proc., **20**, 310–314.
31. *Rodda J.C.* (1976) Facets of Hydrology, Wiley, Chichester.
32. *Rosenbrock H.H.* (1960) An automatic method of finding the greatest or least value of a function. Computer J., 3,175–184.
33. *Sexton J.R., Cook D.J., Jones A.E.* (1979) Water Resources Model: an Introduction. London: Thames Water publication.

34. *Sherman L.K.* (1932) Streamflow from rainfall by a unit hydrograph method. Eng. News Record, **108**, 501–505.
35. *Sugawara M.* (1961) An analysis of runoff structure about several Japanese rivers. Japanese J. Geophys., **2**.
36. *Thornthwaite C.W.* (1948) An approach toward a natural classification of climate. Geogr. Rev., **38**, 55.
37. *Watkins L.* (1962) The Design of Urban Sewer Systems. Road Research Tech. Paper 55. London: HMSO.
38. *Wolfenden P.J.W., Douglas J.R.* (1983) Real-time forecasting, Proc. 3rd Int. Conf. on Engineering Software at Imperial College, London. Editor *R.A. Adey*, CML Publications, Computer Mechanics Centre, Southampton, UK.

12. Модели систем с переменной областью питания

К.А. Трондл

12.1. Введение. В 30 – 40-х годах нынешнего столетия были разработаны исходные позиции традиционных концепций, лежащих в основе гидрологических моделей. Согласно этим концепциям, области питания, расположенные в верхней части течения, рассматривались преимущественно как область формирования стока, который впоследствии вниз по течению подвергался различного рода воздействиям. Поскольку агротехнические мероприятия зачастую проводились необдуманно, они приводили к отрицательным воздействиям на речной сток ниже по течению, в связи с чем возникла необходимость в разработке методов, направленных на решение этой проблемы и составляющих основу для выработки соответствующих решений. Разработанная Хортоном теория поверхностного стока [32, 33], к примеру, явилась средством, позволившим описывать области питания через характеристики рельефа земной поверхности и расчетные параметры инфильтрационного питания. Концепция, лежащая в основе этой теории, подразумевает, что гидрограф содержит информацию, необходимую для оценки отклика системы (т. е. расхода) на входное воздействие с точностью, которая может считаться достаточной для того, чтобы решать инженерные проблемы, возникающие в связи с использованием речного стока. С позиции прогнозирования речного стока эти методы все еще не утратили своей значимости и используются по сей день.

Со времени разработки этих методов гидрология как наука прошла определенный путь развития и оказалась в ситуации, когда традиционные или "классические" концепции, отражающие представления о процессах, протекающих в природных системах, больше не могут закладываться в основу работ, направленных на изучение областей питания, путей миграции воды, а также скоростей круговорота воды на залесенных или покрытых плотным растительным покровом территориях. В рамках данной главы будут рассмотрены природа процессов формирования стока на лесных массивах и территориях, не покрытых растительностью,

---

C.A. Troendle, Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, Fort Collins, Colorado, USA.

а также возможности, которыми мы располагаем в плане моделирования стока, представляющего собой динамическую, переменную систему.

12.2. Разработка концепции переменной области питания. В 1935 г. Хортон ввел представление о методах расчленения гидрографа, подметив "тот поразительный факт", что "поверхностный сток является способом, посредством которого прерывистая, незакономерно изменяющаяся кривая интенсивности дождевых осадков преобразуется в сглаженную, пологую кривую речного стока". Он отметил также, что такой переход есть функция объема воды, участвующей в поверхностном стоке, и объема воды в русле реки. В дальнейшем [33] Хортон развил эти идеи, создав концепцию развития эрозионных форм рельефа и формирования речного стока в условиях преобладания поверхностного стока, т. е. в условиях затрудненной инфильтрации.

В то же самое время, когда Хортон проводил свои исследования, другие авторы обратили внимание на то, что гидрографы ливневого стока в такой же мере могут быть объяснены движением подземных вод [41, 34, 36]. Позже в работах [31, 35] было приведено описание "динамической формы подповерхностного ливневого стока", играющего существенную роль в формировании ливневого стока в целом. Россель [55], описывая результаты собственных наблюдений за динамическими изменениями разгрузки подземных вод в реку, подтвердил данные более ранних наблюдений лесничих. В последующие годы (начиная с 40-х годов) эти взгляды трансформировались в более общую концепцию формирования речного стока на лесных массивах и территориях, не покрытых растительностью. Идеи Хортона составляют лишь часть этой концепции.

Характеризуя концепции формирования стока на простом склоне, Хьюлетт [24] отмечал следующее:

> "Когда дождевые осадки попадают на пористую лесную почву, они проникают в нее и либо начинают мигрировать к ближайшему водотоку, либо удерживаются частицами почвы как "связанная" вода, которая, согласно теории, является относительно неподвижной и, следовательно, не участвует в формировании речного стока. Мигрирует ли вода или остается в связанном виде — это зависит главным образом от характера и влажности почв, которая в свою очередь определяется их мощностью и экспозицией склона. . . . Если дождевые осадки просачиваются в почву вблизи водотока и, следовательно, могут в большей степени участвовать в формировании мгновенных пиков ливневого стока, они в целом будут мигрировать быстрее, чем если бы они просочились на более сухих склонах и

поднятиях, имеющих бо́льшие высотные отметки. . . . Влияние, оказываемое дождевыми осадками на формирование прямого стока, очевидно, снижается с увеличением расстояния от русла водотока. ...При продолжительных и сильных дождях область формирования ливневого стока, прилегающая к руслам водотоков, может становиться все шире и шире в зависимости от характера и мощности чехла рыхлых отложений".

Наиболее простым примером динамических гидрогеологических систем может служить одиночный склон. На рис. 12.1 приведена обобщенная схема процессов, протекающих в пределах склона. В соответствии с этой схемой вода инфильтруется (принимается, что система обладает некоторой емкостью), мигрирует вниз по падению склона и расходуется на питание водотока в периоды ливня и естественного стока. Мигрирующая вода поддерживает почвы, находящиеся у подножия склона, в увлажненном состоянии, вследствие чего эти участки быстрее реагируют на атмосферные осадки, выпадающие в последующие периоды дождей.

Наиболее весомым результатом, полученным на основании рассмотренной концепции и идей, заложенных в схему, приведенную на рис. 12.1, стали исследования Хьюлетта [25], относящиеся к движению почвенной влаги в наклонном, представленном искусственно уплотненными грунтами слое. Мощность этого слоя составляла 46 см, ширина 61 см, длина 7,3 м; он располагался на склоне, имеющем уклон 40%. Хьюлеттом была установлена тесная корреляционная связь между оттоком воды из слоя почвы в условиях подпора и речным стоком, формирующимся на прилегающих водоразделах. Эти исследования предварялись многочисленными работами других авторов, занимавшихся изучением особенностей дренирования разреза почвы в насыщенно-ненасыщенных условиях. В работах [44, 52] и др. отмечалось, что на про-



Рис. 12.1. Схематический разрез холмистого водосборного бассейна, отражающий изменение относительного участия дождевых осадков в формировании речного стока в зависимости от положения склона [24].

тяжении длительных периодов времени реки непрерывно дренируют участки, которые Мейнцер [42] называл "сферой гидрологического цикла, не подверженной антропогенному воздействию". Другие авторы по результатам полевых исследований также отмечали [14, 45, 54 и др.], что вода, движущаяся в условиях неполного насыщения, может участвовать в формировании речного стока. Позднее Хьюлетт и Хибберт [27] распространили свои наблюдения на модель, воспроизводившую движение почвенной влаги на склоне бóльших размеров. Хотя выводы, полученные этими авторами, носили более общий характер, они аналогичны выводам, полученным ранее, и подтвердились в ходе последующих полевых исследований закономерностей движения почвенной влаги [22]. Наряду с этим Сторр [57] в процессе изучения движения подземных вод установил тесную корреляционную связь между русловым стоком и изменениями влажности почв, подтверждающую концепции миграции влаги в насыщенно-ненасыщенных условиях и формирования речного стока.

Основное положение концепции переменной области питания (в приложении к залесенным территориям) предполагает, что главная часть дождевых осадков инфильтруется в ненарушенные лесные почвы, мигрирует вниз по падению склона и поддерживает отложения, приуроченные к нижним участкам склона, в насыщенном или близком к насыщенному состоянии. Эти нижние участки склона по мере увеличения площади, занимаемой насыщенными водой отложениями, быстро переводят неглубокий подземный сток в речной. Степень насыщения отложений и пределы, до которых может происходить увеличение площади соответствующей зоны насыщения, для данного склона изменяются в зависимости от предшествующих условий увлажненности почв, объема выпадающих атмосферных осадков и продолжительности дождя. Между концепцией переменной области питания и исходной концепцией поверхностного стока, введенной Хортоном [33, 32], существуют значительные различия. Они являются диаметрально противоположными – идеи, заложенные в концепции Хортона и представления об общем преобладании подземных компонентов круговорота воды [37, 20, 2]. Механизм подземного стока описывается более чем одним процессом. Концепция пепеременной области питания включает весь диапазон процессов, протекающих в пределах склона. Реальный склон представляет собой динамическую систему, переменную во времени и в пространстве, включающую все пути движения воды и находящуюся в промежутке между крайними представлениями о ней.

12.2.1. Примеры изучения гидрогеологических процессов, протекающих на склонах. В работе [9] приведен обзор работ, проводившихся в

мире с целью изучения склоновых гидрогеологических процессов. Многие из них нами не упоминаются. В данном разделе основное внимание уделяется тем экспериментальным исследованиям, в ходе которых изучалась реакция склонов, а не водоразделов в целом на дождевые осадки. Причина, по которой в качестве первого шага исследований был выбран склон, а не водораздел в целом, заключается в том, что он по сути дела представляет собой наименьший элемент, в пределах которого имеет место весь диапазон рассматриваемых процессов. Предпринимались попытки отождествления области водораздела с областью формирования ливневого стока, однако корреляционная связь между ними в основном оказалась очень слабой, особенно для небольших водосборных бассейнов, имеющих площадь менее 100 кв. миль [65]. В момент когда поток достигает русла, его скорость, независимо от того каким путем он туда попадает, возрастает на порядок и более. Таким образом, ключевым моментом, определяющим реакцию гидрогеологической системы, является расстояние, которое вода должна пройти (длина склона) прежде, чем принять участие или повлиять на русловый сток, а также механизм ее переноса. Динамические характеристики ливневого стока представляют собой функцию длины склона и пути движения и, следовательно, лучше коррелируются с переменной густотой речной сети, чем с площадью водосборного бассейна в целом. В процессе ливня густота речной сети и длина склона фактически становятся параметрами, сильно изменяющимися во времени.

Уипки [64] провел обширный ряд экспериментов с целью изучения закономерностей формирования ливневого стока на небольших лесных массивах в шт. Огайо. Используя дождевальную установку, он, в частности, исследовал движение воды в пределах участка склона длиной 17 м и шириной 2,4 м. В ходе этих исследований были собраны данные о латеральном потоке на поверхности земли и в границах четырех отдельных подземных горизонтов. Характерные кривые стока показаны на рис. 12.2. Приведенные графики отражают различную реакцию на дождевые осадки горизонтов почвы, имеющих различные фильтрационные свойства. Наиболее быстро на выпадающие осадки реагирует верхний слой (интервал 0–56 см); основной же объем ливневого стока формируется в пределах горизонта, приуроченного к интервалу 56–90 см. Для данного участка, имеющего площадь 40,8 м^2, наибольший расход воды (соответствующий периоду паводка), равный сумме графиков 2, 3 и 4, при интенсивности дождевых осадков 10,2 см составляет 20,4 м^3 · км$^{-1}$, что достаточно хорошо согласуется с локальными гидрографами.

На рис.12.3 приведена схема трех участков экспериментального по-

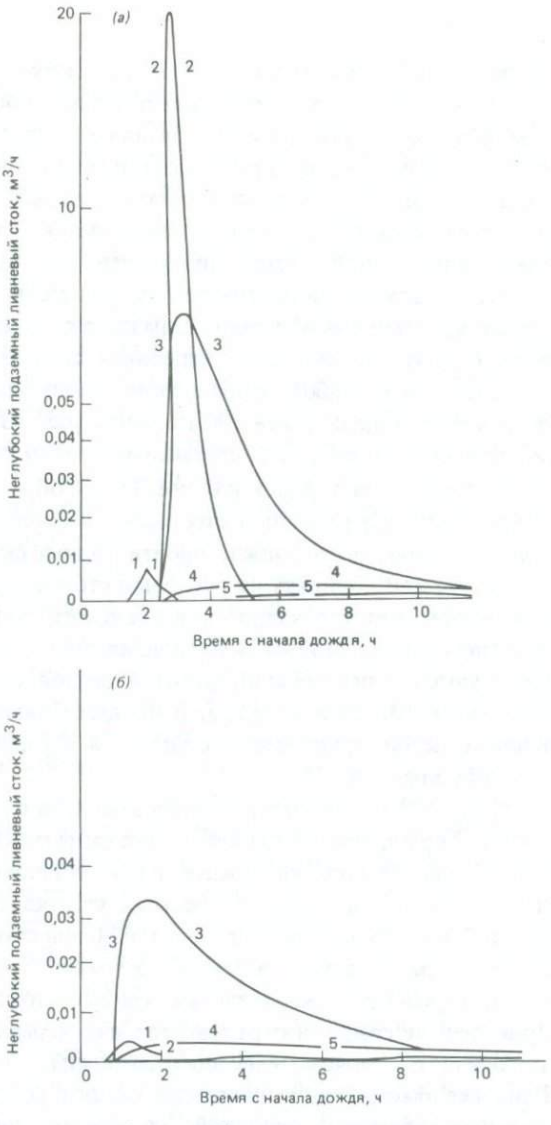


Рис. 12.2. *а* – гидрографы неглубокого подземного ливневого стока с участка склона длиной 17 м и шириной 2,4 м в течение и после ливня интенсивностью 10,2 см, продолжавшегося 2 ч (до начала дождя склон находился в "сухом" состоянии); *б* – гидрографы неглубокого подземного ливневого стока в течение и после ливня интенсивностью 3,2 см, продолжавшегося 1,67 ч (до начала дождя склон находился в увлажненном состоянии) [64]. Номера кривых соответствуют глубинам, на которых производились замеры расхода: *1* – поверхностный сток по лесной подстилке; *2* – 0 – 56 см ниже поверхности земли; *3* – 56–90 см ниже поверхности земли; *4* – 90–120 см ниже поверхности земли; *5* – 120–150 см ниже поверхности земли.

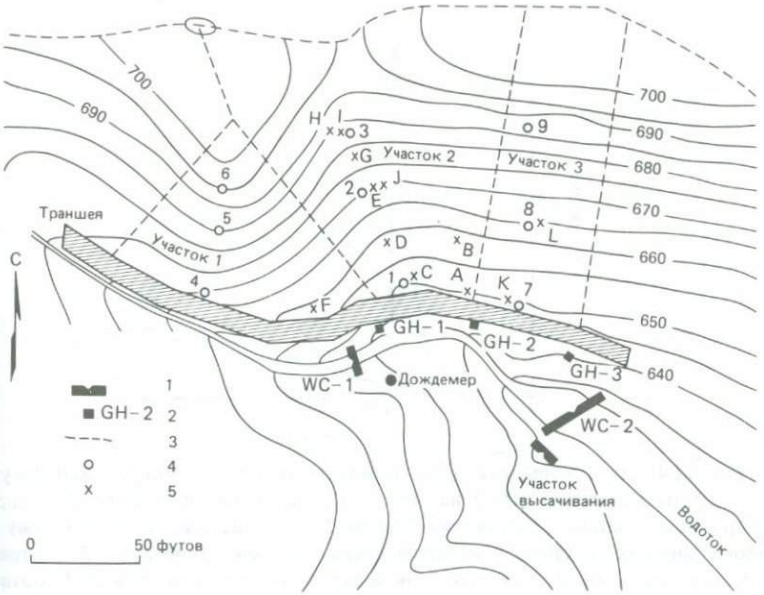


Рис. 12.3. Схема расположения участков измерений поверхностного и подземного стока на хорошо дренируемом склоне [9]. *1* – водосливы; *2* – гидрометрические станции; *3* – граница участка; *4* – влагомеры, пьезометры; *5* – скважины.

лигона общей площадью 3,9 га [11] на водоразделе реки Слипер (северо-восточная часть шт. Вермонт). На рис. 12.4 показано соотношение между поверхностным и подземным стоком, связанным с искусственным ливнем интенсивностью 4,4 см, в пределах участка 2, имеющего вогнутый рельеф (см. рис. 12.3). Принимая максимальный расход по трем горизонтам (площадь участка 2 составляет приблизительно 0,15 га) равным 4,4 $м^3 \cdot ч^{-1}$, получаем, что эта величина соответствует примерно 8,14 $м^3 \cdot км^{-1}$. В работах [11, 12] отмечается, что в случае если до начала дождя почвы были сухими, то в формировании ливневого стока участвует 1,5–2,0% территории; если же почвы находились в увлажненном состоянии, активную роль в формировании стока играют 2–5% территории. Авторы этих исследований пришли к выводу о том, что ливневый сток формируется главным образом за счет прямых атмосферных осадков и прямого стока, связанного с атмосферными осадками, выпадающими в границах зоны полного насыщения почв (см. также работу [49]) (этот тип стока называется поверхностным стоком в условиях избыточного насыщения [9]). Всего 1–5% фиксируемого объема лив-

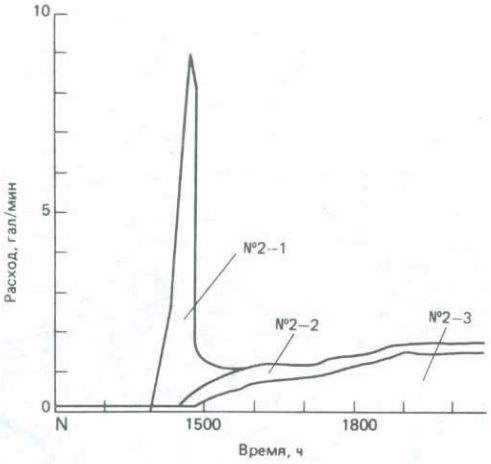


Рис. 12.4. Сток, формирующийся в результате искусственного ливня на участке с вогнутым рельефом (№ 2 на рис. 12.3), расположенном в пределах хорошо дренируемого склона. Участок гидрографа 2–3 соответствует неглубокому подземному ливневому стоку в нижнюю дрену, участок гидрографа 2–2 отражает неглубокий подземный ливневый сток в верхнюю дрену, участок 2–1 соответствует замеренному в открытых руслах объему возвратного стока и прямых атмосферных осадков, выпадающих в границах зоны полного насыщения [9].

невого стока формируется за счет подземного стока. В работе [3] отмечалось, однако, что гидрографы, полученные применительно к каждому участку, дают заниженные значения ливневого стока, возникающего в ответ на выпадающие атмосферные осадки, поскольку в хвостовых частях ливневых гидрографов наблюдения не проводились. Пересоставив гидрографы в масштабе, более привычном для малых водосборных бассейнов, Берньер [3] пришел к выводу о том, что примерно 13% атмосферных осадков попадает в реку в качестве ливневого стока, причем основная часть этого объема движется ниже поверхности земли. Оценки Берньера [3] согласуются с результатами наблюдений, проводившихся Энгманом [15] в пределах того же региона. В связи с данными обоих авторов возникают вопросы относительно степени участия в гидрографах, построенных применительно к территориям с ненарушенными гидрогеологическими условиями, поверхностного стока, формирующегося в условиях избыточного насыщения.

В работе [48] приводятся результаты полевого анализа соотношений между процессами поверхностного и подземного стока в естественных и нарушенных техногенными воздействиями условиях. Отмечая факт наличия какого-то поверхностного стока на нижних 6–9 м иссле-

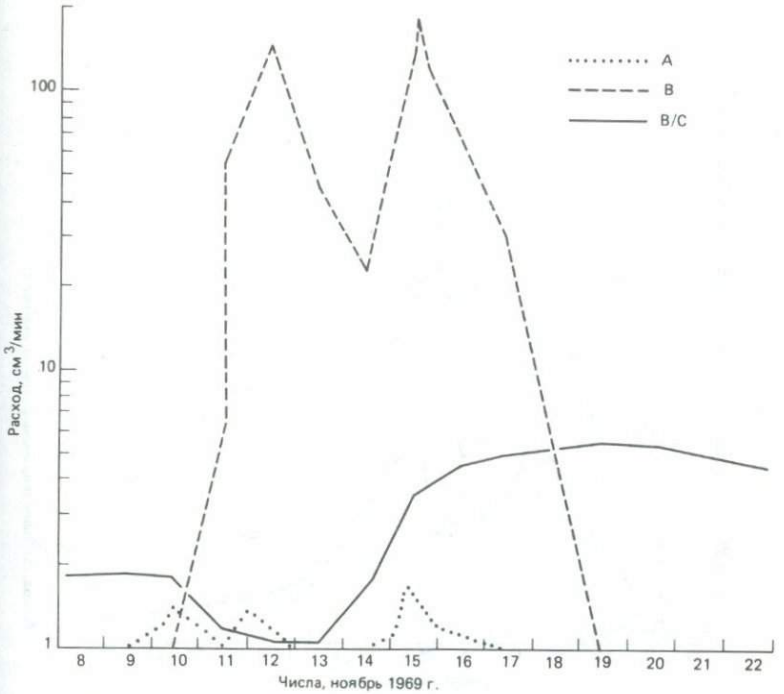


Рис. 12.5. Гидрографы подземного стока в пределах почвенного покрова на экспериментальном участке 1, 8–22 ноября 1969 г. *A* – горизонт в интервале 0–10 см; *B* – горизонт в интервале 10–15 см; B/C – горизонт в интервале 45–75 см [63].

дуемых участков склона, авторы пришли к выводу о том, что он представляет собой сочетание возвратного стока и поверхностного стока, формирующегося в условиях избыточного насыщения, а не является стоком Хортона в чистом виде. Наблюдавшийся ими поверхностный сток Хортона (т. е. сток, формирующийся за счет воды, которая не имеет возможности инфильтроваться в почвенный покров) у подножия склона носил прерывистый характер и встречался лишь на отдельных участках. Поскольку наблюдавшиеся процессы стока обладали высокими динамическими характеристиками и значительной пространственной изменчивостью, стало ясно, что даже для небольших экспериментальных участков было бы трудно разработать достоверную детерминированную модель.

Уэйман [63] занимался изучением участия склонов в формировании речного стока на отрезке русла водотока длиной 270 м вблизи Сомерсета, Англия. Расходомеры устанавливались выше и ниже исследуе-

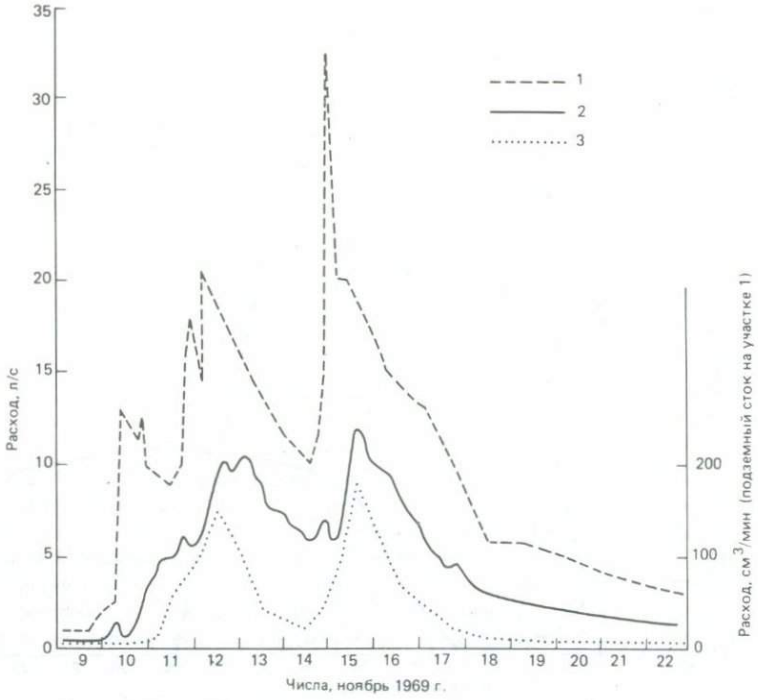


Рис. 12.6. Общий расход воды в пределах водосборного бассейна, расход через контрольное сечение и расход подземного потока в пределах участка 1 (масштаб иной, чем в двух первых случаях) на 9–22 ноября 1969 г. [69]. *1* – общий расход в пределах водосборного бассейна; *2* – расход в контрольном сечении; *3* – подземный сток в границах участка 1.

мого участка, так что объем воды, участвующей в формировании речного стока, можно было определить по разности замеренных в них расходов. Кроме того, в пределах небольших опытных участков велись наблюдения за поверхностным и подземным стоком, приуроченным к различным горизонтам грунтов. Гидрографы, приведенные на рис. 12.5, служат типичным примером реакции склона на 16 ливней, имевших место в течение исследуемого периода. Уэйман по данным наблюдений констатировал отсутствие поверхностного стока. Расход потоков в горизонтах А, В и В/С соответствует расходам в слоях, расположенных в интервалах 0–10, 10 – 45 и 45 – 75 см. Основной вклад в формировании речного стока был связан с так называемым "транзитным потоком" в горизонте В.

Рис. 12.6 иллюстрирует тесную корреляционную связь между общим расходом воды в пределах водосборного бассейна, расходом через контрольное сечение и расходом в почвенном покрове одного из иссле-

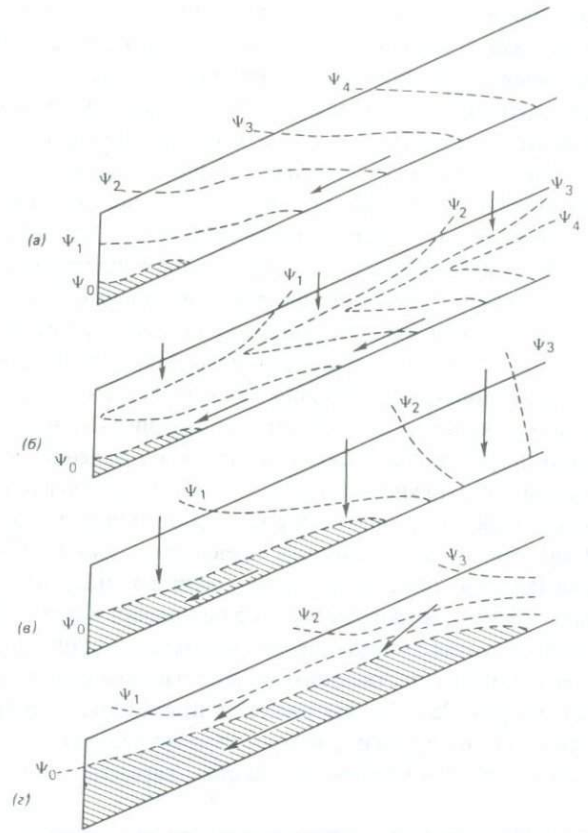


Рис. 12.7. Обобщенная схема фильтрационного потока (линии равных напоров и линии тока) на экспериментальном участке склона, формирующегося в результате ливня. *а* – состояние склона до начала ливня, присутствует латеральное движение воды в условиях неполного насыщения; *б* – после дождя прибавилось нисходящее движение воды в условиях неполного насыщения; *в* – фильтрующаяся вода достигает зоны насыщения, и она начинает расти; *г* – паводковый расход – латеральный поток движется в условиях максимального насыщения [63].

дованных участков [63]. "Пики" на гидрографе общего расхода более острые, чем на остальных гидрографах, можно объяснить непосредственной реакцией водотока на атмосферные осадки. На рис. 12.7 показаны обобщенные линии равных напоров и линии тока, характеризующие движение воды на склоне при различной исходной увлажненности грунтов. На основании анализа этих данных Уэйман [63, с. 27] пришел к такому выводу:

"В условиях неполного насыщения вода в массиве горных пород движется как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Латеральная составляющая потока может возрастать в случае уменьшения вертикальной проницаемости. Это может происходить на границе раздела рыхлых отложений с коренными породами или же на некоторой границе в пределах рыхлых отложений. У подножия склона обязательно существуют условия полного насыщения; в пределах этой зоны осуществляется разгрузка водоносной системы, приуроченной к склоновым отложениям. Существование этой зоны полного насыщения обеспечивается движением безнапорного потока из пород, расположенных выше по склону. Мгновенный расход в некотором сечении непосредственно связан с гидравлическим напором в зоне полного насыщения, который в свою очередь является функцией ширины зоны полного насыщения. Принимая, что проницаемость пород в условиях насыщения по падению склона является постоянной, можно говорить о том, что ширина зоны полного насыщения зависит лишь от скорости движения влаги в зоне аэрации. Если приток из зоны аэрации превышает проницаемость пород в горизонтальной плоскости, зона полного насыщения смещается вверх по склону, и разгрузка у его основания возрастает".

Уэйман провел также сопоставление результатов собственных наблюдений за изменениями естественного стока с данными наблюдений Хьюлетта и Хибберта [24, 25, 27]. На рис. 12.8 приведены графики изменения подземного стока во времени, построенные по результатам исследований Уэймана, Хьюлетта и Хибберта. Как видно, характер этих кривых аналогичен.

Мозли [43] проводил изучение латерального движения поверхностных и подземных вод в пределах острова Южный, Новая Зеландия. Опираясь на результаты исследований, проводившихся на экспериментальных участках, он выработал следующие положения: 1) для того чтобы инфильтрующаяся вода начала двигаться в горизонтальной плоскости вниз по склону, необходимо присутствие слабопроницаемого горизонта; 2) степень участия площади водосборного бассейна в формировании речного стока зависит от интенсивности предыдущего дождя и масштабов нынешнего; 3) в случае если дождевые осадки обладают достаточной интенсивностью, в формировании речного стока может участвовать до 100% площади водосборного бассейна; 4) чем ниже интенсивность дождевых осадков и больше глубина залегания пород, тем меньше участие подземных вод в формировании речного стока; 5) движение воды в макропорах может происходить лишь в условиях полного насыщения.

Бизли [2] проводились наблюдения за движением поверхностных и подземных вод на двух экспериментальных участках (площадью 0,054 и

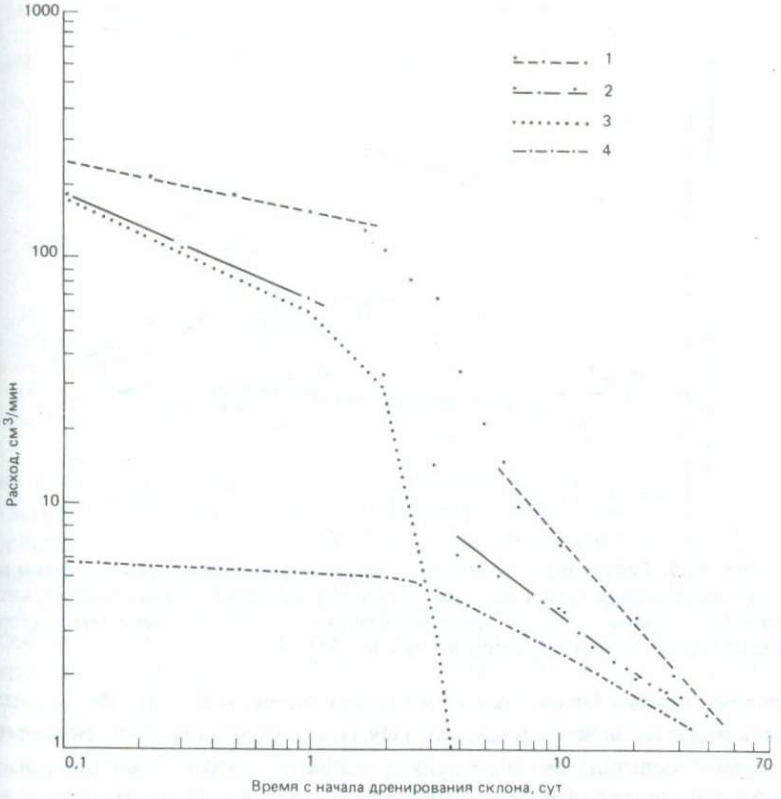


Рис. 12.8. Графики изменения подземного стока во времени. Проводится сопоставление результатов, полученных Хьюлеттом и Хиббертом, с общей разгрузкой в пределах экспериментального участка 1 и расходами по отдельным горизонтам (графики начинаются с момента, когда расходы в пределах каждого горизонта являются максимальными) [63]. *1* – по данным Хьюлетта и Хибберта [27]; *2* – суммарный расход по горизонтам B и B/C; *3* – только горизонт B; *4* – только горизонт B/C.

0,089 га) в верхней части склонов двух залесенных водосборных бассейнов, расположенных на территории шт. Миссисипи, США. Площади водосборных бассейнов, в пределах которых были расположены эти экспериментальные участки, составляли соответственно 1,86 и 1,62 га; в их границах велись также наблюдения за изменениями речного стока. В течение исследуемого периода поверхностный сток и сток в пределах верхнего горизонта почвенного покрова (выше горизонта B) были пренебрежимо малы. На рис. 12.9 показано общее соотношение между дождевыми осадками, речным и подземным стоком. На основании по-

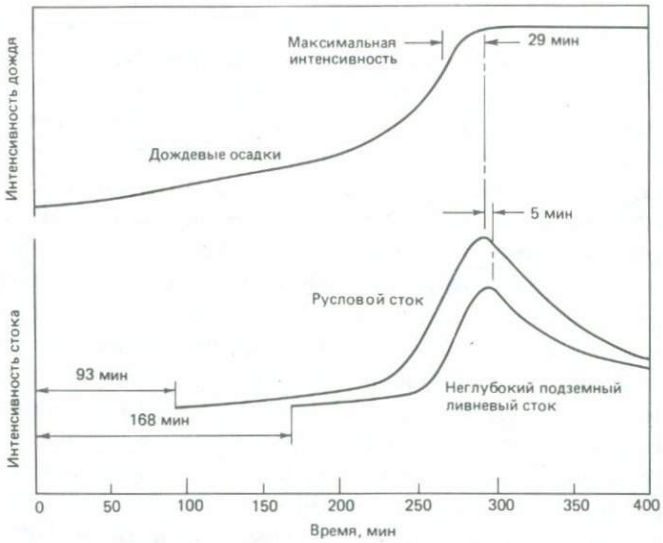


Рис. 12.9. Гидрографы, на которых показано усредненное по 36 ливням время от начала дождя (ноль на шкале времени) до точки с максимальной интенсивностью осадков, а также время от начала стока до его максимума (вертикальные масштабы количественно не заданы) [2].

лученных данных Бизли пришел к выводу о том, что поступательное движение воды не может осуществляться с достаточно высокой скоростью, которая обеспечила бы заметную реакцию на атмосферные осадки. Он считал, что основной массоперенос осуществляется по макропорам, а не путем вытеснения или поступательного движения жидкости.

Харр [20] исследовал движение воды в почвенных и подпочвенных горизонтах, приуроченных к крутому, покрытому лесом склону, расположенному в пределах Западного хребта Каскадных гор, шт. Орегон, США. В процессе наблюдений было установлено, что в пределах исследуемой территории поверхностный сток отсутствует. Харр подсчитал, что атмосферные осадки, попадающие непосредственно на поверхность водотока, обусловливают всего 3% наблюдающихся изменений гидрографа. В среднем около 38% атмосферных осадков стекают в виде неглубоких подповерхностных потоков; 97% общей величины стока формируется в результате движения подземных вод в макропорах более глубоких водоносных горизонтов. Харр не смог точно установить механизмы движения воды, однако пришел к выводу, что более 38% площади водосборного бассейна так или иначе реагирует на ливневые осадки. Он отмечал, что условия непрерывного насыщения имеют место лишь на нижних 10–15 м склона, на основании чего было выска-

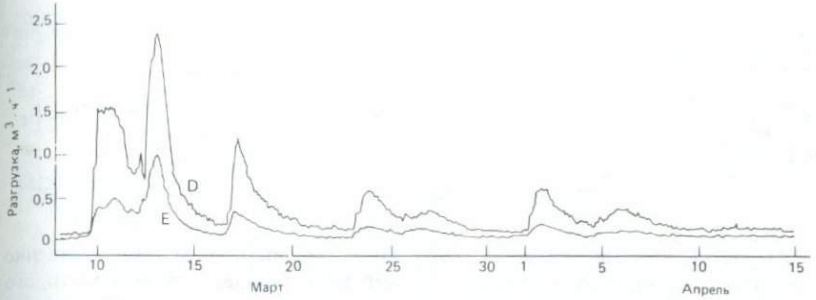


Рис. 12.10. Сравнительные графики общей разгрузки в пределах залесенного участка склона и в пределах участка площадью 0,1 га, расположенного в границах водосбора площадью 38 га. Экспериментальный полигон Ферноу-Форест, шт. Западная Виргиния. *D* – разгрузка в пределах участка на склоне; *E* – разгрузка в пределах водораздела.

зано предположение о том, что это происходит за счет высачивания воды из макропор, а также воды, движущейся по зоне аэрации с верхних участков склона. Выводы Харра подтверждают наличие какой-то разновидности поступательного движения воды.

На рис. 12.10 приведены данные наблюдений за режимом стока в пределах участка склона и водосборного бассейна в целом на экспериментальном полигоне Ферноу-Форест вблизи Парсонса, шт. Западная Виргиния [60]. Исследуемый участок представляет собой часть однородного склона площадью 0,1 га. На нижней границе участка расположен коллектор длиной 15 м, дренирующий поверхностные и подземные воды; эта дренажная система расположена перпендикулярно падению склона. Коллектор (его конструкция описана в работе [64]) включает коллектор поверхностных вод и одиночный коллектор подземных вод, расположенный в пределах коренных пород, представленных красными сланцами, приблизительно в 1,7 м ниже поверхности земли. Коллектор находится посередине между водотоком и водоразделом. На рис. 12.10 приведены непрерывные гидрографы для участка площадью 0,1 га и залесенного водосбора площадью 38 га, в пределах которого расположен этот участок. Расход, замеренный для водосбора в целом, приводился к площади исследуемого участка при условии, что он не дренируется; как видно, соответствующие гидрографы в нескольких точках сближаются. Однако такая оценка, по-видимому, является слишком заниженной: получается, что замеренный на участке расход в два раза выше расхода по всему водосборному бассейну.

В марте – апреле, в сезон зимних дождей, почвы в центральных районах Аппалачей обычно находятся в полностью насыщенном состоянии

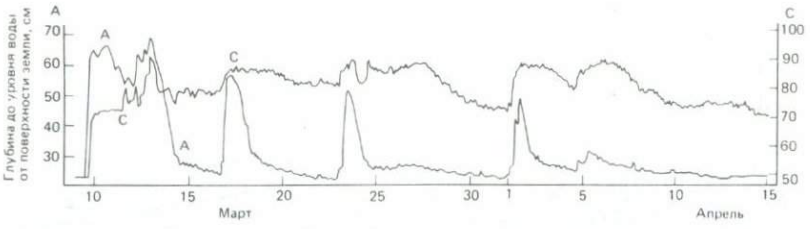


Рис. 12.11. Кривые колебания свободной поверхности воды непосредственно за центром коллекторной системы и в средней части склона, в пределах которого проводились наблюдения за подземным стоком. Экспериментальный полигон Ферноу-Форест, шт. Западная Виргиния. *A* – середина склона; *C* – ниже коллекторной системы.

[60], что обусловливает их быструю реакцию на дождевые осадки. Расходы, характерные для этого периода времени, показаны на рис. 12.10. За все время наблюдений в пределах экспериментального участка или любого водосбора в целом на полигоне Ферноу ни разу не было отмечено поверхностного стока [50, 60, 47], на основании чего был сделан вывод о том, что гидрограф ливневого стока формируется главным образом за счет подземного стока и в какой-то степени (3–5%) за счет прямого попадания осадков на поверхность водотоков. На рис. 12.11 показаны кривые изменения свободной поверхности воды (пьезометрического напора) для того же периода времени, замеренные сразу за центром коллектора и в средней части участка, расположенного на склоне. Из графика видно, во-первых, что склон реагирует на осадки достаточно быстро, изменения свободной поверхности воды и расходы в пределах участка обладают тесной корреляционной связью; во-вторых, значительное влияние на эти характеристики оказывает дрена. Первым на подобный "барьерный эффект", хорошо заметный на рис. 12.11, обратил внимание Уипки [64]. Даже в случае если в коллекторной системе в качестве засыпки используется гравий, возникающая при этом граница раздела приводит к повышению давления в породах прежде, чем здесь появится вода. Относительно более высокие скорости инфильтрации дождевых осадков или латерального движения подземных вод в связи с наличием искусственной границы раздела могут вызвать полное насыщение рыхлых отложений вплоть до поверхности почвенного покрова. На рис. 12.12 показаны аналогичные кривые изменений уровней в наблюдательной скважине, расположенной примерно в 10 м в стороне от экспериментального участка на той же отметке, что и коллекторная система. Очевидным является искусственное влияние этой системы на подъем свободной поверхности воды. К счастью, коэффициент фильтрации пылеватых суглинков формации Калвин, слагающих склон (6–30 см$\cdot$ч$^{-1}$),

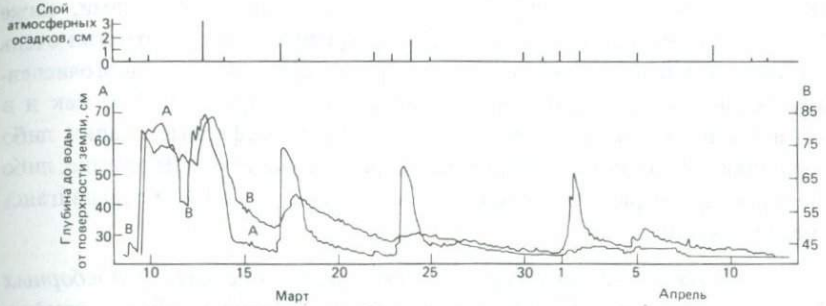


Рис. 12.12. Изменения свободной поверхности воды в скважинах, расположенных в средней части склона на участке, в пределах которого проводились наблюдения за подземным стоком, и в 10 м в стороне от экспериментального участка на той же отметке, что и коллекторная система. Экспериментальный полигон Ферноу-Форест, шт. Западная Виргиния. *A* – середина склона; *B* – ниже коллекторной системы.

является достаточным для того, чтобы предотвратить искусственный подъем зеркала грунтовых вод до поверхности земли. Послойные замеры расходов привели бы к менее обоснованным результатам.

Изучением путей движения воды на склонах занимался также ряд других исследователей. Брен и Тернер [8] выполнили проверку нескольких гипотез относительно закономерностей формирования поверхностного стока на различных участках в пределах склонов долины Клем-Крик, шт. Виктория, Австралия. Они установили, что независимо от того, в какой части склона находится участок, в поверхностном стоке принимало участие менее 0,5% дождевых осадков, выпадающих в их пределах. Остальная вода испарялась или просачивалась в землю, скапливалась или двигалась в подземных горизонтах. Боннелл и Гилмор [7], проводившие исследования на водосборных бассейнах, покрытых лесом и расположенных в зоне с тропическим климатом, полагают, что концепция переменной области питания здесь непременима, поскольку дождевые осадки выпадают с чрезвычайно высокой интенсивностью. В пределах этих водосборных бассейнов в ходе ливня верхние 20 см почвенного покрова быстро насыщались водой, вызывая формирование стока, называемого поверхностным стоком в условиях избыточного насыщения. Боннелл и Гилмор считают, что этот тип стока является основным механизмом переноса дождевых осадков. Между тем ими не было зафиксировано наращивание или увеличение интенсивности поверхностного стока, формирующегося в условиях избыточного насыщения, вниз по склону, хотя этого можно было бы ожидать в рассматриваемых условиях. Хид (личное сообщение), проводивший исследования на

водораздельных пространствах, покрытых сосновыми лесами, ниже Монголиен-Рима (северные районы шт. Аризона), также отметил очень незначительный поверхностный сток, формирующийся на многочисленных склонах исследуемых водораздельных пространств. Это, как и в рассмотренном выше случае, означает, что атмосферные осадки либо накапливались на поверхности земли и расходовались на испарение, либо просачивались в рыхлые отложения, накапливаясь там или передвигаясь в недрах Земли.

12.2.2. Изучение процессов, протекающих в пределах водосборных бассейнов. Огромное количество информации, относящейся к закономерностям движения влаги на склонах, покрытых лесами, получено главным образом в свете основополагающих принципов, выдвинутых ранее Братером, Хершем и другими специалистами в области лесного хозяйства. Однако описывая реакцию гидрогеологических характеристик отдельных участков склона, тем самым не определяли динамику отклика водосборного бассейна в целом. Попытаемся детально разобрать и проанализировать реакцию водосборного бассейна на осадки отдельно по трем основным его составным элементам: участки склона с выпуклой, вогнутой и прямолинейной конфигурацией.

На рис. 12.13 приведена схема водосборного бассейна на экспериментальном полигоне Ферноу-Форест вблизи Парсонса (шт. Западная Виргиния), в пределах которого проводились гидрометрические исследования. Изучаемый суббассейн, имеющий площадь 4,8 га, на основании данных, полученных с помощью пяти дополнительных расходомеров, был разделен на следующие элементы: водосбор с постоянным водотоком фиксированной ширины и протяженности, областью питания которого являются два склона – вогнутой и прямолинейной конфигурации (элемент 1); два водосбора, представляющие собой неглубокие впадины или относительно ровные пространства в верхней части водосборного бассейна более высокого порядка, имеющие временные водотоки и однородные выпукло-вогнутые склоны, на которых формируется поверхностный и подземный сток, поступающий во временные водотоки или под их русла (элементы 4 и 5); водосбор, не имеющий, по-видимому, временного водотока (элемент 6); пространство, расположенное между водосборами и принимающее минимальное участие в формировании речного стока (элемент 2).

На рис. 12.14 приведены гидрографы, полученные по пяти из шести водосливов во время ливня интенсивностью 2,5 см в условиях, когда дождевые осадки попадали на влажную почву. Расходы в пределах элементов 4 и 5 не зависят друг от друга, а также от расходов в пределах всех остальных элементов; расход на третьем водосборе включает расхо-

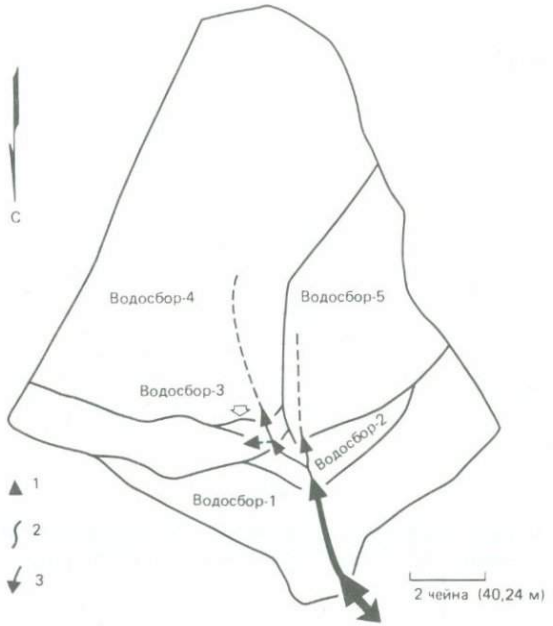


Рис. 12.13. Схема водосборного суббассейна в пределах бассейна № 5 экспериментального полигона Ферноу-Форест. Показано местоположение водосливов, разделяющих суббассейн площадью 4,8 га на отдельные элементы. *1* – водослив; *2* – граница водосбора; *3* – направление течения.

ды с элементов 4, 6 и с лежащего между ними пространства. Расход в пределах второго водосбора включает расходы с элементов 3 и 5, а также с лежащей между ними территории. Расход на элементе 1 представляет собой суммарный расход для водосборного бассейна в целом. На рис. 12.15 показаны гидрографы, отражающие участие в формировании речного стока отдельных составных элементов водосборного бассейна (водосборов 4 и 5), а также расход воды, поступающей с первых двух водосборов (элементы 1 и 2). В случае если почвы до начала дождя находились во влажном состоянии, основная часть общего расхода формируется на равнинных пространствах в верхней части водосборного бассейна. Замедленная реакция водотоков на атмосферные осадки свидетельствует о преобладании подземной составляющей стока, обусловливающей наполнение (и соответственно увеличение протяженности) временных водотоков. Пик в значении расхода в пределах элемента 1 соответствует количеству атмосферных осадков, попадающих непосредственно в водотоки или на участки, расположенные в непосредственной близости от них и является лишь малой частью общего расхода в преде-

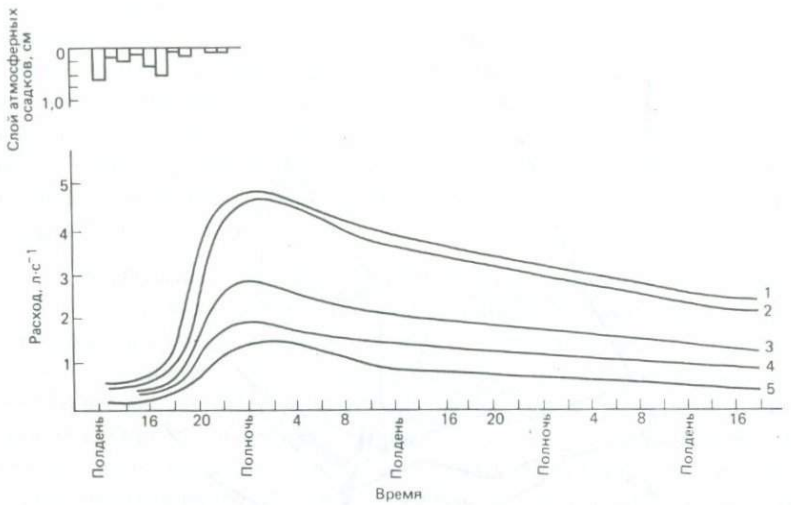


Рис. 12.14. Гидрографы стока, сформировавшегося в результате одного ливня в пределах элементов водосборного бассейна, показанного на рис. 12.13.

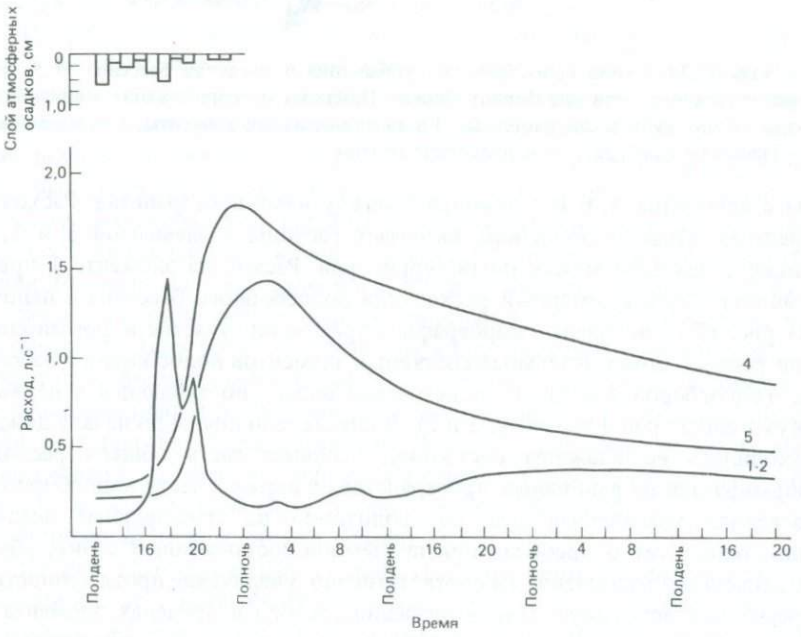


Рис. 12.15. Относительное участие в общем стоке различных элементов водосборного бассейна, показанного на рис. 12.13, в условиях, когда дождевые осадки умеренной интенсивности попадают на увлажненные грунты.

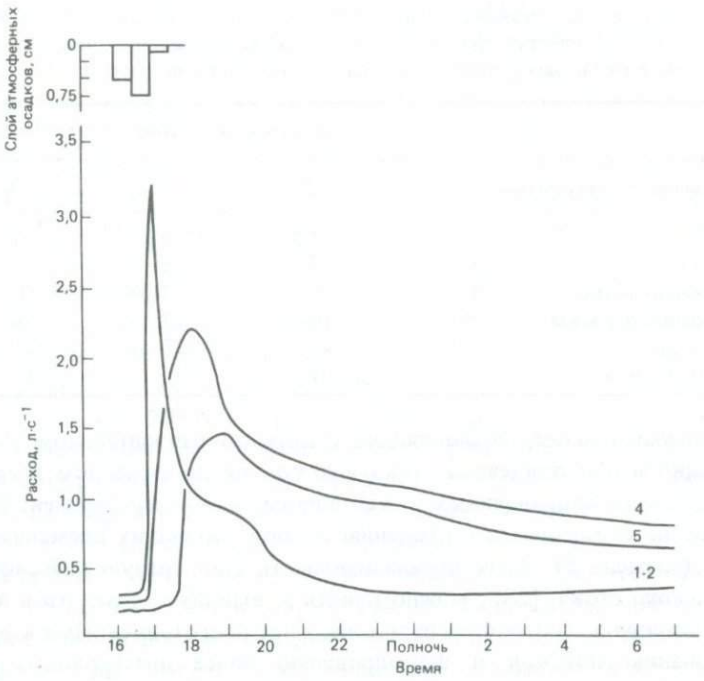


Рис. 12.16. Относительное участие в общем стоке различных элементов водосборного бассейна, показанного на рис. 12.13, в условиях, когда дождевые осадки умеренной интенсивности попадают на сухие грунты.

лах района площадью 4,8 га. Интерес представляет то обстоятельство, что значения расходов на элементах 1 и 2 возрастают вторично, что объясняется поступлением с некоторым запаздыванием подземных вод с протяженных склонов вогнутой конфигурации в постоянный водоток.

На рис. 12.16 показано участие в стоке тех же элементов водосборного бассейна в условиях, когда дождевые осадки несколько меньшей интенсивности попадают на сухие грунты. В этом случае относительный вклад в общий расход количества атмосферных осадков, попадающих непосредственно в водотоки, намного выше, чем в предыдущем случае.

В табл. 12.1 [62] приведены сводные данные о реакции водосборного бассейна (в понимании Хьюлетта и Хибберта [28]) на атмосферные осадки в условиях различной степени увлажненности грунтов (слой осадков, выпадающих в процессе каждого дождя, составлял приблизительно 2,5 см). Из табл. 12.1 следует, что чем выше начальная влажность грунтов, тем значительнее ливневый сток. В табл 12.2 приведены срав-

Таблица 12.1. Реакция элементов водосборного бассейна (в процентах по отношению к количеству атмосферных осадков) на линии постоянной интенсивности (2,5 см) в различных условиях начальной увлажненности грунтов

Начальное состояние увлажненности грунтов	Элементы водосборного бассейна				
	1	2	3	4	5
Очень сухие	1.3	0.8	0.6	0.3	0
Сухие	10	6	4	3	5
Умеренно сухие	13	14	7	6	22
Умеренно влажные	16	16	13	8	30
Влажные	39	47	37	25	46
Очень влажные	57	64	61	47	68

нительные данные, позволяющие судить об относительном участии в формировании ливневого стока потоков на протяженном веерообразном склоне, направленных к постоянному водотоку (элемент 1), и потоков на сужающемся по падению склоне, питающих временный водоток (элемент 5). Если проанализировать стандартную классификацию ливневого стока [28], можно прийти к выводу о том, что в процессе приложения к системе нагрузки наиболее подготовленными к концентрированию потоков и формированию более интенсивного речного паводкового стока оказываются склоны, сужающиеся по падению; на это обстоятельство ранее обращали внимание Андерсон и Берт [1]. Склон с прямолинейной конфигурацией имеет относительно постоянную область формирования стока, и, в случаях когда интенсивность дождевых осадков не превышает его пропускную способность (а ливень

Таблица 12.2. Количество воды (в процентах по отношению к суммарной величине атмосферных осадков), участвующей в паводковом стоке в пределах участка водосборного бассейна, пересекаемого постоянным водотоком, и в пределах равнины в верхней части водосборного бассейна, не имеющей постоянного водотока

Начальное состояние увлажненности грунтов	Элемент водосборного бассейна	
	с водотоком	без водотока
Очень сухие	3	0
Сухие	21	5
Умеренно сухие	8	22
Умеренно влажные	17	30
Влажные	22	46
Очень влажные	34	68

со слоем осадков в 2,5 см не относится к числу критических), он выступает в качестве "амортизатора", смягчающего реакцию стока на осадки; механизм этого процесса рассмотрен в работе [24]. Пространства, расположенные между водотоками, в частности элемент 2 водосборного бассейна, показанного на рис. 12.13, на протяжении всего исследуемого периода, как было установлено, принимают очень незначительное участие в любом виде стока, за исключением базисного. В работе [26] отмечается, что в центральных районах Аппалачей около 20% ливневых осадков интенсивностью 2,5 см и более участвуют в паводковом стоке. В пределах водосборного бассейна № 4 экспериментального полигона Ферноу-Форест в стоке в среднем участвует 35% дождевых осадков, а в экстремальных ситуациях, когда дождь выпадает на уже увлажненные грунты, эта цифра может превышать 60%.

Очень детально динамика реакции водосборного бассейна на осадки, показанная выше, рассмотрена Тишендорфом [59] на примере небольшого, покрытого лесом водосбора в пределах Пидмонта, шт. Джорджия. Проанализировав данные по 55 отдельным ливням, он установил, что около 65% осадков участвуют в формировании паводкового стока, увеличивая тем самым площадь питания водотока. В процессе относительно более обильных ливневых осадков или же при выпадении дождя на увлажненные почвы возникающий при этом латеральный приповерхностный поток вызывает подъем уровня подвешенных вод в окрестностях непересыхающих верховых ключей, дающих начало рекам, что в свою очередь обусловливает реакцию самих рек. Тишендорф обращает внимание на то обстоятельство, что дождевые осадки не оказывают никакого влияния на уровенную поверхность более глубоко залегающих подземных вод. Он отмечает также, что влажность почв на глубинах свыше 0,9 м изменяется незначительно. Наиболее заметно реагируют на дождевые осадки верхние 0,9 м почвенного покрова. Чем дальше от русла водотока, тем выше интенсивность восполнения почвенной влаги или скорость изменения влажности почв в связи с ливневыми осадками. Рассуждая таким образом, Тишендорф пришел к выводу о том, что в формировании паводкового стока помимо атмосферных осадков, попадающих на поверхность водотоков, принимают участие области, непосредственно к ним примыкающие, поскольку они изначально увлажнены больше; эти "области питания" возобновляют свои запасы в промежутке между ливнями путем дренирования влаги с участков, расположенных выше по склону. Эти представления Тишендорфа, в какой-то степени носящие качественный характер, вполне вероятно, лучше описывают существо процессов последовательного формирования стока, чем изложенные выше концепции Хьюлетта с соавторами. На рис. 12.17 показана

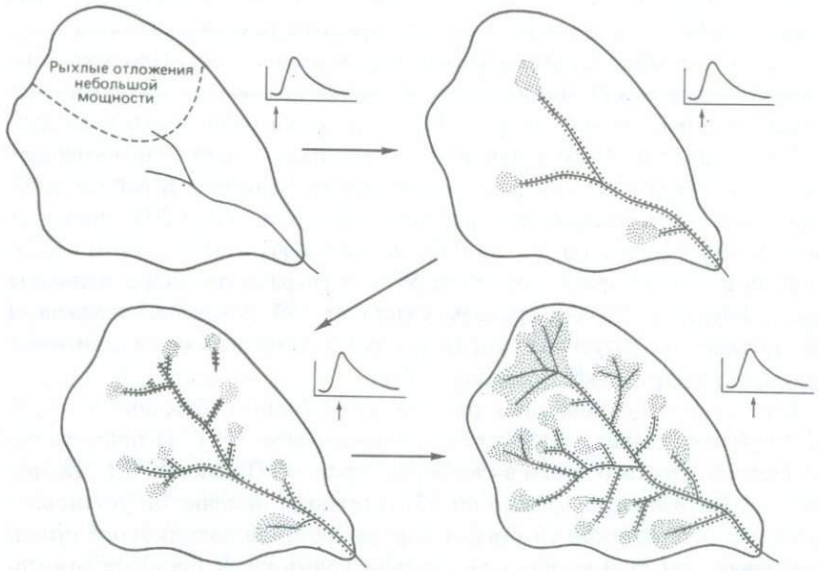


Рис. 12.17. Динамика роста речного стока по мере расширения области питания за счет вовлечения болот, верхних слоев почвы и временных водотоков (показана маленькими стрелками на гидрографах). Процесс сменяется уменьшением речного стока [28].

динамика роста области питания для простого случая, в котором рассматривается водосборный бассейн с древовидной системой водотоков, сложенный проницаемыми отложениями. Процесс роста области питания по мере уменьшения расходов сменяется обратным процессом.

Бетсон и Мариус [5] привели результаты выполнения обширной программы исследований на участке площадью 1,9 га. С помощью ключевых участков, наблюдательных скважин и пьезометров они определили в пределах водосборного бассейна области питания рек в периоды ливневого стока. Своими исследованиями они еще раз подтвердили тот известный факт, что область питания представляет собой небольшую часть водосборного бассейна, а ее местоположение и размеры изменяются в зависимости от интенсивности дождевых осадков, начальной влажности и мощности горизонта А. Между мощностью горизонта А, с одной стороны, наличием неглубокого подземного ливневого стока в условиях полного насыщения и поверхностного стока – с другой, существует тесная корреляционная связь. Чем меньше мощность слабопроницаемого слоя, тем быстрее реакция водотока на дождевые осадки. Авторы полагают, что паводковый речной сток формируется за счет неглубокого подземно-

го ливневого стока в условиях полного насыщения в области питания и в какой-то степени за счет атмосферных осадков, непосредственно попадающих на водную поверхность реки.

Используя различные временны́е масштабы, Данн [10] получил значения сезонных изменений (уменьшения) площади области полного насыщения (т. е. зоны питания реки) в пределах водосборного бассейна вблизи Рендборо, провинция Квебек. Хотя терминология этого автора отличается от терминологии других исследователей, данные о реакции водотоков, полученные Данном, аналогичны результатам, представленным на рис. 12.17. Рис. 12.19, на котором изображен участок водосборного бассейна Фул-Крик, шт. Колорадо, составлен в 1953 г. и отражает местоположение источников и областей высачивания, вносящих в обычных условиях основной вклад в формирование речного стока в пределах водосбора. Ретзер[1] отмечал, что область, вносящая наибольший вклад в формирование речного стока, приурочена к той части водосбора, выше которой нет источников или высачивания. Линия на рис. 12.19 оконтуривает минимальную площадь "наличия источников и высачивания". Ретзер обращал внимание также на то, что в зависимости от времени года и исходной влажности грунтов изменяется площадь выхода источников и высачивания, а также объем стока в пределах этой площади. Рис. 12.19 отражает максимально возможную площадь области высачивания, наблюдаемую в период ежегодного таяния снега и не зависящую в это время от динамики дождевых осадков, характерных для районов с гумидным климатом.

На рис. 12.17–12.19 показана динамика зон полного насыщения, укладывающаяся в рамки концепции "переменной области питания". Рис. 12.17 демонстрирует одну из бесконечного числа возможных реакций водосбора на один ливень. Рис. 12.18 и 12.19 отражают реакцию бассейна в масштабах сезона или года. В свете концепции переменной области питания динамические параметры такой реакции имеют один порядок.

12.3. Модель переменной области питания. В работе [29] изложены концептуальные установки модели переменной области питания применительно к водосборным бассейнам первого и второго порядков. В следующих параграфах настоящего раздела излагается теоретическая

[1] *Retzer John L.* (1953) Characteristics of Springs in Fool Creek. USDA Progress Report. On file with the Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, Fort Collins, Colorado.

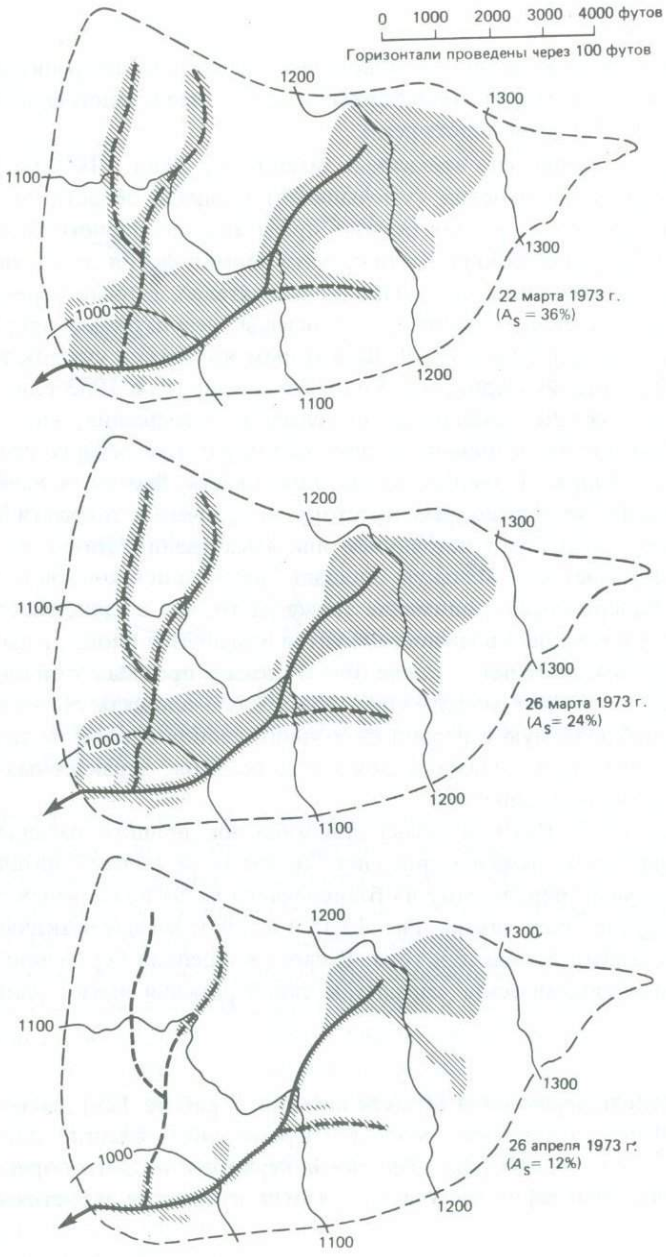


Рис. 12.18. Сезонные изменения площадных размеров зоны полного насыщения в пределах водосборного бассейна вблизи Рендборо, провинция Квебек [13].

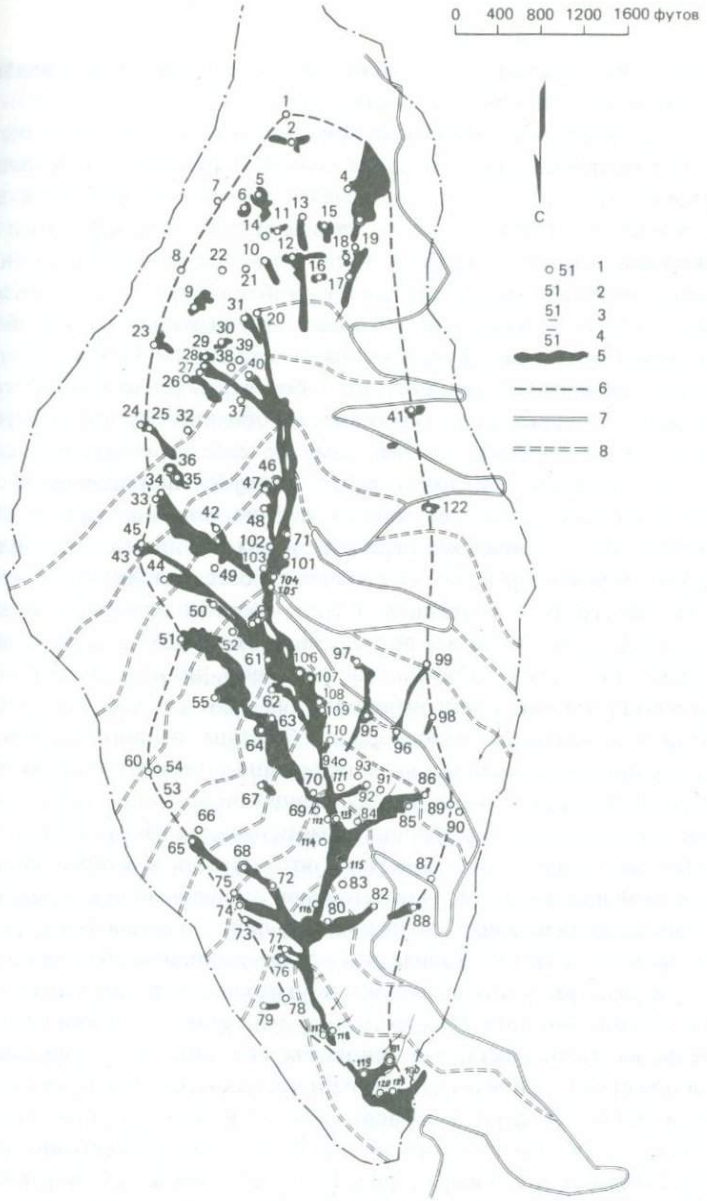


Рис.12.19. Схематическая карта водосборного бассейна Фул-Крик, шт. Колорадо. На карте показано местоположение водотока, вдоль которого формируются источники и области высачивания, а также граница области формирования общего стока в пределах водосборного бассейна. *1*– местоположение и номер; *2*– низкодебитный источник; *3*– высокодебитный источник; *4*– очень высокодебитный источник; *5*– система источников; *6*– граница области формирования общего стока; *7*– главное шоссе; *8*– второстепенное шоссе.

основа создания такой модели и описываются средства моделирования, которые могли бы обеспечить ее реализацию.

Итак, по-видимому, можно говорить о том, что мы располагаем четырьмя теориями, объясняющими закономерности формирования гидрографов областей питания в пределах бассейнов, покрытых и не покрытых лесами. Первая из них – это концепция поверхностного стока, выдвинутая Хортоном [33] . И по сей день считается, что эта концепция вполне адекватно описывает сток на урбанизированных территориях и сельскохозяйственных землях, возделываемых по интенсивной технологии. Во-вторых, существует предложенная Хершем в 1944 г. концепция, отводящая значительную роль неглубокому подземному стоку по системе пустот, которые часто обнажаются у обочины дорог и на берегах водотоков. Эта концепция, однако, сама по себе не может объяснить характер гидрографов или доказать, что неглубокий подземный сток является основным процессом, формирующим ливневый речной сток. Третья концепция – концепция переменной области питания – возникла в результате работ в пределах водосборного бассейна Коуита в начале 60-х годов. Четвертая – концепция области местного питания – была изложена в 1964 г. Бетсоном и в последующие годы являлась предметом обсуждения в ряде статей. Совершенно очевидно, что названные концепции отражают различные точки зрения на один и тот же сложный процесс, протекающий в пределах водосборного бассейна первого порядка, и не следует удивляться, если мы выскажем наше мнение относительно того, что три из четырех упомянутых концепций являются просто частными случаями концепции переменной области питания. Не требуется строгий анализ для того, чтобы доказать, что область местного питания по мере изменения площади, захватываемой ливневыми осадками, и их интенсивности должна либо увеличиваться, либо сокращаться в размерах. Нет нужды в таком анализе и в случае с локальными системами пустот – их размеры увеличиваются или уменьшаются в зависимости от внешних условий питания. Не нужны скрупулезные исследования и для доказательства того факта, что основным источником формирования паводкового стока на покрытых лесом и пустынных территориях в зоне гумидного климата служат инфильтрующиеся атмосферные осадки. Вода, движущаяся по поверхности участков, для нее непроницаемых (шоссе, обнажения коренных пород, культивируемые земли или пастбища, понижения земной поверхности, находящиеся в водонасыщенном состоянии), может достигать или не достигать рек в качестве поверхностного стока, а если и достигает, то, по-видимому, в этом случае не имеет большого значения то обстоятельство, будет ли его интенсивность изменяться с увеличением количества атмосферных осадков.

В любой или, вернее, во всех названных теориях роли атмосферных осадков придается громадное значение, особенно в связи с разработкой методов управления качеством и количеством воды, режимом водопользования. Использующиеся в настоящее время гидрологические модели, основанные на классической теории стока Хортона, даже в случае, если коэффициенты в них обеспечивают их согласование, мало чем могут помочь в изучении источников питания, путей движения воды и времени ее пребывания в системе, а также миграции растворенных в ней соединений и вклада в энергетический потенциал водосборного бассейна. Некоторые из этих моделей в настоящее время модифицируются: в них включаются блоки, основанные на концепции переменной области питания. Однако, поскольку эти блоки скорее присоединяются к модели, а не встраиваются в нее, в современных расчетных моделях сохраняется тенденция к переоценке объема поверхностного стока по сравнению с истинным объемом. Для объяснения наблюдающихся воздействий землепользования на химический состав поверхностных вод чаще прибегают к более наглядной модели вымывания, а не к модели переменной области питания.

В работах [37, 67] привлекается внимание к другому аспекту этой проблемы – роли концепции переменной области питания в связи с процессами рельефообразования и формирования структуры почвенного покрова. Эрозионные процессы, вызываемые водотоками и направленные в сторону их истоков, а также известная много лет концепция формирования почв в зависимости от местных изменений в системе стока – все это является следствием пульсации расходов воды в реке, приводящей к частому затоплению нижних участков склонов и территорий, сложенных коллювиально-аллювиальными отложениями. Поскольку источниками энергии, необходимой для протекания этих процессов, являются гравитационный потенциал и химическая активность воды, а также поскольку сама вода – это движущая сила, обусловливающая перенос растворенных веществ и механических частиц, представляется достаточно очевидным, что адекватная модель, отражающая источники питания, пути движения и энергетический потенциал воды, могла бы служить основой для создания более прогрессивных моделей геоморфологических процессов.

Известно множество попыток моделирования динамики переменной области питания. Хафф с соавторами в процессе создания модели ТЕНМ предпринял попытку ввести коэффициент распределения, усиливающий реакцию водотока в зависимости от потенциальных размеров области питания. Онстадом и Бракенсиком [46] была разработана модель поверхностного стока, согласно которой водосбор разбивался на полосы

или сегменты, расположенные перпендикулярно горизонталям рельефа. Эти полосы затем подразделялись на элементы в зависимости от характеристик грунтов, характера землепользования и т. д. На модели водосборный бассейн представляется как система конечных элементов, которые являются независимыми, простыми и позволяют описывать расход одномерным выражением независимо от других элементов. Авторами работы [66] при создании модели было использовано представление об одномерной ленте тока, дробящейся на элементы в зоне, быстро реагирующей на атмосферные осадки; эта модель включает блок, учитывающий наличие подземного стока. Такой подход гармонично согласуется с моделью переменной области питания, описанной Хьюлеттом и Трондлом [29]. В ее основе лежит модель поверхностного стока, в которой главенствующая роль отводится функциям, описывающим процесс инфильтрации. Бевен и Керкби [6] разработали прогнозную модель, в основу которой, напротив, положены полученные эмпирическим путем функции отклика, описывающие рассматриваемые процессы. Хотя воспроизводимые на таких моделях гидрографы в основном относятся к поверхностному ливневому стоку и реакции водотока на атмосферные осадки, попадающие непосредственно на его поверхность, в них для описания областей питания используются данные о рельефе бассейна. Кроме того, при создании таких моделей пытаются каким-то образом учитывать уменьшение запасов почвенной влаги. В любом случае совершенно очевидно, что в основе подобных моделей лежит концепция переменной области питания.

12.3.1. Модель, основанная на концепции переменной области питания. Как показано на рис. 12.20, любая точка гидрографа речного стока представляет собой мгновенное значение расхода $q(t)$. $q(t)$ можно разделить на две компоненты: поверхностный и подземный ливневый сток. Поверхностный ливневый сток представляет собой скорость движения дождевой воды или воды, образовавшейся в результате таяния снега, которая не может инфильтроваться через поверхность почвенного покрова или в русло водотока во всех точках пути ее движения к гидрометрической станции. Далее поверхностный ливневый сток можно подразделить на атмосферные осадки, попадающие непосредственно на поверхность водотока (по сути дела это интенсивность дождевых осадков или процесса таяния снега в пределах прогрессирующей или регрессирующей системы русел, включая участки долины, насыщающиеся в процессе дождей вплоть до поверхности земли), и поверхностный сток в пределах практически непроницаемых для воды территорий, таких,как шоссе, площади вокруг жилищ, участки выхода коренных пород и карьеры, которые в периоды разлива рек служат прямыми областями питания. Пос-

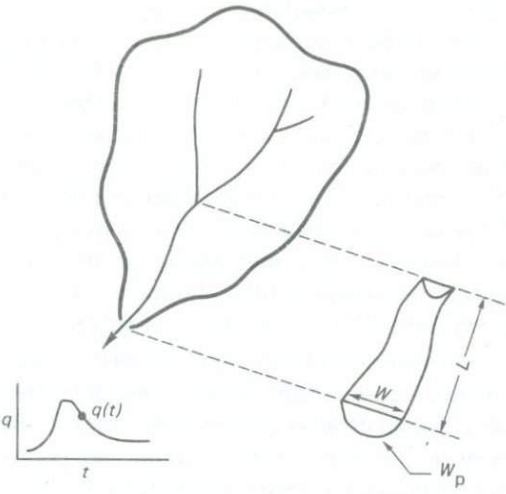


Рис. 12.20. Концептуальная основа модели переменной области питания, имитирующей процессы поверхностного и подземного стока [29]. W_p – смоченный периметр; W – ширина русла по водной поверхности; L – длина отрезка водотока.

кольку в границах покрытых лесом водосборных бассейнов и бассейнов, лишенных растительного покрова, непроницаемые участки редко занимают бóльшую часть территории и в соответствии с их природой сохраняют относительно постоянные площадные размеры, представляется оправданным в качестве первого приближения на модели области питания водосборного бассейна, покрытого лесом, задать постоянное значение этой площади (A_3) [29] :

$$q(t) = \left[A_1(t) \cdot K \frac{dH}{dx}\right] + [A_2(t) \cdot P(t)] + [A_3 \cdot P(t)]. \qquad (12.1)$$

Переменные и условные обозначения, входящие в уравнение (12.1), соответствуют компонентам руслового стока, показанным на рис. 12.20. Здесь $A_1(t)$ – площадь области полного насыщения в пределах водосборного бассейна вдоль постоянных, прерывистых и временных водотоков. Подземные воды, просачиваясь в пределах области A_1, попадают в реки. Площадь A_1 изменяется во времени; ее можно оценить, умножив смоченный периметр на длину русла. $A_2(t)$ – площадь горизонтальной проекции области полного насыщения в пределах водосборного бассейна, где выпадает дождь и тает снег. Площадь A_2 зависит от времени; ее можно оценить путем перемножения ширины и длины русла. A_3 – площадь территории, практически непроницаемой для воды (дорожные покрытия, выходы коренных пород, участки почвенного покрова, лишенные растительности), точнее, та ее часть, в пределах которой поверхностный сток типа Хортона непосредственно попадает в постоян-

ные или разливающиеся водотоки. Поскольку на покрытых лесом территориях поверхностный сток Хортона встречается редко, на рассматриваемой модели эти участки задаются как области питания с постоянной площадью. В случае необходимости модели поверхностного стока могут наращиваться новыми блоками. $P(t)$ – интенсивность дождевых осадков или снеготаяния как функция времени; принимается средневзвешенной по площади водосборного бассейна. K – коэффициент фильтрации в условиях полного насыщения на площади A_1; H – гидравлический напор, представляющий собой алгебраическую сумму взвешивающего давления (или напора в скелете породы) и гравитационного давления (dH/dx – разница гидравлических напоров на расстоянии x).

Уравнение (12.1) представляет собой простейшую форму записи модели переменной области питания. Первый член уравнения описывает подземную составляющую стока, который, как принимается на модели, разгружается через почвы, распространенные в пределах изменяющейся во времени площади A_1. Ключевой проблемой этой и любой другой модели, воспроизводящей гидрограф стока, является оценка K и dH на границе раздела порода – вода. Следующие два члена уравнения (12.1) описывают поверхностный ливневой сток. Член уравнения, включающий A_2, представляет собой то, что обычно называется атмосферными осадками, попадающими непосредственно на поверхность водотока. По мере увеличения или сокращения площади A_2 дождевые осадки и вода, образующаяся в результате таяния снега в пределах этой площади, становятся составной частью речного стока спустя очень незначительный промежуток времени. В случае если площадь A_3 пренебрежимо мала, как это обычно бывает на территориях, покрытых лесом и приуроченных к зоне гумидного климата, интенсивность поверхностного стока определяется размерами области A_2 и интенсивностью дождевых осадков, замеренной на небольшом отрезке времени.

На рассматриваемой модели подразумевается, что моделируемая область представляет собой покрытый лесом водосборный бассейн первого или второго порядка. Принимается, что в пределах границ этих бассейнов процессы руслового стока могут быть сведены к простой функции запаздывания, которую можно построить по замерам средних скоростей течения в границах рассматриваемой территории. Скорости течения в небольших реках обычно составляют 0,3–0,6 м $\cdot$ с$^{-1}$. Если водосборный бассейн имеет достаточно большие площадные размеры, обеспечивающие определяющую роль в гидрографе, относящемся к замыкающему створу, объема воды в русле и величины запаздывания, то считается, что сток в небольших водотоках не имеет большого значения.

Первый член уравнения (12.1) можно отыскать, используя числен-

ные методы, путем получения на ЭВМ последовательных оценок коэффициента фильтрации, характеризующего каждый слой почвы, находящийся в условиях полного насыщения, и его последующего уточнения в процессе изменений A_1 и dH.

Для реализации концепции переменной области питания применялся метод последовательной разбивки водосборного бассейна на сегменты, а сегментов на блоки. Сегменты разбиваются на блоки, начиная с более узких, расположенных у водотока, и кончая более широкими, расположенными на водоразделах; поверхностный сток, формирующийся в пределах этих блоков в процессе дождевых осадков, редко оказывает влияние на речной сток. Совокупность площадных блоков (I) и слоев почвы (J) в пределах каждого из этих блоков в комплексе с трехмерным описанием сегмента обеспечивает представление об отдельных объемах элементов почвенного покрова, обозначаемых индексами (I, J). Общий объем всех элементов в пределах сегмента должен равняться расчетному объему активной в гидрогеологическом отношении части почвенного покрова, включающей данный сегмент. Названные элементы схематизации необходимы из соображений снижения размерности реальной проблемы и ее сведéния до практически реализуемой задачи как в отношении средств моделирования, так и в отношении методов полевых исследований.

Следующая проблема заключалась в том, каким образом можно использовать знакомое уравнение фильтрации Дарси для построения итерационного алгоритма, который позволил бы воспроизводить процесс стока в пределах выделенных элементов с шагом по времени, не превышающим 15 мин. Уравнение Дарси в модификации Ричардса [53] обычно записывается следующим образом:

$$q = -K(\Psi)\nabla H, \tag{12.2}$$

где q – поток или расход влаги через единичную площадь сечения, $K(\psi)$ – коэффициент фильтрации пород как функция потенциала скелета породы или потенциала всасывания, ∇H – гидравлический градиент или движущая сила, обусловленная суммой взвешивающего (ψ) и гравитационного (z) давления. В результате объединения уравнения (12.2) с уравнением неразрывности общее уравнение фильтрации через элементарную ячейку приобретает вид

$$\frac{d\theta}{dt} = \nabla(K(\Psi)\nabla H), \tag{12.3}$$

где θ представляет собой влажность, равную отношению объема влаги, содержащейся в единице объема породы, к этому объему, и t – время. Это уравнение, распространенное на случай трехмерной фильтрации

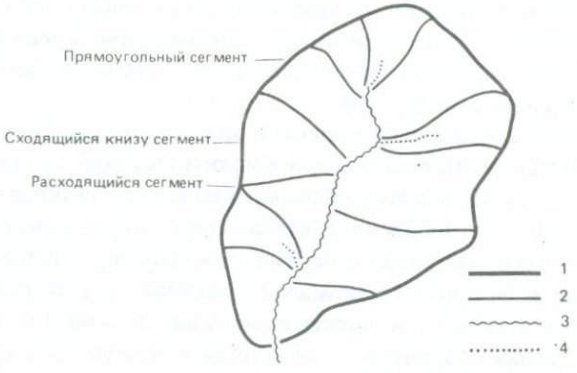


Рис. 12.21. Схема водосборного бассейна первого порядка. Показаны сегменты бассейна, составляющие концептуальную модель переменной области питания. *1* – граница водосборного бассейна; *2* – граница сегмента; *3* – постоянный водоток; *4* – прерывистый водоток.

(в направлениях x, y и z), обычно записывается следующим образом (в обычных производных это уравнение приведено в работе [30]):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x}\left(K\frac{\partial \Psi}{\partial x}\right) - \frac{\partial}{\partial y}\left(K\frac{\partial \Psi}{\partial y}\right) - \frac{\partial}{\partial z}\left(K\frac{\partial \Psi}{\partial z}\right) + \frac{\partial K}{\partial z}. \qquad (12.4)$$

Решение этого уравнения по временно́й и пространственной координатам практически невозможно без привлечения современной вычислительной техники. Однако даже при условии использования ЭВМ численные методы иногда сталкиваются с непреодолимыми препятствиями при моделировании гидрографа, относящегося к водосборному бассейну в целом. Имея это в виду, Стефенсен и Фриз [56] пришли к выводу о том, что сложность детерминированных моделей препятствует их непосредственному применению для воспроизведения реакции гидрогеологических характеристик в масштабе водосборного бассейна.

Для того чтобы обрисовать в общих чертах современное состояние моделей переменной области питания, разрабатываемых применительно к водосборным бассейнам первого порядка, следует начать с идеализированного бассейна, изображенного на рис. 12.21. Сегменты водосбора рассматриваются как отдельные его подсистемы, каждая из которых непосредственно участвует в формировании речного стока. В плане эти сегменты, как правило, имеют прямоугольные или пирогообразные очертания и характеризуются длиной, шириной, мощностью, уклоном и формой или конфигурацией. Поскольку длина водотоков одного порядка в рассматриваемом примере довольно невелика (300 м и менее), проме-

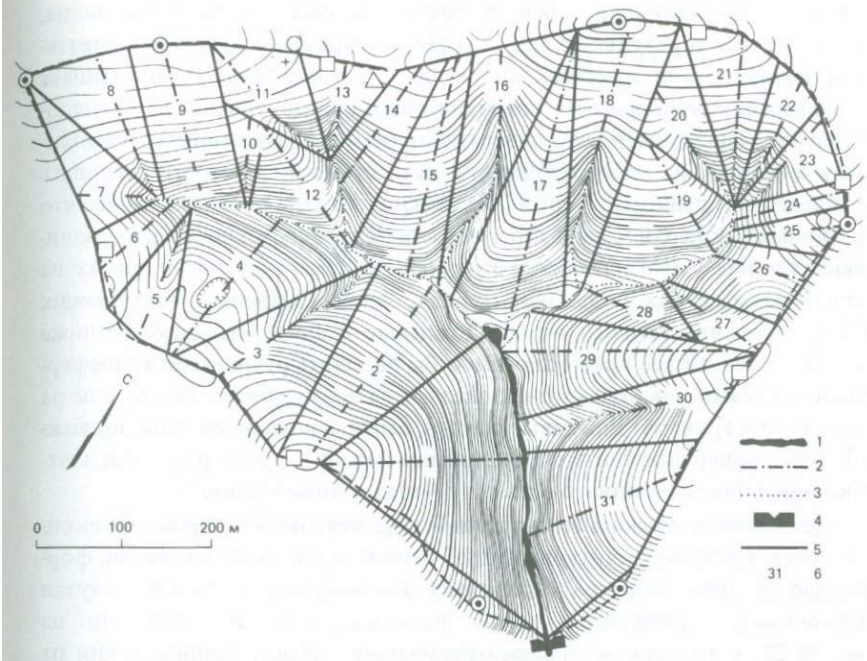


Рис. 12.22. Топографическая карта водосборного бассейна Уолкер-Бранч, шт. Теннесси. Площадь бассейна 39,3 га. Показана разбивка на сегменты (карта была любезно предоставлена Национальной лабораторией Оук-Ридж и Университетом шт. Джорджия). *1* – постоянный водоток; *2* – прерывистый водоток; *3* – временный водоток; *4* – гидрометрический створ; *5* – граница сегмента; *6* – номер сегмента.

жуток времени в 15 мин является, по-видимому, адекватным в качестве временно́го шага модели (более детально этот вопрос будет рассмотрен в последнем разделе). На рис. 12.22 представлена топографическая карта водосборного бассейна Уолкер-Бранч, шт. Теннесси. Этот бассейн был разбит на 31 сегмент различной формы. На рисунке можно видеть, каким образом задаются сходящиеся и расходящиеся сегменты. При моделировании водосборных бассейнов бо́льших размеров потребуется привлечение методов моделирования руслового стока; в настоящее время известно несколько таких методов (см., например, работу [58]). Как указывалось ранее, принимается, что в пределах залесенных водосборных бассейнов и бассейнов, не покрытых растительностью, расположенных в зоне гумидного климата, инфильтрационная емкость пород, как правило, бывает неограниченной. Как отмечали Хьюлетт и Трондл [29], "совершенно ясно, что Хортон считал, будто поверхност-

ный сток представляет собой ту часть дождевых осадков или воды, образующейся в результате снеготаяния, которая не может просачиваться в почву по той причине, что скорость ее поступления превышает инфильтрационную емкость поверхностных горизонтов почвы и, следовательно, вода движется по поверхности земли к ближайшему постоянному водотоку на всем протяжении пути стока. Если строго следовать определению, данному Хортоном, можно сделать предположение, что "истинный" поверхностный сток встречается лишь вдоль границ разливающихся или уменьшающихся в размерах систем водотоков или же на непроницаемых для воды территориях, непосредственно участвующих в формировании речного стока. Дождевые осадки, выпадающие ниже этих областей, более правильно было бы называть русловыми атмосферными осадками, поскольку они попадают на водную поверхность, а не на поверхность грунтов. Дождевые осадки, выпадающие выше этой подвижной зоны поверхностного стока, примыкающей к руслу реки, инфильтруются и остаются какое-то время в грунтах, однако недолго".

Хотя может сложиться ситуация, когда невозможно провести окончательную границу, оконтуривающую переменную область питания, формирующую ливневый сток (поскольку в основу ее выделения кладутся произвольные критерии), можно наметить, как это показано на рис. 12.23, критическую линию, отделяющую область инфильтрации от области высачивания. Очевидно, первыми обратили внимание на существование этой линии Клут с соавторами [38]. Фриз [17] называл ее "точкой выхода", положив эти представления в основу модели, подчиняющейся закону Дарси насыщенно-ненасыщенной фильтрации в наклонном фрагменте водосбора. По результатам проведенного моделирования Клут с соавторами [38] пришли к выводу о том, что такая линия теоретически при условии непрерывного равномерного выпадения атмосферных осадков должна была бы располагаться в центральной части склона. Они не занимались оценкой ширины зоны, отделяющей область инфильтрации от области высачивания, тем не менее их модель была основана на предпосылке о том, что в природе может существовать очень подвижный неправильной формы пояс, в пределах которого либо происходит незначительная фильтрация, либо она вообще не имеет места. Это явление наблюдается главным образом в процессе уменьшения площади области питания, когда любая последующая порция дождевых осадков может рассматриваться как объем воды, подаваемый в породы сверх их потенциальной емкости. Согласно концепции переменной области питания, этот пояс представляет собой зону истинного поверхностного стока Хортона, показанную на рис. 12.17 как временно существующий пояс, оконтуривающий пульсирующую систему водотоков. Этот

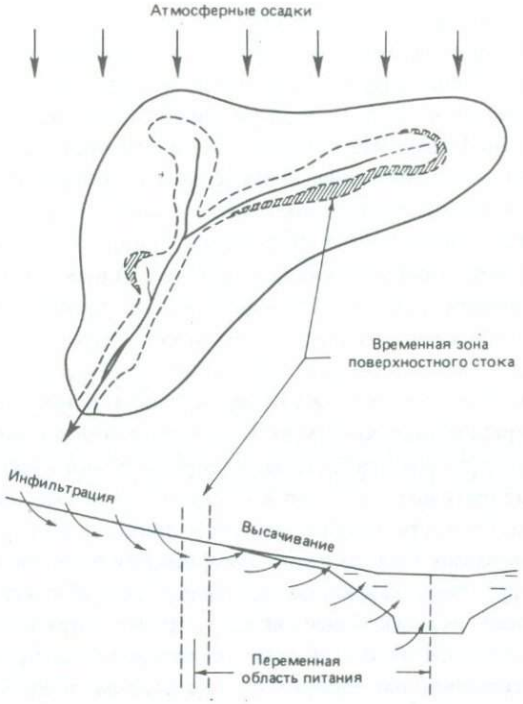


Рис. 12.23. Схема "переменной области питания" речного стока и соотношения между поверхностным стоком и зоной отсутствия фильтрации. Схема приведена лишь для наглядного представления используемых определений, а показанные на ней области не должны расцениваться как типичная природная ситуация [29].

пояс может иметь незначительную ширину или вовсе отсутствовать на крутых склонах, сложенных хорошо проницаемыми рыхлыми отложениями, и иметь немалую ширину в пределах равнинных бассейнов, выполненных относительно непроницаемыми грунтами.

Первоначально подход к разработке модели переменной области питания заключался в следующем: в пределах некоторого числа элементов (I) соответствующего объема, выделенных в рамках отдельных сегментов бассейна первого порядка (см. рис. 12.21), подсчитывался относительно грубый, но достаточно гибкий баланс влаги и тем самым учитывалось увеличение и уменьшение площади дренажной сети по мере изменения интенсивности дождевых осадков. Для расчета величины расхода в каждом сегменте водосборного бассейна моделировалось движение воды через I элементов. Для этого методами, аналогичными описанным в работе [22] применительно к водосборным бассейнам в Южных Ап-

палачах, рассчитывалось распределение влаги на начало дождя. Принималось также, что для водонасыщенных и ненасыщенных участков склона справедливо уравнение Дарси, описывающее процесс фильтрации воды. Затем для получения гидрографа применительно к водосборному бассейну в целом по M сегментам суммируются значения расходов потоков, направленных к устью бассейна. В предельных случаях при особых условиях стока для обеспечения правильного суммирования расходов по сегментам может возникнуть необходимость в привлечении общих коэффициентов стока или соответствующих моделей. Однако эти процедуры в процессе моделирования не составляют особой проблемы, и, в случае если они не имеют большого значения, их можно опустить.

Каждый сегмент водосборного бассейна характеризуется некоторой протяженностью, мощностью, формой, уклоном и шириной. Для описания конфигурации поверхности рыхлых отложений и коренных пород, а также любого другого относительно непроницаемого слоя могут быть подобраны квадратичные или любые другие функции, сглаживающие локальную изменчивость, установленную в процессе полевых исследований или на основании анализа карт. Эти функции в определенных пределах также могут быть разрывными; между тем обнажение коренных пород или шоссе, пересекающее сегмент, могут потребовать пересмотра разбивки водосборного бассейна на сегменты. Такие функции, использующиеся в итерационном алгоритме, на котором основана работа машинной программы, позволяют оценивать объем элементов и размеры любого числа сечений склона. Другая система функций позволяет оценивать среднее значение коэффициента фильтрации в пределах каждого элемента на каждой итерации по известным соотношениям между влажностью и коэффициентами фильтрации. Для этой цели в каждом блоке рассчитывается баланс влаги, а при достижении условий насыщения элемента определяется среднее для него значение коэффициента фильтрации. По мере того как некоторое количество элементов, выделенных на поверхности водосбора в пределах переменной области питания, достигает условий полного насыщения, водная поверхность реки достигает упоминавшейся линии высачивания, и проводится повторная разбивка на элементы оставшейся части склона. Таким образом, наибольшая точность моделирования всегда обеспечивается в границах переменной области питания.

В модель может быть включено любое количество горизонтов (j). Для ясности на рис. 12.24 показано только два горизонта. Разбивка на плановые элементы I (на рисунке I-10) проводится различными способами: они выбираются таким образом, чтобы, в случае когда профиль склона вдоль русла водотока выпуклый, наименьшие элементы приходи-



Рис. 12.24. Схема модели переменной области питания, включающая 10 плановых элементов ($I = 10$) и два горизонта ($J = 2$). Принимается, что инфильтрационная емкость грунтов остается больше интенсивности дождевых осадков. Схема отражает ситуацию на начало дождя и рассчитана на увеличение площади зоны питания [29].

лись бы на нижнюю часть склона, а в случае когда склон вогнутый, наибольшие элементы приходились бы на верхние участки. Это позволяет адекватно описывать быстрое увеличение площади области питания в случае, когда река имеет низкие берега, и ее затопление, поскольку изначально эти участки находились в условиях полного насыщения.

Рассмотренная модель впервые была составлена и откалибрована применительно к водосборному бассейну площадью 38,4 га, расположенному вблизи Парсонса, шт. Западная Виргиния.

12.3.2. Модель переменной области питания. Модель VSAS1. На базе уравнения (12.2) была составлена программа для ЭВМ, воспроизводящая с временны́м шагом в 15 мин влажность грунтов в границах любого количества элементов водосборного бассейна, заданных таким образом, чтобы с достаточной точностью имитировать увеличение и уменьшение площади русла водотока или области питания. Каждый элемент водосбора имеет центральную точку и четыре поверхности, через которые может происходить движение воды, описываемое уравнением (12.2). Каждый раз, когда самый нижний (по падению склона) из элементов, относящихся к верхнему горизонту, насыщается водой или осушается, на модели пересчитываются его размеры и положение центральной точки. Затем осуществляется повторная разбивка водосбора на элементы; при этом преследуется цель обеспечения чувствительности области питания к изменениям условий увлажнения.

В случае если водосборный бассейн покрыт густой лесной растительностью, количество атмосферных осадков, удерживаемых на по-

верхности растительного покрова, будет колебаться в пределах 0,13–0,25 см, что для ливневого стока невысокой интенсивности составляет существенную часть отрицательной статьи баланса. Хелви и Патрик [23] проанализировали имеющиеся по этому вопросу литературные данные и на основании соответствующих уравнений подсчитали объем воды, удерживаемой на поверхности сосен и покрытосеменных деревьев. В модель VSAS1 включена упрощенная версия этих уравнений. Этот блок модели осуществляет расчет количества удерживаемой растениями воды, эквивалентного уменьшению пика ливневых дождевых осадков, до тех пор, пока не будет достигнут предельно допустимый объем удержания. При небольших дождях эти процессы оказывают значительное влияние на формирование ливневого стока, а при сильных ливнях становятся сравнительно несущественными. Если период, в течение которого атмосферные осадки не выпадают, длится 12 ч и более, количество удерживаемой растениями воды полагается равным нулю. Принимается также, что в период выпадения осадков потери на эвапотранспирацию равны нулю.

Неявным образом в концепции переменной области питания присутствует еще одна предпосылка: считается, что большее значение при моделировании имеет точность воспроизведения процессов, протекающих в пределах области питания, а не точность задания характеристических функций влажности.

Водосборный бассейн разбивается или разделяется на сегменты таким образом, чтобы каждый сегмент можно было задать тремя линиями. Затем полевые данные описываются полиномами четвертой степени так, чтобы отметки земной поверхности и общую мощность рыхлых отложений можно было бы оценить как функцию расстояния d_n от водотока до любой точки, расположенной на левой (линия 1), передней (линия 2) и правой (линия 3) стороне сегмента. Склон можно разделить на элементы по правилу деления (т. е. уравнения (12.5)) и разбивки на треугольники пространства, образуемого линиями. Сегмент, обозначенный на склоне, делится на блоки в соответствии со следующим правилом:

$$d_n = D\left(\frac{n-1}{N}\right)^2, \qquad (12.5)$$

где d_n – расстояние в футах от основания сегмента (уреза реки) до нижнего края рассматриваемого блока (n), D – общее расстояние от реки до водораздела, N – общее количество блоков, на которое был разбит данный участок склона. В рассматриваемом примере N было принято равным 10. Выбор этого значения определяет затраты машинного времени и стоимость расчетов. Согласно этому правилу, вся протяженность сегмента склона делится на блоки в следующей пропорции (от уреза

реки к водоразделу): 1, 3, 5, 7, 9, 11, 13, 15, 17 и 19. Последующая повторная разбивка склона в процессе дождевых осадков показана на рис. 12.25.

После того как будут определены площадные размеры водосборного бассейна, а он сам разделен на сегменты, в пределах каждого сегмента необходимо оценить структуру рыхлых отложений (количество слоев) и глубину до коренных пород (например, бурением, сейсмическими или иными методами). Характер горизонтов рыхлых отложений имеет ключевое значение для определения количества воды, движущейся в их пределах. Наибольшие изменения влажности и интенсивности неглубокого подземного ливневого стока будут происходить в горизонтах А и В, которые иногда охватывают всю мощность толщи рыхлых отложений (реголитов). Поскольку более глубокие слои и даже трещиноватые коренные породы оказывают влияние лишь на базисную составляющую речного стока, гидрограф ливневого (прямого) стока главным образом определяется верхними восьмью или менее футами почвенного покрова. На модели горизонты задаются разрывами в значениях параметров, входящих в характеристические функции влажности; им приписываются начальные значения влажности, характеризующие каждый слой рыхлых отложений в отдельности. Обычно для целей моделирования достаточна разбивка на три слоя, причем мощность верхнего из них $(j = 1)$, как правило, задается равной 5–30 см. Увеличение числа слоев j, так же как и увеличение количества блоков N, приводит к быстрому возрастанию затрат на машинные вычисления.

Значения параметров модели, полученные по результатам ее калибровки на предыдущем расчетном шаге, хранятся в памяти ЭВМ и каждый раз, после повторной разбивки склона на элементы, уточняются. Для этого могут использоваться различные методы при условии, что они позволяют проводить непрерывную интерполяцию геометрических характеристик элементов.

Уравнение (12.4) может быть решено, например, относительно расходов воды, поступающей в элементы и вытекающей их них. Для оценки латерального притока воды в блок n, относящийся к слою j, из блока $n + 1$ (слой j) компоненту потока $q_z(t)$ можно рассчитать следующим образом:

$$q_z(t) = K(\theta)\frac{H_{n+1,j} - H_{n,j}}{\sum_{n+1,j} - \sum_{n,j}}\left[\frac{A_{n+1,j} + A_{n,j}}{2}\right], \qquad (12.6)$$

где H – гидравлический напор в окрестностях центральных точек соответствующих элементов, $K(\theta)$ – коэффициент фильтрации, являющийся функцией влажности грунтов, Σ – расстояние по горизонтали до цен-

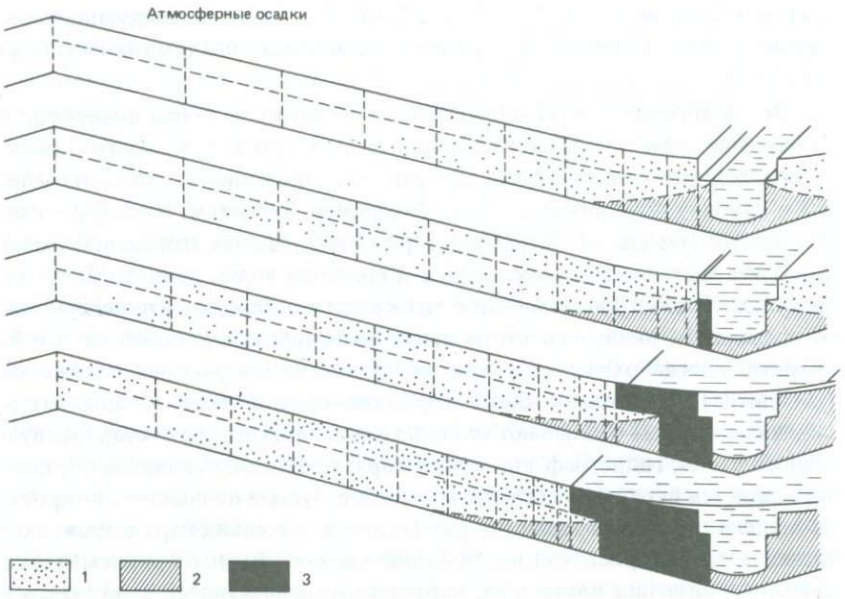


Рис. 12.25. Продолжение рис. 12.24. Показана последовательность работы модели переменной области питания в процессе ливня. По мере насыщения элементов в пределах верхнего слоя ($j = 1$) русло переносится вперед, а оставшаяся часть склона, относящаяся к зоне насыщения, вновь разбивается на 10 элементов. При осушении элементов, приуроченных к верхнему слою, зона инфильтрации также подвергается соответствующей повторной разбивке на блоки [29]. *1* – зона аэрации; *2* – зона насыщения; *3* – элементы, полностью насыщенные водой.

тральной точки от некоторого репера в русле постоянного водотока, A – площадь поверхности в границах каждого из двух рассматриваемых элементов. На модели задаются усредненные площади поверхности, поскольку их расчетные значения не всегда совпадают между собой. В процессе моделирования поток рассматривается лишь в одной плоскости, (x, z). Однако третье измерение (член уравнения (12.4), содержащий y) учитывается при выборе сегментов, а также при расчете размеров элементов и их объемов. Вследствие различия объемов смежных элементов в сходящихся книзу сегментах может наблюдаться скапливание движущейся воды, а в расширяющихся книзу сегментах – ее рассредоточение.

Грин и Кори [19] предложили приближенный метод оценки $K(\theta)$ на основании замеренной кривой уменьшения влажности $\psi(\theta)$. Эта кривая описывается следующим выражением [30]:

$$\Psi(\theta) = \alpha\theta^{\beta}, \qquad (12.7)$$

а значения коэффициента фильтрации, определяемые по методу Грина и Кори [19], лучше описываются не логлинейной моделью, а следующей зависимостью:

$$K(\theta) = \alpha e^{b\theta}. \tag{12.8}$$

После расчета на очередной итерации, соответствующей 15-мин временно́му шагу, расходов в пределах каждого элемента для всех элементов уточняются значения влажности. Если элементы, расположенные ниже по склону, не могут принять поток, излишек воды остается в предыдущем элементе, относящемся к области питания, до тех пор, пока в нем также не будут достигнуты условия полного насыщения. Если гравитационный градиент заставляет воду течь в насыщенный элемент, вода будет либо двигаться в элемент, расположенный выше по склону, либо высачиваться на поверхность земли. На каждой итерации только для элементов, относящихся к верхнему слою, начиная от русла водотока, проводится анализ с целью определения части склона, питающей и разгружающей области разлива реки A_1 и A_2.

Детальная оценка взаимосвязей между коэффициентами фильтрации, давлением в скелете грунта и его влажностью в границах всего водосборного бассейна является чрезвычайно дорогостоящей как в отношении затрат времени, так и в отношении денежных затрат. Одной из наиболее важных упрощающих предпосылок, лежащих в основе рассматриваемой модели, служит предпосылка о том, что если цель моделирования заключается в согласовании более важных динамических параметров области питания, то достаточными могут считаться относительно грубые оценки функций влажности. Более того, хорошо известный гистерезис емкостных свойств грунтов в этих функциях по сути дела учесть невозможно. Параметры, входящие в выражение для $K(\theta)$, оцениваются только для фазы десорбции.

Проверка модели VSAS1. Для проверки работоспособности рассматриваемой модели в качестве объекта использовался водосборный бассейн площадью 38 га, расположенный в безледниковой части Аллеган, относящихся к системе Аппалачей (северные и центральные районы Западной Виргинии). По крайней мере на первом этапе моделирования требовалась проверка правомерности заложенных в модель предпосылок, поскольку в пределах рассматриваемого бассейна не проводилось сопоставление расчетных гидрографов с реальными. Для того чтобы в какой-то мере компенсировать недостатки этой неоткалиброванной модели, был рассмотрен гипотетический сегмент, на котором проводились тестовые расчеты с целью анализа чувствительности и выработки управляющих воздействий, которые могли бы снизить погрешность прогнозирования.

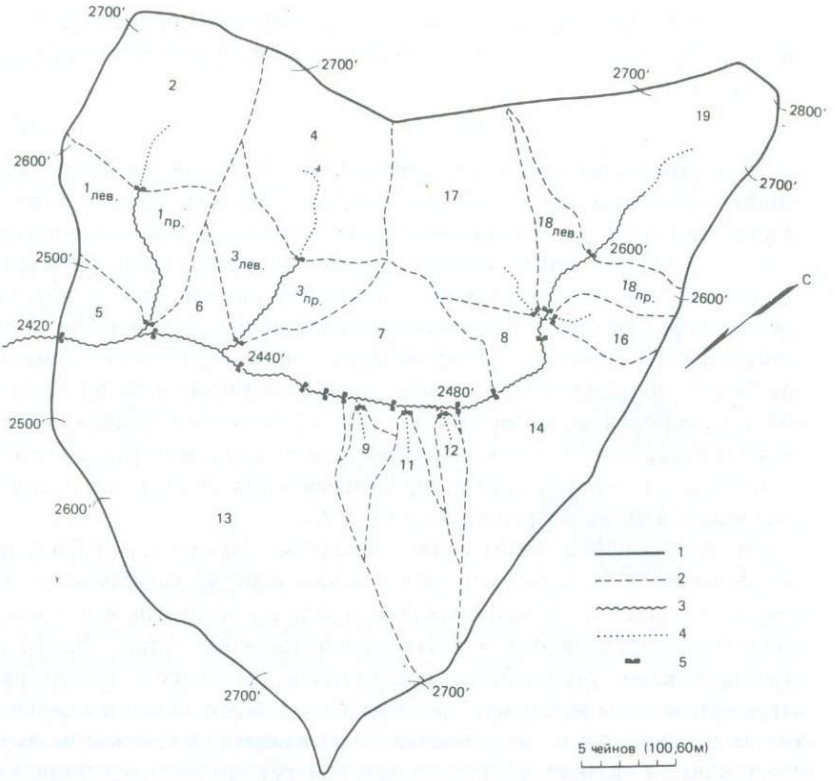


Рис. 12.26. Карта водосборного бассейна № 5 экспериментального полигона Ферноу-Форест. Показаны местоположение водосливов, установленных с целью определения участия различных участков водосбора в ливневом стоке, и сегменты, намеченные на этапе обоснования модели. *1* – граница водосборного бассейна; *2* – границы суббассейнов; *3* – постоянный водоток; *4* – прерывистый водоток; *5* – гидрометрическая станция.

Рассматриваемый водосбор сложен преимущественно пылеватыми суглинками формации Калвин [40], подстилающимися трещиноватыми песчаниками и сланцами формации Хэмпшир (первоначально Катскилл). Среднегодовая величина атмосферных осадков, выпадающих на площади водосборного бассейна, составляет 147 см, слой речного стока – 81 см [50].

Помимо основного водослива, установленного в 1951 г. в устье водосбора, в 1972 г. были установлены 19 дополнительных расходомеров для измерения притока воды из каждой поддающейся распознаванию промоины, балки или открытого притока постоянной реки (рис. 12.26). Промоинами считаются понижения в рельефе, в которых имеет место

открытый русловый сток, в то время как балки – это понижения, концентрирующие неглубокий подземный ливневый сток.

Водосливы имели V-образную конфигурацию с углом 90 или 120°. Выемка сланцев или глины в русле осуществлялась до тех пор, пока основание отсечки не становилось выше уреза воды в получающейся при этом запруде. В течение 18 месяцев, с октября 1972 г. по июль 1974 г., проводились непрерывные наблюдения за стоком с помощью уровенных самописцев марки FW-1. Для оценки средней интенсивности дождевых осадков [50] в пределах рассматриваемого водосборного бассейна применялись три дождемера. Эта информация бралась из банков данных по экспериментальному полигону Ферноу-Форест.

Рельеф кровли коренных пород, мощность рыхлых отложений и характер их слоистости были установлены по результатам электрокаротажа в 44 точках. Сбивка данных электрокаротажа выполнялась с помощью четырех буровых скважин глубиной от 4,0 до 6,4 м. Кроме того, для проверки правильности оценок мощности рыхлых отложений привлекались многочисленные сейсмические данные, информация по четырем шурфам и различным выемкам иного рода [61]. В разрезе пылеватых суглинков формации Калвин по этим данным можно было выделить лишь три отличающихся друг от друга слоя. Они приурочены соответственно к интервалам 0–30, 30–90 и >90 см. Эти три горизонта в целом совпадают с почвенными слоями A, B и C. Отложения, имеющие северный азимут падения, обладают более высокой пористостью, чем отложения с южным азимутом падения.

Значения коэффициента фильтрации пылеватых суглинков формации Калвин определялись по керну буровых скважин, а параметры, входящие в выражение для оценки $K(\theta)$ (уравнение (12.8)), – с учетом того, к какому горизонту почвы они относятся, а также с учетом экспозиции склона.

В общий комплекс исследований входила установка 38 вспомогательных шпуров с нейтронными датчиками. Замеры этими датчиками проводились с интервалом в 1–3 недели. Вблизи этих точек располагалось несколько сотен участков дополнительных замеров влажности [47]. Эти данные использовались для построения регрессионных уравнений влажности грунтов по методу Хелви и др. [22]. Такие уравнения позволяют оценивать пространственное распределение начальных значений влажности грунтов в пределах склона, однако являются довольно грубыми. Стандартная погрешность оценки влажности грунтов объемным способом варьировала от 2% для горизонтов, залегающих на относительно больших глубинах, до 4% для горизонта, расположенного вблизи поверхности земли.

Результаты, полученные на модели VSAS1. На модели воспроизводились 12 наиболее крупных ливней за период с ноября 1971 г. по апрель 1973 г. — ливней, по которым имелась детальная информация. В табл. 12.3 приводятся результаты фактических наблюдений и модельных расчетов ливневых и паводковых расходов. Классификация ливневого стока выполнялась стандартным методом расчленения гидрографа [28]. Частные погрешности оценок расходов, полученных на неоткалиброванной модели, по отношению к истинным значениям расходов изменялись в диапазоне от –55 до +25%. Две трети расчетных значений расходов попали в диапазон ±20% погрешности по отношению к истинным расходам. Заниженные значения объемов ливневого стока (вызывающие недоумение, поскольку они тем не менее выше паводковых расходов) в какой-то мере объяснялись упоминавшейся тенденцией модели к переоценке начальных скоростей стока, приводящей к тому, что линия расчленения гидрографа (проходящая через точку усредненной по часу интенсивности стока в 0,05 фут^3 · миля$^{-2}$ · с$^{-1}$) отсекает более низкие значения ливневого стока. Расчетные гидрографы показаны на рис. 12.27а и 12.27б.

Таблица 12.3. Сопоставление фактических и расчетных параметров отклика водосборного бассейна № 5 (полигон Ферноу-Форест) на дождевые осадки [61]

Дата	Интенсивность предыдущего дождя, см	Интенсивность данного дождя, см	Наблюдающийся отклик, см	Расчетный отклик, см	Наблюдающийся максимальный расход, л · с$^{-1}$	Расчетный максимальный расход, л · с$^{-1}$	Расчетный отклик, в % по отношению к наблюдающемуся	Расчетный максимальный расход, в % по отношению к наблюдающемуся
14.11.1972	5,0	2,8	0,33	0,27	19,8	16,4	76	83
20.01.1972	5,3	2,1	0,41	0,43	22,1	24,9	104	113
0,7.04 1972	3,6	3,1	1,54	0,70	79,2	56,6	45	71
22.04.1972	5,4	2,4	0,75	0,50	35,7	29,7	66	83
30.05.1972	0,2	2,2	0,02	0,02	5,4	5,9	114	110
21.06. 1972	3,6	10,4	5,53	4,60	203,9	184,0	83	90
27.06.1972	12,5	1,9	0,53	0,45	27,7	26,9	88	106
28.06.1972	12,8	2,2	0 48	0,56	24,9	24,9	116	100
05.10.1972	3,1	10,1	1,64	2,05	79,3	99,1	125	125
04.07.1972	7,1	4,9	1,81	1,58	219,4	242,1	87	110
07.04.1973	4,4	2,2	0,28	0,29	17,6	17,8	104	102
27.04.1973	5,4	3,5	1,96	1,12	79,3	50,9	57	64
						$\bar{x}$	89	96

Принимая во внимание то обстоятельство, что предварительная калибровка модели рассматриваемого водосборного бассейна, имеющего площадь 38 га, по фактическим гидрографам не проводилась, можно считать, что результаты моделирования чрезвычайно хорошо воспроизводят форму и режим различных характеристик гидрографа в широком диапазоне интенсивности ливневых осадков (от 1,9 до 10,5 см). Средние расчетные максимумы стока совпадают с фактическими с точностью до часа, а расчетные расходы в период спада волны паводка повторяют истинные с точностью до нескольких процентов. Исключением в этом отношении является ливневый сток в июле и октябре 1972 г. По сути дела все детали очертаний гидрографа воспроизводились моделью по фазе и амплитуде, пусть даже с небольшим сдвигом по времени. Особенно точно на модели был воспроизведен самый крупный за период наблюдений ливень (21 июня 1972 г.). Единственный из числа рассматриваемых случай, когда в течение дня дождь выпадал дважды (5 октября 1972 г.), вначале имитировался моделью точно, однако в промежутке между дождями (в фазе спада интенсивности стока) расчетный гидрограф отставал от фактического. Объяснением этому может служить накопление почвенной влаги в течение первого дождя на склонах водосборного бассейна.

Результаты моделирования стока в пределах отдельных сегментов хорошо согласуются с расходами, замеренными расходомерами, входящими в состав сети режимных наблюдений. На рис. 12.28 показаны расходы по сегментам лишь для одного ливня 4 июля 1972 г. Точность воспроизведения режима, амплитуды и объемов расчетного стока являлась удовлетворительной с теми же оговорками относительно начальных расходов, которые делались ранее. По-видимому, чем меньше сегменты, тем хуже они воспроизводят сток, однако наряду с этим по мере движения волны паводка вниз по течению основного водотока наблюдается тенденция снижения погрешностей в границах сегментов. Результаты моделирования отдельных сегментов свидетельствуют о чувствительности реакции водосборного бассейна и модели к различной конфигурации области стока. Так, например, в границах сегмента 18 расположен протяженный отрезок притока реки с открытой поверхностью, имеющий протяженные, пологонаклонные борта; в гидрографе этого сегмента преобладает объем атмосферных осадков, попадающих непосредственно на поверхность водотока. Сегмент 19, напротив, имеет очень короткий отрезок русла, а в гидрографе преобладает подземный сток; параметры отклика этого сегмента аналогичны параметрам, показанным на рис. 12.15 и 12.16.

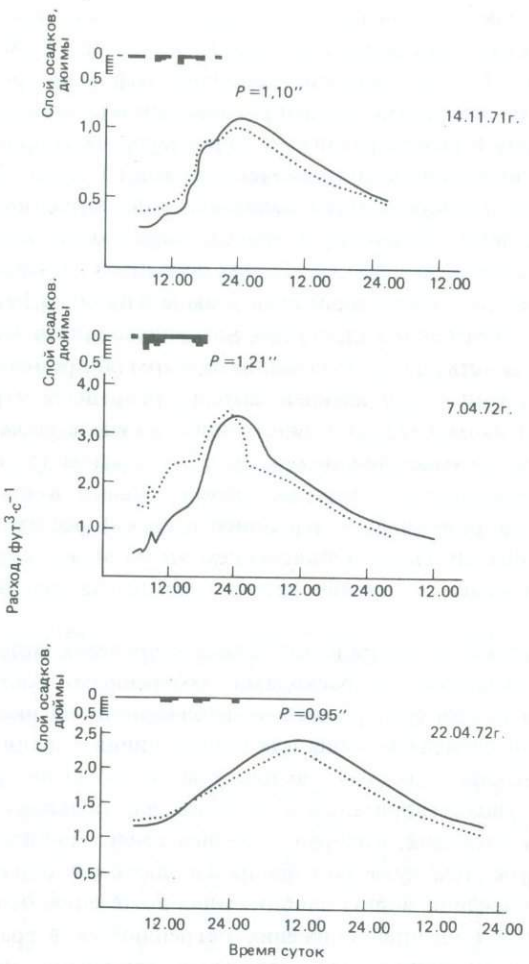
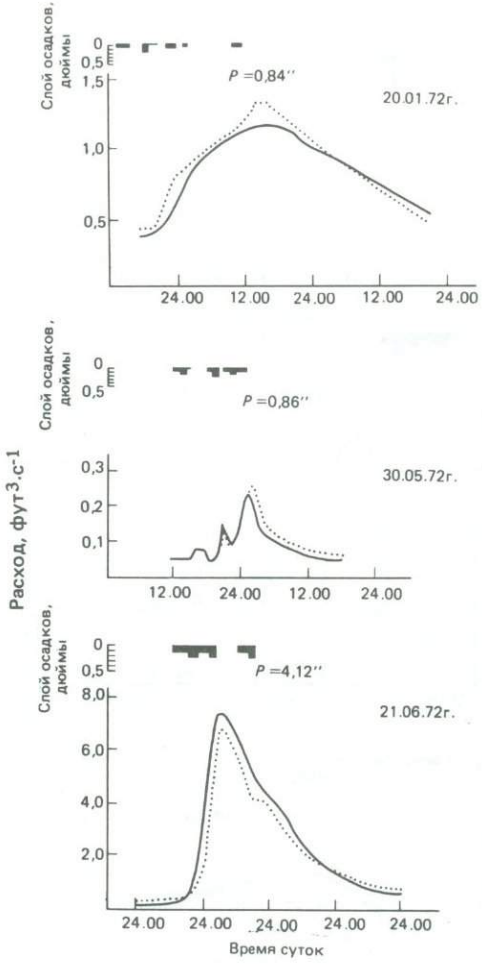


Рис. 12.27а. Фактические и расчетные гидрографы, отражающие реакцию водосборного бассейна № 5 полигона Ферноу-Форест на атмосферные осадки [61].

Модель VSAS 2. В значительной мере ценность результатов моделирования может быть отнесена лишь непосредственно к рассматриваемому водосборному бассейну, поскольку модель, хотя она и не откалибрована, составлялась на основании детального понимания доминирующих процессов, имеющих место в границах этого водосбора. В такой же степени, в какой процесс (или его преобладание) является уникальным для рассматриваемого водосборного бассейна, он сохраняет свою уникальность и на модели. Упустив это обстоятельство из



виду, Левков [39] не смог достичь согласования параметров модели переменной области питания в том виде, в каком она описана, для водосборного бассейна Уайтхолл, расположенного в пределах Пидмонта, шт. Джорджия. В связи с этим Левков [39] пришел к выводу о том, что неудовлетворительные результаты моделирования были получены главным образом по той причине, что модель нарушала условие неразрывности потока, а также наряду с другими проблемами потому, что модель была основана на явном решении уравнений фильтрации, тогда как в действительности нужно было бы использовать неявное решение. Он утверждает также, что для значительно более коротких

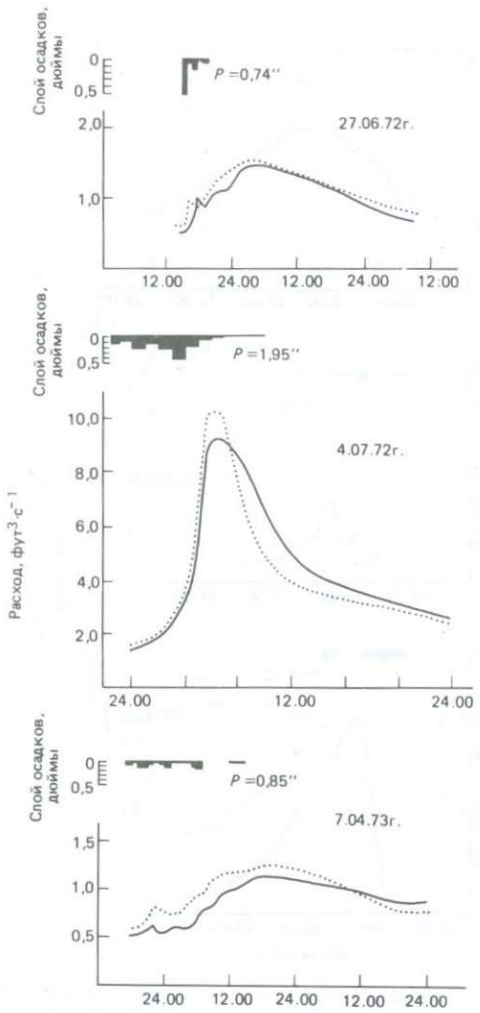
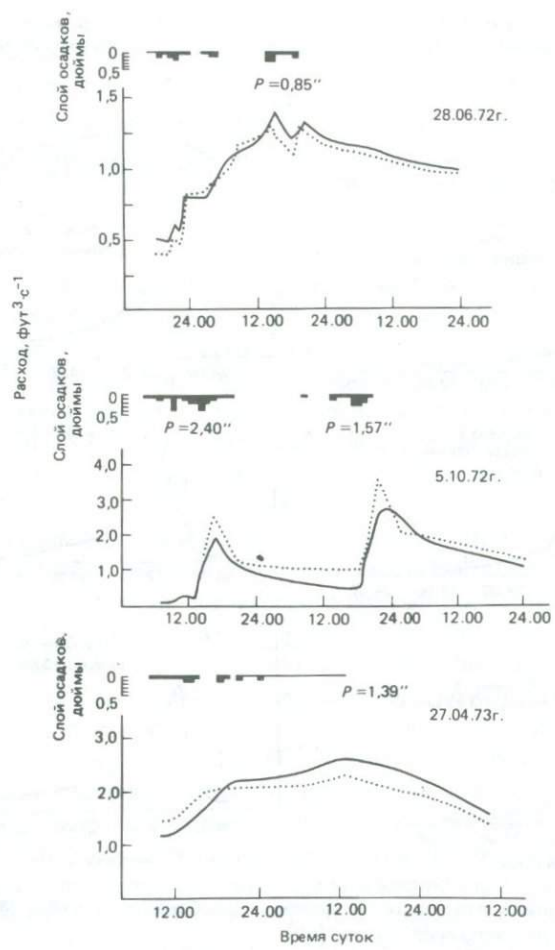


Рис. 12.27б. Фактические и расчетные гидрографы, отражающие реакцию водосборного бассейна № 5 полигона Ферноу-Форест на атмосферные осадки [61].

временны́х шагов могло понадобиться иное решение. Кроме того, Левков [39] выявил ряд проблем, связанных с программированием уравнений фильтрации, – проблем, которые при попытках приложения модели к различным объектам выступали на передний план. Берньер [3] видоизменил модель переменной области питания VSAS1. В первую очередь он попытался применить неявные решения уравнений фильт-



рации, аналогичные решениям, использовавшимся Фризом [16–18]. Однако в конце концов он принял более простое в вычислительном аспекте явное решение, близкое к решению, которое применялось Трондлом [61]. Аргументом в пользу его выбора послужило то обстоятельство, что неявное решение для неортогональной, неравномерной, изменяющейся во времени сетки было бы слишком сложным для того, чтобы его можно было алгоритмизировать и запрограммировать.

Устойчивость и сходимость – обычные проблемы, связанные с явными решениями, – обеспечивались правильным выбором временны́х шагов, удовлетворяющих критериям, предложенным Ремсеном и др. [51]. При расчете расходов между соседними элементами, находящими-

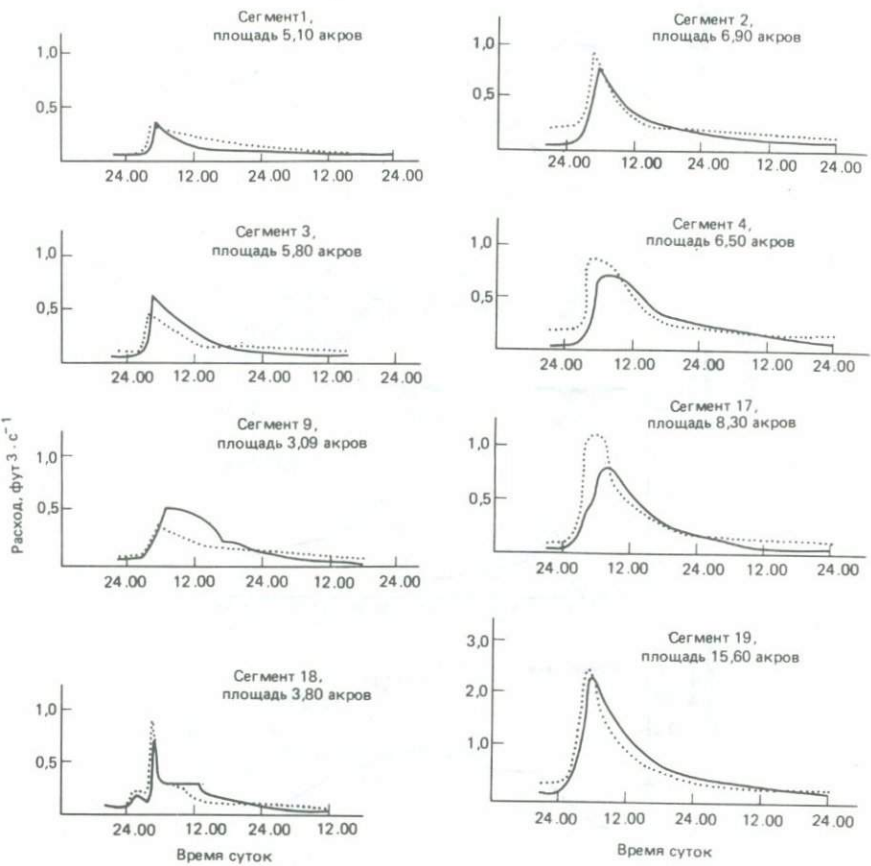


Рис. 12.28. Реакция отдельных сегментов водосборного бассейна № 5 полигона Ферноу-Форест на одиночный ливень [61].

ся в условиях полного насыщения или в близких к насыщению условиях, продолжительность временны́х шагов задавалась равной 5 мин. Расходы между элементами, характеризующимися более низкими значениями влажности, рассчитывались с временны́м шагом в 15 мин.

Новое решение уравнения фильтрации позволило обойти ряд проблем, с которыми сталкивались при использовании модели VSAS1. Кроме того, Берньер [3] обобщил геометрические функции для расчета площади и объема сегментов, тем самым решив существовавшие ранее проблемы, связанные с законом сохранения массы. Кроме того, он пересмотрел процедуру повторной разбивки склона на элементы в условиях изменяющейся площади области питания (см. рис. 12.25). Новая,

предложенная Берньером схема повторной разбивки также устранила проблемы, связанные с законом сохранения массы, с которыми сталкивался Левков [39].

Проверка модели VSAS2. В 5 км к юго-востоку от Атенса, шт. Джорджия, расположен покрытый лесом водосборный бассейн второго порядка, занимающий площадь 24 га. Характеристики бассейна типичны для Пидмонта. Склоны являются пологими. В зависимости от типа рыхлых отложений бассейн Уайтхолл разделяется на две различные гидрогеологические зоны. Центральная часть бассейна сложена отложениями комплекса Луисбуерг. Эти грунты залегают не строго горизонтально; основная часть их разреза в условиях полного насыщения характеризуется средними значениями коэффициента фильтрации 40 см $\cdot$ ч$^{-1}$. Остальная часть бассейна сложена породами комплексов Мадисон, Пекле и Дэвидсон (МПД). Эти отложения имеют слоистую структуру; к их разрезу приурочен почвенный горизонт В, обладающий низкой проницаемостью.

Результаты, полученные на модели VSAS2. Прогнозные и фактические гидрографы водосборного бассейна Уайтхолл изображены на рис. 12.29. В целом их согласование получилось различным: от превосходного (*а* на рис. 12.29а) до плохого (*р* на рис. 12.29е). Калибровка модели проводилась в недостаточном объеме, поскольку целью работы Бернера являлось не достижение максимально близкого согласования расчетных и фактических расходов, а анализ того, насколько точные гидрографы могут быть получены по известным физическим и гидрогеологическим свойствам водосборного бассейна с использованием конкретной интерпретации концепции переменной области питания, входящей в теорию формирования речного стока. Для более точного представления наблюдающихся явлений и исправления ошибок, допущенных на стадии сбора информации, были введены поправки в исходные данные.

В табл. 12.4 приведены результаты моделирования. Беглый взгляд на таблицу позволяет заметить две наиболее отчетливые особенности сравнительных параметров фактических и расчетных гидрографов стока: паводковые значения расходов, как правило, получаются заниженными, объемы ливневого стока, возникающего в ответ на небольшие дожди, – завышенными, а объемы ливневого стока при дождях значительной интенсивности – также заниженными. Наилучшие результаты были достигнуты при моделировании ливней средней интенсивности (от 4 до 5 см), наиболее характерных для Пидмонта.

При обобщении результатов моделирования Берньер [3] выделил три типа погрешностей, с которыми он и другие исследователи сталкивались в процессе моделирования реакции переменной области питания:

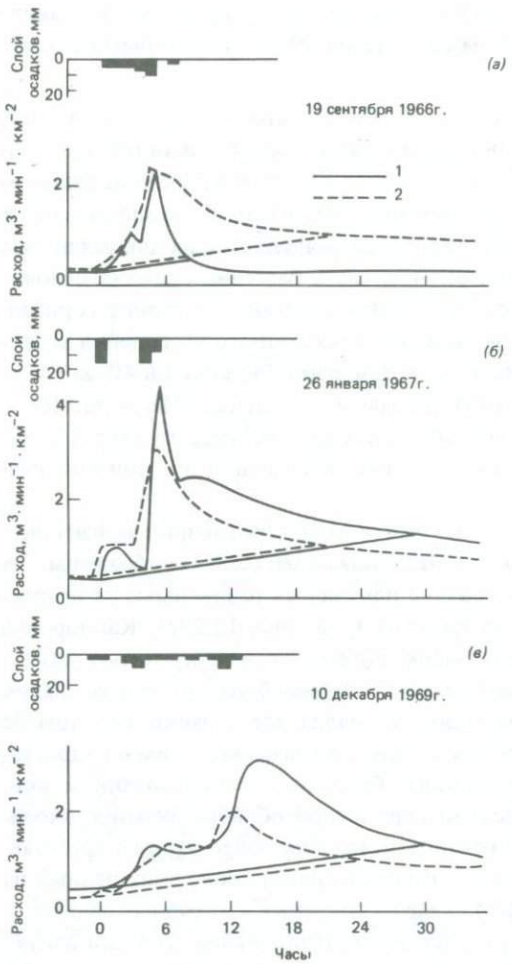


Рис. 12.29а. Фактические и расчетные гидрографы, отражающие реакцию водосборного бассейна Уайтхолл, шт. Джорджия [3], на атмосферные осадки. *1* – фактический гидрограф; *2* – расчетный гидрограф.

1) неадекватное отображение на модели небольших особенностей рельефа;

2) неадекватное описание гидрогеологических свойств и пространственного распространения рыхлых отложений;

3) начало расчетов с неточными значениями влажности грунтов.

Погрешности первого типа в ряде случаев не позволяют детально воспроизводить на модели эволюцию насыщения приповерхностных горизонтов и динамику поверхности высачивания. Эти погрешности могут привести к занижению оценок паводковых расходов и к слишком рез-

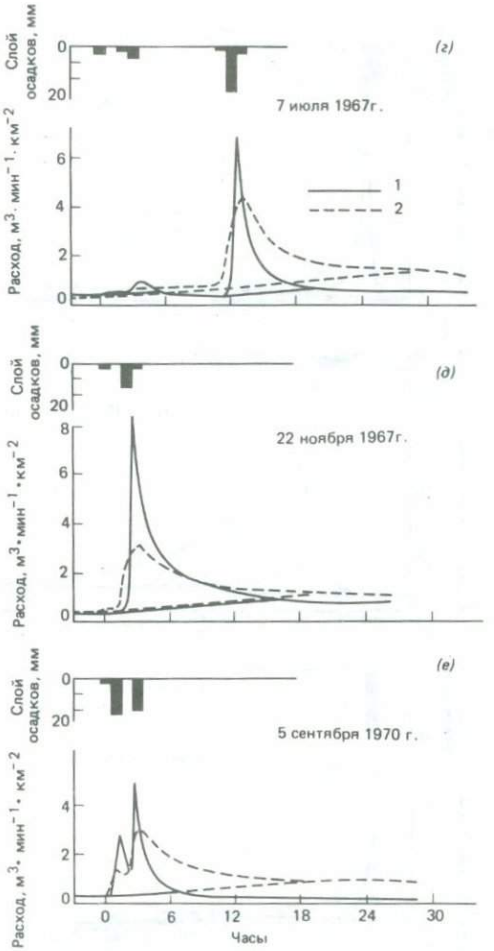


Рис. 12.29б. Фактические и расчетные гидрографы, отражающие реакцию водосборного бассейна Уайтхолл, шт. Джорджия [3], на атмосферные осадки. *1* – фактический гидрограф; *2* – расчетный гидрограф.

кому спаду гидрографа в начальные моменты времени после максимума. Применение модели VSAS1 для расчета параметров стока в пределах водосборного бассейна Ферноу-Форест [61] было значительно облегчено тем, что водосбор был разбит на элементы с достаточно высокой разрешающей способностью. Технические недостатки модели, впоследствии выявленные и устраненные Берньером, в данном случае не имели большого значения. Погрешности, относящиеся ко второму типу, трудно устранимы, поскольку для описания грунтов с необходимой точностью требуются немалые затраты денежных средств и вре-

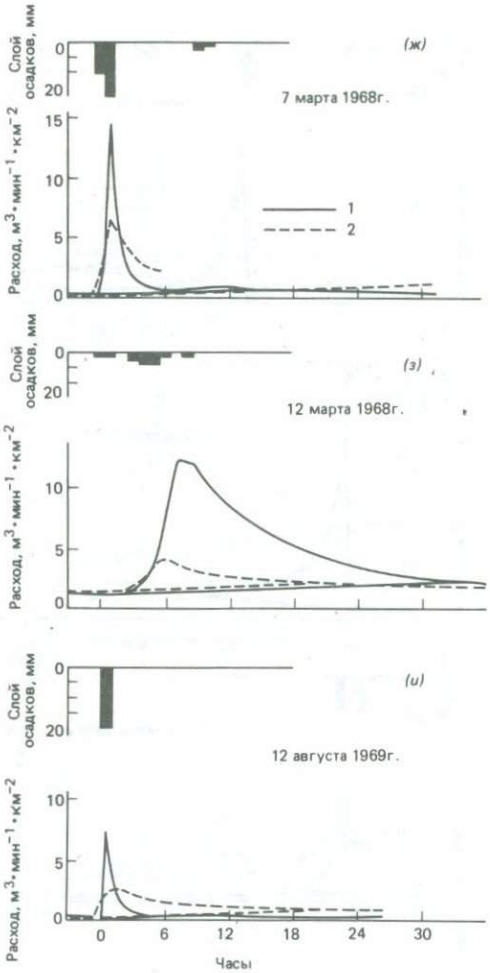


Рис. 12.29в. Фактические и расчетные гидрографы, отражающие реакцию водосборного бассейна Уайт-холл, шт. Джорд жия [3], на атмосферные осадки. *1* – фактический гидрограф; *2* – расчетный гидрограф.

мени. Наиболее серьезные последствия, к которым могут привести погрешности этого типа, заключаются в необходимости пересчета кривой спада стока. Однако водосборный бассейн Ферноу-Форест является достаточно однородным в отношении типа грунтов, их мощности и гидрогеологических свойств. Третий тип погрешностей играет наиболее заметную роль в ситуации с невысокой начальной влажностью грунтов, когда небольшое изменение объема влаги в ту или иную сторону может существенно изменить расчетную реакцию водосбора на выпадающие осадки.

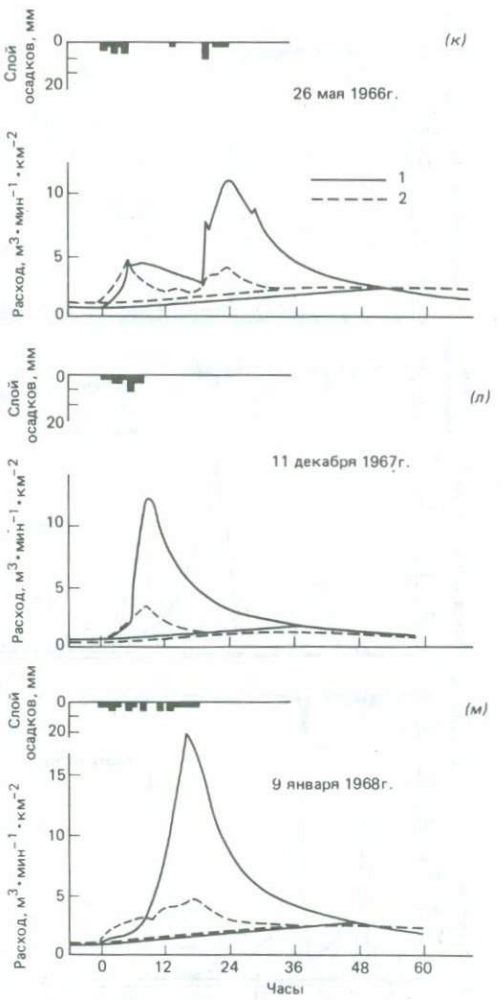


Рис.12.29г. Фактические и расчетные гидрографы, отражающие реакцию водосборного бассейна Уайтхолл, шт. Джорджия[3],на атмосферные осадки. *1* – фактический гидрограф; *2* – расчетный гидрограф.

Достаточно хорошие результаты по водосборному бассейну Ферноу-Форест были получены на модели VSAS1 главным образом потому, что имелась детальная информация о геометрии бассейна, характеристиках грунтов и их влажности, а на отдельных сегментах велись гидрометрические исследования. В гидрогеологическом отношении этот водосборный бассейн представляет собой простую систему; он характеризуется довольно однородными и предсказуемыми значениями мощности отложений, длины и конфигурации склонов, а также влажности и физических свойств грунтов. В процессе моделирования было установлено, что наи-

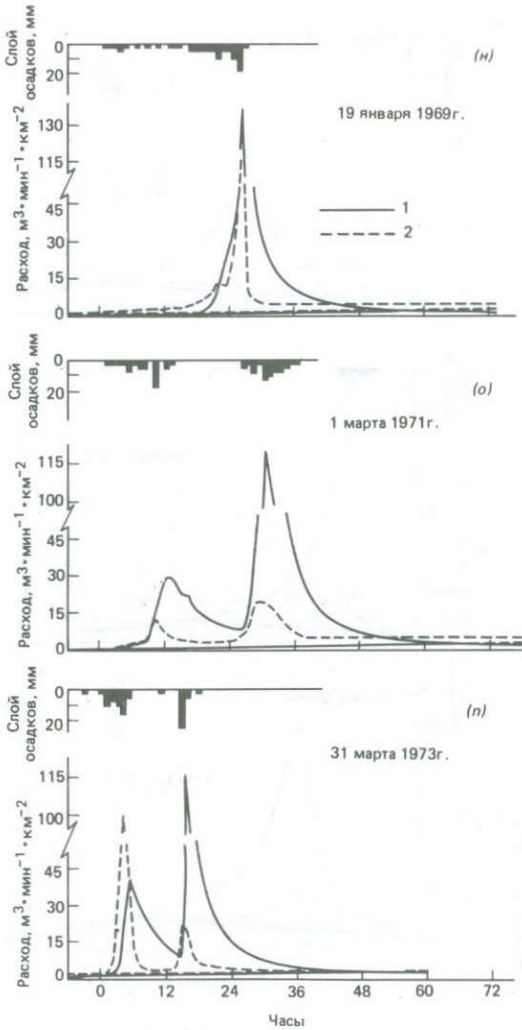


Рис. 12.29д. Фактические и расчетные гидрографы, отражающие реакцию водосборного бассейна Уайтхолл, шт. Джорджия [3], на атмосферные осадки. *1* – фактический гидрограф; *2* – расчетный гидрограф.

большее участие в формировании ливневого стока принимают несколько равнин в верхней части долины, детально описанных на стадии обоснования модели. Эта ситуация являлась идеальной, она не позволила вскрыть некоторые проблемы, с которыми столкнулись в процессе применения модели VSAS2 к водосбору Уайтхолл. В связи с этим возникает необходимость во введении второй модификации – в повышении пространственной разрешающей способности модели либо путем увеличения коли-

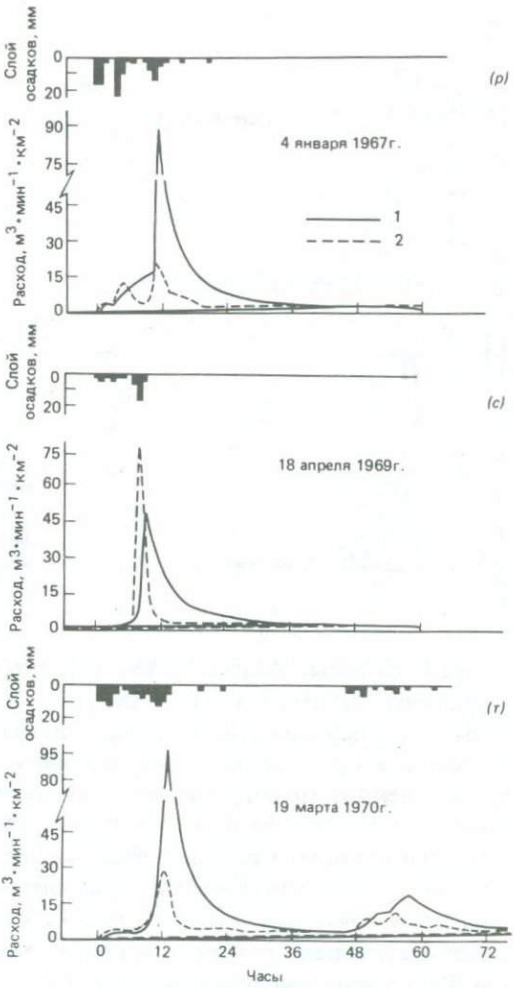


Рис. 12.29е. Фактические и расчетные гидрографы, отражающие реакцию водосборного бассейна Уайтхолл, шт. Джорджия [3], на атмосферные осадки. *1* – фактический гидрограф; *2* – расчетный гидрограф.

чества рассматриваемых сегментов, либо путем применения эмпирической процедуры, снижающей влияние на результаты моделирования небольших особенностей территории. Первый альтернативный вариант потребует бóльших затрат денежных средств и получения дополнительной информации. Второй вариант, по-видимому, является наиболее предпочтительным из практических соображений, однако он слабо разработан.

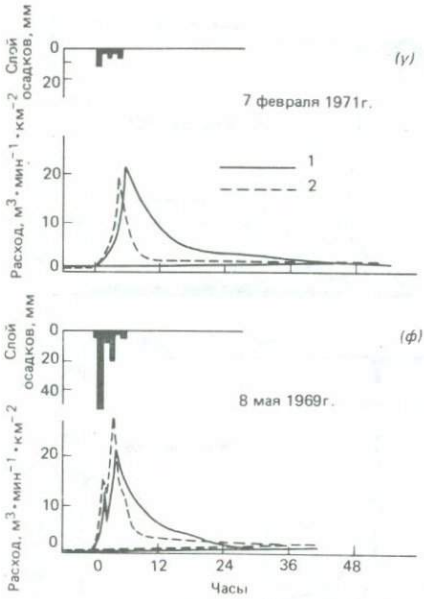


Рис. 12.29ж. Фактические и расчетные гидрографы, отражающие реакцию водосборного бассейна Уайтхолл, шт. Джорджия [3], на атмосферные осадки. *1* – фактический гидрограф; *2* – расчетный гидрограф.

12.4. Выводы. Модель VSAS2 [3] представляет собой существенно улучшенный вариант модели VSAS1 [61]. В ней устранены погрешности, связанные с нарушением закона сохранения массы при оценке площади сегментов в процессе повторной разбивки водосбора. Были устранены также и некоторые погрешности, приводящие к нарушению закона сохранения массы и относящиеся к процедурам расчета объема почвенной влаги при повторной разбивке водосборного бассейна на элементы. Технические усовершенствования были внесены также в процедуры расчета стока почвенной влаги. Модель VSAS2 в настоящее время может расцениваться как прототип для создания ее более совершенных вариантов. Первоочередные изменения могут заключаться, во-первых, во включении неявного решения в уравнения фильтрации и, во-вторых, в повышении пространственной разрешающей способности при выделении сегментов.

Обе эти модификации могут привести к увеличению необходимых затрат машинного времени и объема памяти ЭВМ. В случае использования неявных решений уравнений фильтрации существенно может быть повышена их устойчивость и точность, а также могут быть верно подобраны переменные временны́е шаги. Последнее может сыграть положительную роль в отыскании компромисса между разрешающей способностью модели по времени и денежными затратами на машинные расчеты.

Таблица 12.4. Сопоставление фактических и расчетных значений паводковых и ливневых расходов [3]

Дата	Атмосферные осадки см	Начальные значения расхода, $м^3 \cdot мин^{-1} \cdot км^{-2}$	Паводковые расходы, $м^3 \cdot мин^{-1} \cdot км^{-2}$		Объем стока, см	
			фактические	расчетные	фактический	расчетный
26.05.1966	5,1	0,77	10,48	4,46	1,000	0,222
19.09.1966	3,8	0,28	2,07	2,38	0,028	0,089
26.01.1967	3,8	0,37	3,93	3,00	0,165	0,104
04.06.1967	11,7	0,40	88,99	20,61	3,120	0,996
07.07.1967	5,1	0,38	6,4	4,42	0,058	0,129
22.11.1967	3,8	0,30	7,98	3,18	0,124	0,109
11.12.1967	3,8	0,59	11,86	3,45	0,686	0,143
09.01.1968	5,1	1,06	17,33	4,74	1,250	0,284
12.03.1968	3,0	1,20	10,86	4,07	0,622	0,099
03.07.1968	6,3	0,28	14,11	6,47	0,109	0,236
19.01.1969	10,9	0,68	134,87	114,14	3,660	2,040
18.04.1969	5,1	1,42	46,87	74,8	1,650	1,290
08.05.1969	9,1	0,60	21,00	21,31	0,922	0,695
12.08.1969	3,8	0,12	7,32	2,76	0,043	0,103
10.12.1969	4,1	0,44	2,66	2,10	0,152	0,093
19.03.1970	10,7	0,40	94,93	20,40	4,540	0,813
05.09.1970	4,6	0,21	4,65	3,05	0,051	0,045
07.02.1971	4,3	0,79	21,30	19,38	1,170	0,391
01.03.1971	12,7	0,72	119,08	20,54	6,120	1,780
31.03.1971	8,9	1,12	114,66	99,51	4,030	2,380

Если модели VSAS1 и VSAS2 внесли какой-то вклад в гидрогеологическое моделирование, то этот вклад заключается в оценке характеристик водосборного бассейна. В настоящее время мы располагаем несколькими довольно тонкими моделями, воспроизводящими трехмерную фильтрацию воды в скелете породы. Многие из них выполняют эту функцию так же хорошо или лучше, чем любая из моделей VSAS. Основное различие между ними заключается в идеях, лежащих в основе схематизации водосборного бассейна, проводящейся с целью уменьшения чрезмерно большой изменчивости его частей и формирования допустимых наборов исходных данных для модели.

Керкби и Чорли [37] отмечали, что области питания чаще всего расположены вдоль течения водотоков, вдоль линий сочленения наи-

более крупных склонов, в локальных понижениях рельефа, а также на равнинах, сложенных низкопроницаемыми или маломощными отложениями. Андерсон и Берт [1] отмечали, что самыми благоприятными участками питания как в дождливые, так и в засушливые периоды являются впадины с относительно крутыми склонами. Эти наблюдения согласуются с большим объемом данных, приводившихся ранее в связи с рассматриваемыми процессами, протекающими на склонах и в пределах водосборных бассейнов. Как отмечалось в работе [21], по-видимому, одно из наиболее серьезных ограничений, связанных с моделированием переменной области питания, – это необходимость количественного описания форм рельефа и схематизации области питания. В моделях VSAS1 и VSAS2 большое внимание уделяется схематизации форм рельефа. Именно эта схематизация геометрии наземной и подземной сфер водосборного бассейна (а также соответствующих гидрогеологических свойств) приведет к наиболее заметным успехам в изучении процессов, протекающих в области питания, и поставит новые, самые серьезные проблемы.

Литература

1. *Anderson M.G., Burt T.P.* (1978) Toward more detailed field monitoring of variable source areas. Water Resources Res., **14**(6), 1123–1131.
2. *Beasley R.S.* (1976) Contribution of subsurface flow from the upper slopes of forested watersheds to channel flow. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 40, 955–957.
3. *Bernier P.Y.* (1982) VSAS2: a revised source area simulator for small forested basins. Ph. D. dissertation, University of Georgia, Athens, Georgia.
4. *Betson R.P.* (1964) What is watershed runoff? J. Geophys. Res., **69**, 1541–1551.
5. *Betson R.P., Marius J.B.* (1969) Source area of storm runoff. Water Resources Res., 5(3), 574–582.
6. *Beven K.T., Kirkby M.J.* (1979) A physically based variable contributing area model of basin hydrology. Hydrol. Sci. Bull., **24**(1), 43–69.
7. *Bonnell M., Gilmour D.A.* (1978) The development of overland flow in a tropical rain forest. J. Hydrol. **39**, 365–382.
8. *Bren L.J., Turner A.K.* (1979) Overland flow on a steep, forested infiltrating slope. Austr. J. Soil Res., **30**, 43–52.
9. *Dunne T.* (1978) Field studies of hillslope flow processes. In.: *Kirkby M.J.* (ed.), Hillslope Hydrology, New York: Wiley-Interscience, pp. 227–293.
10. *Dunne T.* (1982) Models of runoff processes and their significance. In: Studies in Geophysics: Scientific Basis of Water Resource Management. Washington, DC: National Academy Press, pp. 19–30.
11. *Dunne T., Black R.D.* (1970a) An experimental investigation of runoff production in permeable soils. Water Resources Res. **6**, 478–490.
12. *Dunne T., Black R.D.* (1970b) Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. Water Resources Res., **6**, 1296.

13. *Dunne T., Moore T.R., Taylor C.H.* (1975) Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions. Hydrol. Sci. Bull., **20**, 305–327.
14. *Edlefsen N.F., Bodman G.B.* (1941) Field measurements of water movement through silt loam soil. Am. Soc. Agron. J., **33**, 713–731.
15. *Engman E.T.* (1981) Rainfall – runoff characteristics for a mountainous watershed in the northeast United States. Nordic Hydrol., **12**, 247–264.
16. *Freeze R.A.* (1972) Role of subsurface in generating surface runoff. 1. Baseflow contributions to channel flow. Water Resources Res., **8**(3), 609–623.
17. *Freeze R.A.* (1975) A stochastic – conceptual analysis of one-dimensional groundwater flow in nonuniform homogeneous media. Water Resources Res., **11**(5), 725–741.
18. *Freeze R.A.* (1980) A stochastic – conceptual analysis of rainfall – runoff processes on a hillslope. Water Resources Res., **16**(2), 391–408.
19. *Green R.E., Corey J.C.* (1971) Calculation of hydraulic conductivity: A further evaluation of some predictive methods. Soil Sci. Soc. Am., Proc., **35**, 3–8.
20. *Harr R.D.* (1977) Water flux in soil and subsoil on a steep forested slope. J. Hydrol. **33**, 37–58.
21. *Heerdegen R.G., Beran M.A.* (1982) Quantifying source areas through land surface curvature and shape. J. Hydrol., **57**, 359–373.
22. *Helvey J.D., Hewlett J.D., Douglas J.E.* (1972) Predicting soil moisture in the Southern Appalachians. Soil Sci. Soc. Am., Proc. **36**(6), 954–959.
23. *Helvey J.D., Patric J.H.* (1965) Canopy and litter interception of rainfall by hardwoods of the eastern United States. Water Resources Res., **1**, 193–206.
24. *Hewlett J.D.* (1961a) Some ideas about storm runoff and base flow. USDA Forest Service. Southeast Forest Experiment Station, Annual Report, pp. 62–66.
25. *Hewlett J.D.* (1961) Soil moisture as a source of baseflow from steep mountain watersheds. USDA Forest Service, Southeastern Forest Experiment Station, Station Parer No. 132.
26. *Hewlett J.D., Cunningham G.B., Troendle C.A.* (1977) Predicting stormflow and peakflow from small basins in humid areas by the R-index method. Water Resources Bull., **13**(2), 231–254.
27. *Hewlett J.D., Hibbert A.R.* (1963) Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. J. Geophys. Res., **68**, 1081–1087.
28. *Hewlett J.D., Hibbert A.R.* (1967) Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: *Sopper W.E., Lull H.W.* (eds) Forest Hydrology. Oxford: Pergamon Press, pp. 275–290.
29. *Hewlett J.D., Troendle C.A.* (1975) Non-point and diffused water sources: a variable source area problem. In: Watershed Management. Logan Utah: American Society of Civil Engineers, pp. 21–45.
30. *Hillel D.* (1971) Soil and Water Physical Principles and Processes. New York: Academic Press.
31. *Hoover M.D., Hursh C.R.* (1943) Influence of topography and soil-depth on runoff from forest land. Trans. Am. Geophys. Union, **24**, 693–697.
32. *Horton R.E.* (1935) Surface Runoff Phenomena. Part I – Analysis of the hydrograph. Voorheesville, NY: Horton Hydrological Laboratory Publication 101. February.
33. *Horton R.E.* (1945) Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative geomorphology. Bull. Geol. Soc. Am., **56**, 275–370.

34. *Hursh C.R.* (1936) Storm water and absorption. Trans. Am. Geophys. Union, Part II, 301–302.
35. *Hursh C.R.* (1944) Appendix B-report of the subcommittee on subsurface flow. Trans. Am. Geophys. Union, **25**, 743–746.
36. *Hursh C.R., Brater E.F.* (1944) Separating hydrographs into surface and subsurface-flow. Trans. Am. Geophys. Union, **22**, 863–871.
37. *Kirkby M.J., Chorley R.J.* (1967) Throughflow, overland flow and erosion. Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol., **12**(3), 5–21.
38. *Klute A., Scott E.J., Whisler F.D.* (1965) Steady state water flow in a saturated inclined soil slab. Water Resources Res., **1**(2), 287–294.
39. *Lefkoff L.J.* (1981) Application of the variable source area simulator to a forested Piedmont watershed. M.Sc. thesis, University of Georgia, Athens, Georgia.
40. *Losche C.K., Beverage W.W.* (1967) Soil survey of Tucker County and part of northern Randolf County, West Virginia. USDA, Soil Conservation Service.
41. *Lowdermilk W.C.* (1934) Forests and streamflow: a discussion on the Hoyt – Troxell report. J. Forestry, **21**, 296–307.
42. *Meinzer O.E.* (1942) Hydrology, New York: Dover Publications.
43. *Mosley M.P.* (1982) Subsurface flow velocities through selected forest soils, South Insland New Zealand, J. Hydrol. **55**(1/4), 65–92.
44. *Nielsen D.R., Kirkham D., van Wijk W.K.* (1959) Measuring water stored temporarily above the field moisture capacity. Soil Sci. Soc. Am. Proc., **23**, 408–412.
45. *Ogata G., Richards L.A.* (1957) Water content changes following irrigation of bare field soil that is protected from evaporation. Soil Sci. Soc. Am. Proc. **21**, 355–356.
46. *Onstad C.A., Brakensiek D.L.* (1968) Watershed simulation by stream path analogy. Water Resources Res., **4**(5), 965–971.
56. *Stephensen G.R., Freeze R.A.* (1974) Mathematical simulations of subsurface flow contributions to snowmelt runoff. Reynolds Creek Watershed Idaho. Water Resources Res., **10** (2), 284–298.
57. *Storr D.* (1974) Relating subsurface water storage to streamflow in a mountainous watershed. Canadian Meteorological Research Report. CMRR 4/74. Environment Canada, Calgary Alta.
58. *Surkan A.J.* (1969) Synthetic hydrographs. Effects of network geometry. Water Resources Res., **5**(1), 122–128.
59. *Tischendorf W.G.* (1969) Tracing stormflow to varying source areas in a small forested watershed in the southeastern Piedmont. Ph. D. dissertation, University of Georgia, Athens, Georgia.
60. *Troendle C.A.* (1970) Water storage, movement, and outflow from a forested slope under natural rainfall in West Virginia. Trans. Am. Geophys. Union, **51**(40), 240.
61. *Troendle C.A.* (1979) A variable source area model for stormflow prediction of first forested watersheds. Ph. D. dissertation, University of Georgia, Athens, Georgia.
62. *Troendle C.A., Homeyer J.W.* (1971) Stormflow related to measured physical parameters on a small forested watershed in West Virginia. Trans. Am. Geophys. Union, **52**(4), 204.
63. *Weyman D.R.* (1970) Throughflow on hillslopes and its relation to stream hydrographs. International Association of Scientific Hydrology. XV Annee, No. 3, September, pp. 25–33.
64. *Whipkey R.Z.* (1967) Theory and mechanics of subsurface stormflow. In: *Sopper W.E. Lull H.W.* (eds), International Symposium on Forest Hydrology. Oxford: Pergamon Press.

65. *Woodruff J.F., Hewlett J.D.* (1970) Predicting and mapping the average hydrologic response for the Eastern United States. Water Resources Res., **6**(5), 1312–1326.
66. *Yarimanoghu M., Ayers J.E.* (1979) Development of a finite element watershed simulation model with a subsurface flow component. In: Proceedings Hydrologic Transport Modeling Symposium. St. Joseph, Michigan: American Society of Agricultural Engineers, pp. 172–183.
67. *Zaslavski D., Rogowski A.S.* (1969) Hydrological and morphological implications of anisotrophy and infiltration in soil profile development. Soil Sci. Soc. Am. Proc., **33**, 594–599.
47. *Patric J.H.* (1973) Deforestation effects on soil moisture, streamflow, and water balance in the central Appalachians. USDA Northeastern Forest Experiment Station, Res. Paper NE-159.
48. *Pilgrim D.H., Huff D.D., Steele T.D.* (1978) A field evaluation of subsurface and surface runoff, II: Runoff processes. J. Hydrol. **38**(3/4), 319–341.
49. *Ragan R.M.* (1968) An experimental investigation of partial area contributions. International Association of Scientific Hydrology. Publication No. 76. General Assembly of Berne, vol. **2**, pp. 241–249.
50. *Reinhart K.G., Trimble G.R., Eschner A.R.* (1963) Effects on streamflow of four forest practices in the mountains of West Virginia. USDA Forest Service. Northeastern Forest Experiment Station, Research Paper NE-1.
51. *Remsen I., Hornberger G.M., Molz F.J.* (1971) Numerical Methods in Subsurface Hydrology. New York: John Wiley & Sons.
52. *Remsen I., Randolf J.R., Barksdale H.C.* (1960) The zone of aeration and ground water recharge in sandy sediments at Seabrook, New Jersey. Soil Sci., **89**, 145–156.
53. *Richards L.A.* (1931) Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics, **1**, 318–333.
54. *Robbins J.S., Pruitt W.O., Gardner G.H.* (1954) Unsaturated flow in field soils and its effect on soil moisture investigations. Soil Sci. Soc. Am. Proc., **18**, 344–347.
55. *Roessel B.W.P.* (1950) Hydrologic problems concerning the runoff in headwater regions. Trans. Am. Geophys. Union, **31**(3), 431–442.

13. Модели с распределенными параметрами

К. Бевен

13.1. Суть моделей с распределенными параметрами. Вначале введем некоторые определения. В рамках настоящей главы под моделями с распределенными параметрами будут пониматься физически обоснованные гидрогеологические модели водосборных бассейнов. Физически обоснованными мы будем считать модели, которые предусматривают твердое понимание физики гидрогеологических процессов, управляющих реакцией водосборного бассейна на внешние воздействия. Физически обоснованные модели неизбежно являются моделями с распределенными параметрами, поскольку уравнения, лежащие в их основе, как правило, включают одну или несколько пространственных координат. Следовательно, на таких моделях можно прогнозировать *пространственную структуру* гидрогеологических условий в границах водосборного бассейна, а также в простых случаях – разгрузку и величину емкостных запасов.

В соответствии с данным определением физически обоснованная модель с распределенными параметрами требует задания уравнений, детально описывающих рассматриваемые гидрогеологические процессы (общее описание такой модели дано, в частности, в работе [18]). В этой связи важно отметить, что не все стороны функционирования гидрогеологических систем, понятные на концептуальном уровне, могут быть выражены средствами формальной математики. Таким образом, любое модельное представление будет являться абстракцией наших знаний о гидрогеологических условиях данного водосборного бассейна и, следовательно, будет в какой-то мере ошибочным. Этот источник погрешностей, возникающих в процессе моделирования, часто упускается из виду; к данному вопросу мы вернемся в разд.13.3.1.

Уравнения, описывающие гидрогеологические процессы, рассматриваемые в физически обоснованных моделях, как правило, представляют собой нелинейные дифференциальные уравнения в частных производных, которые для ситуаций, интересных в практическом отношении, не имеют

Keith Beven, Institute of Hydrology, Crowmarsh Gifford, Oxfordshire, UK.

аналитических решений. В связи с этим их решения должны отыскиваться с использованием приближенных численных методов. В настоящее время существует широкое разнообразие таких методов. Все они в том или ином виде предполагают дискретизацию пространственных координат (см. разд. 13.1.2), а для моделей неустановившихся процессов – и временно́й координаты. Решения затем отыскиваются для точек или *узлов*, намеченных в процессе пространственно-временно́й дискретизации. Эта потребность в дискретизации необходимо влечет за собой дополнительные погрешности, которые при условии, что выбран и используется правильный численный метод, не обязательно будут большими.

Ряд уравнений, описывающих гидрогеологические процессы, протекающие в природной системе, обоснованы недостаточно полно. В этом случае прибегают к эмпирическим обобщениям, которые в явном виде не представляют собой модели с распределенными параметрами (к числу таких моделей относится, например, модель Раттера и др. [49], предназначенная для воспроизведения процесса удержания влаги на поверхности растительного покрова). Действительно, природные условия гидрогеологических систем настолько сложны, что все компоненты модели в конечном счете опираются на эмпирические соотношения. Такими эмпирическими зависимостями являются закон Дарси для фильтрации в пористых средах и закон Маннинга для течения в русле. Все подобные "законы", однако, можно проверить экспериментами *независимо от самой модели.* Это означает, что параметры этих законов (а следовательно, и моделей) в принципе можно измерить в полевых условиях. Кроме того, существует принципиальная возможность проверки правильности модельных прогнозов путем их сопоставления с замеренными в отдельных точках водосбора гидрогеологическими переменными (такими, как влажность грунтов или уровни грунтовых вод). На практике количество полевых замеров, которые можно произвести в пределах водосборного бассейна, может лимитироваться экономическими и временны́ми ограничениями.

Неотъемлемой характеристикой моделей с распределенными параметрами является высокая стоимость их реализации на ЭВМ. Вместе с тем они позволяют прогнозировать возможные изменения условий в большом числе точек в границах водосборного бассейна, а не просто оперируют с концептуальными средними, как это имеет место в моделях с "сосредоточенными параметрами", рассмотренных в гл. 11. Поскольку модели с распределенными параметрами прямо включают в себя нелинейности, присущие определяющим уравнениям, в случаях быстрого изменения гидрогеологических условий для обеспечения устойчивости решения может возникнуть необходимость в небольших

временны́х шагах. На начальных стадиях инфильтрации в сухие грунты, например, для обеспечения точности решения могут задаваться временны́е шаги порядка нескольких секунд. Поскольку общее решение отыскивается в каждом узле на каждый временной шаг, совершенно очевидно, что для его получения необходимый объем вычислений может быть очень велик. В настоящее время это обстоятельство ограничивает возможности применения моделей с распределенными параметрами в научно-исследовательских целях, однако для определенного ранга практических задач (см. ниже) модели этого класса считаются очень перспективными. Можно предположить, что с появлением еще более быстродействующих крупногабаритных компьютеров или с более широким внедрением в практику мини-ЭВМ общественного пользования стоимость машинных расчетов на таких моделях снизится.

История создания моделей с распределенными параметрами применительно к гидрогеологическим процессам, протекающим в пределах водосборного бассейна, представляет собой медленный скачкообразный процесс. В настоящее время существует множество статей, посвященных моделированию отдельных процессов, главным образом фильтрации подземных вод, движению почвенной влаги в зоне аэрации и речному стоку, однако намного меньше литературы по моделям, в которых рассматриваются процессы взаимодействия между смежными природными системами, а также по вопросам использования моделей, воспроизводящих природную систему в масштабе водосборного бассейна, для решения реальных задач. Между тем ряд таких моделей сейчас достиг стадии тестирования. К их числу относятся модель Европейской гидрогеологической системы (SHE), разработанная специалистами Дании, Франции и Великобритании [30, 8], модель малых водосборов, разработанная Управлением научно-исследовательских работ министерства сельского хозяйства США (SWAM [13]), и модель с распределенными параметрами Гидрологического института (IHDM [37]). Кроме того, в настоящее время имеется ряд моделей, которые, следуя идеям Хортона, оперируют лишь с процессами инфильтрации и поверхностного стока [27, 52, 15, 47, 46, 31]. Известно также несколько моделей, занимающих промежуточное положение между моделями с распределенными и моделями с сосредоточенными параметрами. Они по своей сути ближе к моделям концептуальным в части задания функциональных зависимостей, связывающих емкостные характеристики водосборного бассейна с его реакцией на атмосферные осадки. Ряд моделей являются физически обоснованными в том смысле, что они содержат параметры, которые могут быть замерены в полевых условиях (см., например, работу [6]).

13.1.1. Почему используют модели с распределенными параметрами? При создании моделей с распределенными параметрами требуются значительные затраты на программирование, обслуживание вычислительной техники, подготовку информации и проведение полевых исследований. Уместным, следовательно, является такой вопрос: а в каких же природных условиях и для какого типа прогнозных задач целесообразно использовать модели с распределенными параметрами? Выбор той или иной модели для решения конкретной задачи – далеко не простое дело. Эта процедура неизбежно связана с экономическими ограничениями, зависит от личного опыта и вкуса специалиста, а также от чисто гидрогеологических факторов, определяется требованием научной строгости. Часто решающим фактором такого выбора выступает наличие исходной информации.

В работе [7] была рассмотрена роль моделей с распределенными параметрами в различных сферах гидрогеологических исследований. Были обозначены четыре основные области, в которых предоставляются наибольшие потенциальные возможности для приложения моделей с распределенными параметрами. К их числу относятся: прогнозирование влияния, оказываемого изменениями в характере землепользования; прогнозирование влияния, оказываемого переменными в пространстве источниками и стоками; прогнозирование миграции загрязняющих веществ и механических осадков; прогнозирование гидрогеологической реакции водосборных бассейнов, в пределах которых не велись гидрометрические исследования и нет исходных данных для калибровки модели с сосредоточенными параметрами.

Все названные проблемы позволяют использовать основные преимущества моделей с распределенными параметрами, которыми они обладают по сравнению с другими моделями: возможность задания пространственной изменчивости исходных данных и получения неоднородных в пространстве значений прогнозных характеристик, а также то обстоятельство, что на них задаются замеряемые в полевых условиях, физически обоснованные значения параметров. Так, например, такие изменения природных условий водосборного бассейна, как вырубка леса, редко происходят на всей площади бассейна. Чаще на протяжении длительного периода времени имеют место частичные изменения. В модели с распределенными параметрами такие изменения могут учитываться в их правильной пространственной трактовке. Это обстоятельство может играть определяющую роль в прогнозировании реакции гидрогеологических систем, связанной с такими изменениями. Вырубка леса на водораздельных участках может приводить к совершенно иным последствиям, нежели вырубка леса в прибрежной зоне формирования стока, приуроченной к днищу долины.

Физическая обоснованность значений закладываемых в модель параметров также играет свою положительную роль в том плане, что замеренные значения параметров можно экстраполировать на другие участки и другие периоды времени. Примером в этом отношении может служить прогнозирование экстремальных явлений. На моделях с сосредоточенными параметрами прогнозы таких явлений строить рискованно, особенно в том случае, если они находятся за пределами диапазона условий, применительно к которому проводилась калибровка значений параметров. Значения параметров в большой степени определяются структурой модели и периодом времени, по которому проводилась ее калибровка. С другой стороны, физически обоснованные значения параметров должны меньше зависеть от структуры модели (с оговорками, приводимыми в разд. 13.2.1); в этом случае возможна независимая калибровка модели методом проб и ошибок. Следовательно, в этом случае прогнозы реакции гидрогеологической системы на экстремальные явления должны расцениваться как более теоретически приемлемые. Существует, однако, одна важная оговорка: названные преимущества достигаются при условии, что заложенные в модель предпосылки в экстремальных ситуациях должны оставаться справедливыми.

Аналогичные соображения кладутся в основу при составлении прогнозов поведения водосборных бассейнов, на которых не велись гидрометрические исследования. На моделях с сосредоточенными параметрами в такой ситуации прогнозы могут быть даны лишь в результате регионализации значений параметров, устанавливаемых для бассейнов на основании калибровки модели по данным о расходах, а в ряде случаев — по уравнениям регрессии, связывающим значения параметров модели с характеристиками водосборного бассейна. На моделях с распределенными параметрами изменчивость типа пород, характера растительного покрова и рельефа в пределах водосбора, на котором не велись гидрометрические наблюдения, учитывается прямо. Значения параметров могут устанавливаться либо прямыми замерами, либо путем экстраполяции с участков, в отношении которых существует бóльшая уверенность, что эти параметры являются физически значимыми.

Таким образом, можно считать, что прочная теоретическая база физически обоснованных моделей с распределенными параметрами послужит главной причиной для более широкого их применения в будущем. В настоящее время теоретической строгости этих моделей противостоят сложности их практического использования, в результате чего их очевидные достоинства в большинстве случаев остаются нереализованными. Об этих трудностях речь в данной главе пойдет далее после краткого рассмотрения общих вопросов, связанных с построением моделей с распределенными параметрами в масштабе водосборных бассейнов.

13.1.2. Обоснование модели: выбор структуры модели. Движение воды в пределах водосборного бассейна происходит в трехмерной неоднородной среде и осложняется пространственной и временной изменчивостью входных воздействий и процессов стока. В принципе можно было бы моделировать трехмерные системы стока полностью (см., например, работу [16]), однако требования, связанные с построением трехмерных моделей на ЭВМ, таковы, что могут моделироваться лишь малые системы, поскольку количество узловых точек, в которых необходимо производить расчеты, возрастает с увеличением размерности. В связи с этим в большинстве моделей водосборных бассейнов область стока упрощается до взаимосвязанных одно- и двумерных подсистем. Выбор того, каким образом разбивать ситему, является субъективной процедурой; для различных целей используются разные подходы. Результаты прогнозирования будут зависеть от выбора структуры модели (см., например, работу [32]).

Модель SHE (рис. 13.1) включает одномерные водотоки, двумерные (в плане) компоненты поверхностного стока, одномерные компоненты вертикального движения воды в зоне аэрации (расчеты по ним проводятся независимо в пределах каждого планового прямоугольного блока) и двумерные (в плане) компоненты подземного стока в условиях полного насыщения. Структура модели IHDM несколько иная (рис. 13.2): разбивка водосборного бассейна осуществляется вдоль линий с наибольшим уклоном рельефа; она включает одномерные компоненты (ориентированные вниз по падению склона) поверхностного стока, одномерные водотоки (ориентированные вниз по течению) и двумерные (в разрезе) компоненты насыщенно-ненасыщенной фильтрации подземных вод. Каждый сегмент склона моделируется независимо; вода, движущаяся в границах сегмента, "сбрасывается" в систему водотоков. Такой подход обладает тем достоинством, что он позволяет упростить расчеты, связанные с движущейся границей раздела зоны аэрации и зоны полного насыщения (эти расчеты необходимы в модели SHE). Он, однако, не пригоден в случае, когда линии тока и подземные водоразделы намного не совпадают с формами наземного рельефа. Еще более упрощенные представления были положены в основу модели Джаявардена и Уайта [28, 29], которые использовали одномерную аппроксимацию (ось направлена вниз по падению склона) подземной составляющей стока.

Модели с распределенными параметрами, имитирующие сток Хортона, формирующийся в условиях избыточного инфильтрационного питания, как правило, основаны на дискретизации, аналогичной дискретизации, принятой в модели IHDM; поверхностный и русловый сток

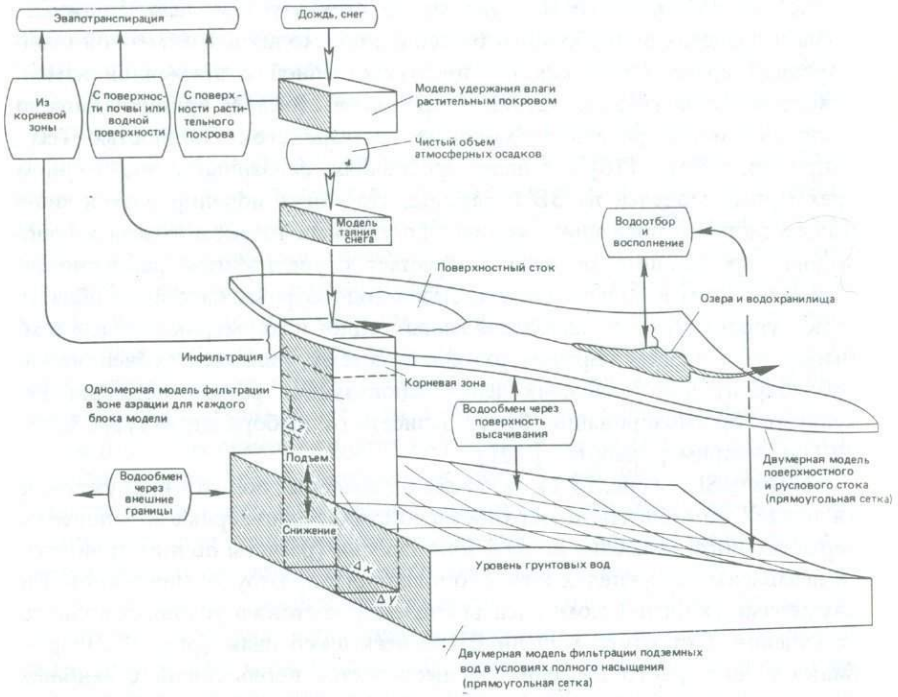


Рис. 13.1. Схематическое представление структуры модели SHE [8].

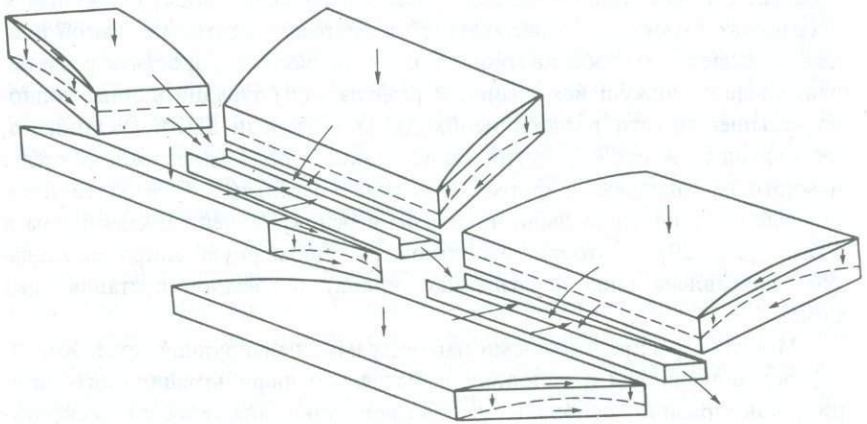


Рис. 13.2. Схематическое представление структуры модели IHDM.

аппроксимируются одномерными схемами. Расчет подземного стока проводится либо с применением одномерных решений, описывающих вертикальное движение подземных вод в отдельных точках плоскости склонов (см., например, работу [52], либо еще проще, по одному из многочисленных уравнений инфильтрации (см., например, работу [46]). Очевидно, что эти модели должны применяться только для систем с преобладанием поверхностного стока. Однако, в случае, если значения параметров оцениваются в процессе калибровки модели, в ходе которой достигается согласование истинных и расчетных гидрографов водосборного бассейна, модель, основанная на теории Хортона, с таким же успехом может давать достоверные прогнозы реакции подземного стока на осадки. Такая модель затем просто согласует емкостные характеристики и параметры временно́го запаздывания наблюдающейся реакции водосбора. Откалиброванная модель может являться физически правдоподобной, но при этом она не будет физически реалистичной. Выбор структуры физически обоснованной модели должен определяться целью создания физически реалистичной модели в пределах экономических ограничений и ограничений, связанных с возможностями вычислительной техники.

13.1.3. Обоснование модели: основные уравнения. Модель SHE (см. рис. 13.1) представляет собой модель, воспроизводящую в масштабе водосборного бассейна процессы поверхностного и руслового стока, фильтрации подземных вод в условиях полного насыщения и в зоне аэрации, удержание влаги растительным покровом и эвапотранспирации, а в соответствующих условиях и процесс снеготаяния. Процессы удержания влаги растительностью, эвапотранспирации и снеготаяния достаточно детально обсуждались в гл. 6 и 7 и в данной главе повторно рассматриваться не будут. Основополагающие уравнения, которые используются в различных моделях с распределенными параметрами, основаны на теоретических представлениях и экспериментальных данных, накопленных на протяжении многих лет. Все эти уравнения достаточно успешно используются в моделях, воспроизводящих один какой-то процесс. Вместе с тем эти уравнения могут быть записаны на различных уровнях сложности, а при обосновании любой модели необходимо, чтобы был достигнут компромисс между комплексностью и практическими сложностями определения значений параметров, с одной стороны, и затратами на вычисления – с другой. Нет необходимости еще раз концентрировать внимание на том, что даже наиболее строго физически обоснованные модели являются абстракцией действительности и что при решении любой конкретной задачи должна быть тщательно проанализирована правомерность предпосылок, заложенных в модель.

В качестве примера рассмотрим уравнения, описывающие одномерный поверхностный или русловый сток со свободной поверхностью и основанные на следующих упрощающих предпосылках:

а) вода движется в широком постоянном русле, имеющем приблизительно прямоугольное сечение;

б) уклон ложа водотока невелик, само ложе во времени остается неизменным;

в) линии тока представляют собой практически прямые линии, и поток может быть описан усредненными по сечению значениями расхода Q, скорости v и глубины h;

г) жидкость является несжимаемой и имеет постоянную вязкость;

д) распределение давлений близко к распределению гидростатических напоров;

е) движение жидкости за счет латеральных притоков пренебрежимо мало.

Эти предпосылки как раз и представляют собой отправную точку для анализа. Они могут менее строго соблюдаться в моделях, имеющих высокий уровень сложности, и более строго – в моделях более простых.

В простом случае уравнение неразрывности массы в точке можно записать как

$$\frac{\partial Q}{\partial x}+\frac{\partial A}{\partial t}=i\,, \tag{13.1}$$

где A – площадь поперечного сечения потока, i – латеральная скорость притока на единицу длины русла, x – расстояние вдоль русла, t – время. Это уравнение содержит две неизвестные переменные Q и A, так что для описания потока необходимо второе уравнение. Оно может быть основано на законе сохранения моментов в точке и при соблюдении приведенных выше предпосылок будет выглядеть следующим образом:

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+Q\,\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{Q}{A}\right)=gA(S-S_f)-\frac{g}{B}\frac{\partial A}{\partial x}-i\,\frac{QB}{A}\,, \tag{13.2}$$

где g – ускорение силы тяжести, B – ширина русла, S – уклон ложа водотока, S_f – так называемый угол трения. Уравнения (13.1) и (13.2) называются уравнениями Сент-Венанта по имени их автора, Дж. К.Б. де Сент-Венанта (1797–1886). Система этих уравнений остается неполной, поскольку необходимо каким-то образом определить угол трения S_f. Его можно определить, приняв, что поток является квазиоднородным. В этом случае угол трения может соотноситься со скоростью течения в соответствии с одним из следующих эмпирических уравнений течения:

$$V=\frac{Q}{A}=\frac{1}{n}S_f^{1/2}R^{2/3}\,, \tag{13.3а}$$

$$V = C S_f^{1/2} R^{1/2} \quad \text{(уравнение Шези)}, \qquad (13.3б)$$

$$V = \left(\frac{8g}{f} S_f R\right)^{1/2} \quad \text{(уравнение Дарси – Вейсбаха)}, \qquad (13.3в)$$

где R – гидравлический радиус, n, C и f – "коэффициенты шероховатости". Названные характеристики являются параметрами модели, которые в общем случае могут некоторым нелинейным образом изменяться во времени и при колебаниях расхода.

При определенных условиях может оказаться оправданным использование упрощенных форм уравнений (13.1) и (13.2). Например, если принять, что инерционные эффекты играют в уравнении (13.2) несущественную роль, можно вывести "диффузионный аналог" этого уравнения:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c\frac{\partial Q}{\partial x} = D\frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} + ic\,, \qquad (13.4)$$

где для русла с прямоугольным сечением

$$c = \frac{\mathrm{d}Q}{\mathrm{d}A}, \quad D = \frac{Q}{2BS}$$

Далее, пренебрегая и инерционными, и диффузионными эффектами, уравнение (13.2) можно свести к виду

$$S_f = S\,.$$

Подставляя соответствующее выражение для S_f в уравнение (13.1), получим уравнение "кинематической волны":

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c\frac{\partial Q}{\partial x} = ic\,, \qquad (13.5)$$

где c – переобозначение $\mathrm{d}Q/\mathrm{d}A$. На практике уравнение для S_f служит лишь для последующего получения соотношения между Q и A. В принципе можно использовать любое подходящее соотношение, причем лучше то, которое основано на прямых полевых замерах скорости течения, а не на приближенных значениях "коэффициентов шероховатости" [3].

Описание поверхностного стока, основанное на представлении о кинематической волне, в вычислительном аспекте является достаточно простым и обладает преимуществами в плане гибкости типа уравнения течения, которое может использоваться при таком описании. За эти преимущества приходится расплачиваться потерей общности. Модели, базирующиеся на предпосылках теории кинематического течения, не могут прогнозировать кривые расхода с гистерезисом и эффекты возвратных течений, возникающих при нарушении характера потока вниз по течению, что может иметь существенное значение на участках, которые в

принципе могут затопляться в период паводков. Образование кинематической волны наиболее вероятно на крутых склонах или в руслах, имеющих значительный уклон. При решении уравнений кинематической волны могут возникать эффекты "кинематических ударов", связанных с нарушениями течения, вызываемыми тем, что волны с большей скоростью движения обгоняют более медленные волны. Такие удары имеют скорее математическую, а не физическую природу. В действительности они могут затушевываться диффузионными и инерционными эффектами, которые не сказываются на образовании кинематической волны. На самом деле многие численные решения уравнения кинематической волны не учитывают наличия таких ударов явным образом. Ударные волны рассеиваются эффектами числовой дисперсии, имеющей место при использовании приближенных численных решений. Это может приводить, однако, к потере точности по отношению к правильному решению уравнения кинематической волны (см., например, работу [9]). В ряде публикаций анализируются условия, при которых диффузионные и кинематические решения служат приемлемой аппроксимацией полных уравнений Сент-Венанта (см., например, работы [34, 56, 44, 38]). Эти разработки в определенной степени служат руководством для выбора соответствующей формы уравнения при решении данной конкретной задачи.

Аналогично различные уровни теоретической строгости вводятся при решении уравнений, описывающих фильтрацию подземных вод. Вода может двигаться через пористую среду в виде пара и жидкости; это движение зависит от температуры и осмотических эффектов, потока воздуха и сжимаемости самой пористой среды. В большинстве моделей с распределенными параметрами не все эти факторы принимаются во внимание. Обычно может приниматься такая система упрощающих предпосылок:

а) рассматривается только поток жидкой воды;
б) пористая среда является несжимаемой;
в) вода имеет постоянную плотность и вязкость;
г) осмотические силы пренебрежимо малы, вследствие чего вода движется только под действием градиента гидравлического потенциала;
д) среда является изотропной.

Как и в предыдущем случае, эти предпосылки могут соблюдаться менее строго при усложнении модели, однако в ряде ситуаций они могут иметь существенное значение. Так, например, сжимаемость пористой среды может играть важную роль в некоторых глубоких водоносных системах. В рамках этих предпосылок фильтрацию подземных вод можно опи-

сать обобщенным законом Дарси

$$V_x = -K\frac{\mathrm{d}\phi}{\mathrm{d}x}\,, \tag{13.6}$$

где V_x – средняя скорость Дарси или расход через единицу площади в направлении x, K_x – коэффициент фильтрации, который может изменяться в зависимости от степени насыщения некоторым нелинейным образом, ϕ – гидравлический напор, совместно с уравнением неразрывности, которое для двумерного вертикального сечения (x, z) (которое используется, например, в модели IHDM) может быть записано как

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\frac{\partial V_x}{\partial x} - \frac{\partial V_z}{\partial z} + s\,, \tag{13.7}$$

где θ – объемная влажность, s – источниковый член (например, потери на эвапотранспирацию в корневой зоне или интенсивность отбора подземных вод). В результате приходим к уравнению, описывающему процесс фильтрации:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left\{K(\theta)\frac{\partial\phi}{\partial x}\right\} + \frac{\partial}{\partial z}\left\{K(\theta)\frac{\partial\phi}{\partial z}\right\} + s\,. \tag{13.8}$$

Или поскольку $\phi = \psi + z$ (где ψ – капиллярный потенциал и z – отметка относительно некоторой произвольной плоскости сравнения), то

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left\{K(\theta)\frac{\partial\psi}{\partial x}\right\} + \frac{\partial}{\partial z}\left\{K(\theta)\left(\frac{\partial\psi}{\partial z} + 1\right)\right\} + s\,. \tag{13.9}$$

Эти уравнения содержат две неизвестные, переменные, θ и ψ. Мы можем решить уравнение (13.9) двумя способами, переписав его относительно θ и ψ:

$$C(\psi)\frac{\partial\psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left\{K(\psi)\frac{\partial\psi}{\partial x}\right\} + \frac{\partial}{\partial z}\left\{K(\psi)\left(\frac{\partial\psi}{\partial z} + 1\right)\right\} + s\,, \tag{13.10а}$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left\{D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial x}\right\} + \frac{\partial}{\partial z}\left\{D(\theta)\,\frac{\partial\theta}{\partial z} + K(\theta)\right\} + s\,, \tag{13.10б}$$

где $C(\psi) = \mathrm{d}\theta/\mathrm{d}\psi$ называется удельной влагоемкостью среды, а $D(\theta) = K(\psi)\,(\mathrm{d}\psi/\mathrm{d}\theta)$ – коэффициентом диффузии среды. Таким образом, в любом случае для решения уравнений требуются две функциональные зависимости: между $C(\psi)$ и $K(\psi)$ для уравнения (13.10а) и между $D(\theta)$ и $K(\theta)$ для уравнения (13.10б). Примеры этих соотношений даны на рис. 13.3. Здесь показаны только однозначные функции. В общем же случае зависимости этого типа могут иметь гистерезис, т. е. для данного значения θ может существовать некоторый диапазон значе-

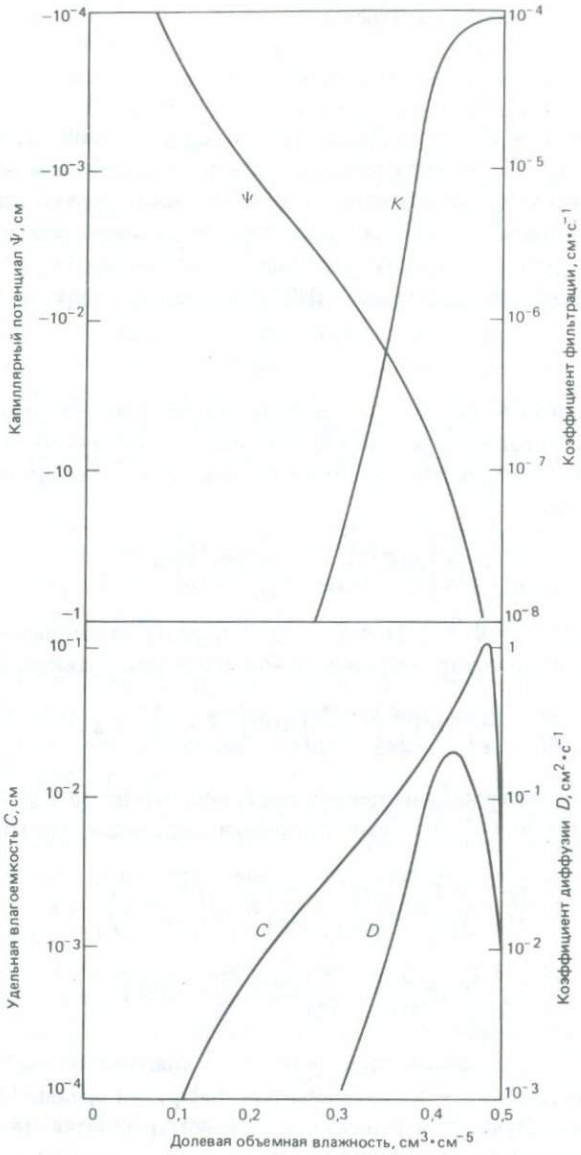


Рис. 13.3. Типичные характеристические однозначные кривые влажности грунтов.

ний K или ψ, зависящий от предыстории условий увлажнения и осушения грунтов (см., например, работу [11]).

На практике прямые определения функций C, D и K требуют больших затрат времени и осложняются эффектами гистерезиса. В большинстве случаев практического использования моделей принимается, что функции являются однозначными (см., однако, в качестве примера работу [39], в которой рассматриваются задачи прогноза гистерезисных соотношений). Далее, на основании теоретических доводов и эмпирических фактов можно принять, что эти функции могут быть адекватно представлены некоторой простой математической зависимостью. В качестве примера этих зависимостей можно назвать соотношения Брукса – Кори [10]:

$$K(\psi) = K_s[\psi_b/\psi]^{(2+3\lambda)}, \tag{13.11а}$$

$$\left[\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}\right] = [\psi_b/\psi]^{\lambda}, \tag{13.11б}$$

где K_s – коэффициент фильтрации в условиях полного насыщения, θ_s – пористость в условиях полного насыщения, θ_r – остаточное насыщение, ψ_b – параметр породы, характеризующий "потенциал захвата воздуха водой" или "давление образования пузырьков", λ – некоторый параметр среды.

13.1.4. Обоснование модели: начальные и граничные условия. Вышеприведенные уравнения поверхностного, речного и подземного стока не могут быть применены без дополнительного задания начальных и граничных условий. Начальные условия описывают состояние водосборного бассейна как системы в терминах влажности и гидравлических потенциалов водоносных горизонтов, а также глубин поверхностных водотоков и скоростей движения поверхностных вод на момент времени $t = 0$, с которого начинаются расчеты. Ситуации, когда имеющихся данных замеров оказывается достаточно для задания начальных условий на всей области стока, складываются редко. Даже на водосборах, где проводятся специальные исследования, необходима значительная интерполяция между точками замера. Обычно начальные условия задаются таким образом, чтобы они соответствовали математической постановке модели. Для моделей поверхностного и подземного стока существуют два типа приемлемых начальных условий, которые одновременно являются содержательными в гидрогеологическом плане: условие нулевых расходов и условие установившегося движения жидкости.

Условие нулевых расходов означает, что для поверхностных потоков $v = 0$, а для подземных потоков $\psi = -z$ (т. е. $\mathrm{d}\phi/\mathrm{d}x = d\phi/\mathrm{d}z = 0$).

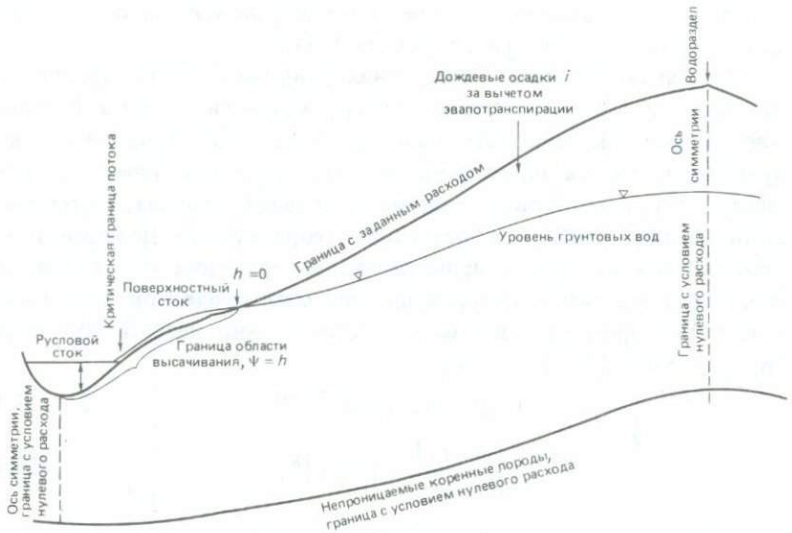


Рис. 13.4. Типичные граничные условия, использующиеся при моделировании склона.

В условиях установившегося движения производные по времени, входящие в уравнения движения жидкости, равны нулю, в связи с чем их можно решить применительно к соответствующим граничным условиям, которые включают некоторую заданную постоянную скорость питания. Очевидно, что ни одно из названных начальных условий не является абсолютно реальным, и может потребоваться значительный период времени (начальный период работы модели), прежде чем получаемые на модели прогнозы перестанут заметно зависеть от заданных начальных условий.

Граничными условиями называют условия, задаваемые на границах области стока (см., например, рис. 13.4). Обычно в моделях подземного стока используются два типа граничных условий: границы с постоянным напором и границы с заданным расходом. Частными случаями границ с постоянным напором в моделях фильтрации подземных вод являются границы, через которые осуществляются инфильтрационное питание и высачивание; на этих границах задается условие $\psi = h \geqslant 0$, где h – глубина слоя поверхностных вод, покрывающих данную границу. На границах, через которые происходит инфильтрационное питание, граничное условие может изменяться в процессе моделирования от условия заданного расхода (интенсивности атмосферных осадков) в ситуации, когда инфильтрация идет в условиях неполного насыщения, до граничного

условия с постоянным напором, задаваемого с того момента, когда начинается подпертый режим инфильтрации через поверхность земли. Скорость движения жидкости в этом случае обычно будет задаваться как функция времени. Частным случаем граничных условий с постоянным расходом является непроницаемая граница, которая обычно задается на водоразделе или на границе раздела рыхлых отложений и слоя непроницаемых пород.

Специального анализа требуют граничные условия, задаваемые на моделях поверхностного и руслового стока, поскольку, в случае если поток не является сверхкритическим (см. гл. 14) или в модели не используются кинематические постановки (в таких случаях необходимы только граничные условия на верхней границе области стока), должны задаваться условия на верхней и нижней границах. Обычно в качестве условия на верхней границе области поверхностного стока или на притоках в верховьях долины задается условие $v = 0$. На нижней границе, как правило, задаются два типа граничных условий: нормальный или постоянный расход (в этом случае соотношение между Q и A задается уравнениями (13.3а – 13.3в)) и критический расход (как если бы вода перетекала через запруду). В последнем случае система уравнений может быть дополнена следующей зависимостью:

$$v = (gh)^{1/2} \quad \text{или} \quad Q = g^{1/2} A^{3/2} B^{-1} \tag{13.12}$$

За исключением некоторых очень простых систем стока, может возникнуть также необходимость в задании внутренних граничных условий, т. е. граничных условий внутри области стока, например границы между притоками в общей речной сети или условия на границе раздела поверхностного стока и залегающей ниже пористой среды. В связи с такими внутренними границами при попытках применения моделей с распределенными параметрами для воспроизведения систем водосборных бассейнов в целом возникает множество проблем, особенно в случае, когда рассматриваются взаимодействующие процессы стока с существенно различными инерционными характеристиками.

13.1.5. Обоснование модели: решение уравнений. После того как заданы структура модели и связанные с ней основные уравнения и граничные условия, приступают к следующему этапу процесса прогнозирования – к решению этих уравнений. Для этого в уравнения задаются значения параметров, характеризующих исследуемую систему. Выше отмечалось, что даже для одиночных процессов в большинстве случаев аналитические решения являются неприемлемыми, в связи с чем возникает необходимость в использовании приближенных численных методов решения, предполагающих пространственную и временную

разбивку области стока сеткой, состоящей из расчетных точек. В гидрологии (и гидрогеологии. – *Ред.*) применяются различные численные методы решения уравнений в частных производных, включая конечно-разностные методы [16, 52], методы конечных элементов [2, 46], интегральные конечно-разностные методы [40] и методы граничных интегралов [35]. В области применения конечно-разностных методов и методов конечных элементов накоплен значительный опыт. Полученные результаты были обобщены в ряде публикаций, к которым для более детального ознакомления с затрагиваемыми вопросами мы и отсылаем читателя (см., например, работы [45, 43, 54]). В данной главе основное внимание мы сосредоточим на особо значимых факторах, которые должны приниматься во внимание при практическом использовании численных схем.

Любая схема, использующаяся в физически обоснованных моделях, должна быть *устойчивой* и *сходящейся*. Схема считается устойчивой, если от одного временно́го шага к другому небольшие ошибки вычислений гасятся. Схема является сходящейся, если по мере уменьшения временны́х шагов и шага по пространству приближенное решение сходится к истинному решению исходного уравнения в частных производных. Наличие устойчивости и сходимости в целом доказано лишь для линейных уравнений в частных производных. Аргументы в пользу устойчивости и сходимости использующихся в гидрологии (и гидрогеологии. – *Ред.*) нелинейных уравнений являются главным образом чисто эвристическими. Пиндер и Грей [43, гл. 7] показали, как небольшие изменения в итерационной схеме могут привести к расходящемуся, пусть даже устойчивому решению.

Важно отметить, что устойчивость будет зависеть от способа линеаризации нелинейных уравнений, проводящейся с целью получения решения на каждый временной шаг. В *явных* схемах для прогнозирования значений коэффициентов и переменных на конец некоторого временно́го шага используются значения коэффициентов и переменных на начало этого временно́го шага (рис. 13.5). В соответствии с *неявными* схемами значения, полученные на конец некоторого временно́го шага, подставляются в уравнения для зависимых переменных, и ответ получается в результате решения системы совместных уравнений (рис. 13.5). Нелинейные уравнения по неявной схеме можно решить *итерационными методами*, предполагающими, что оценки зависимых переменных и нелинейных коэффициентов улучшаются с каждой последующей итерацией до тех пор, пока не будет получено удовлетворительное решение. Неявные схемы требуют значительно большего количества вычислений на каждом временно́м шаге, однако в целом в них могут использоваться намного бо́льшие временны́е шаги.

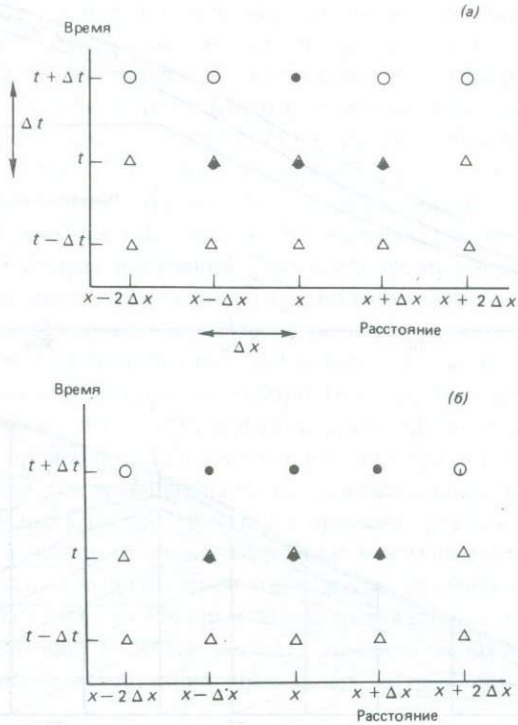


Рис. 13.5. Расчетные точки (темные кружки), использующиеся для расчета зависимых переменных в координатах $(x,\ t+\Delta t)$. *а* – явная схема; *б* – неявная схема. Известные на момент времени t значения показаны треугольниками.

Явные схемы должны применяться с большой осторожностью, поскольку их устойчивость в определяющей степени зависит от длины временного шага, который в свою очередь связан с расстоянием между узлами. Приближенный критерий устойчивости явных схем может быть задан следующим образом. Для моделей поверхностного стока

$$\Delta t \leqslant \Delta x/c\,,$$

где Δx и Δt – соответственно шаг по пространству и временной шаг, c – скорость волны, которая для уравнений Сент-Венанта, записанных в общем виде, составляет $v + \sqrt{gh}$. Для моделей подземного стока в условиях неполного насыщения

$$\Delta t \leqslant \Delta x C(\psi)/V_x\,.$$

Эти критерии могут приобрести особую значимость при составлении машинной программы, основанной на использовании явной схемы, в слу-

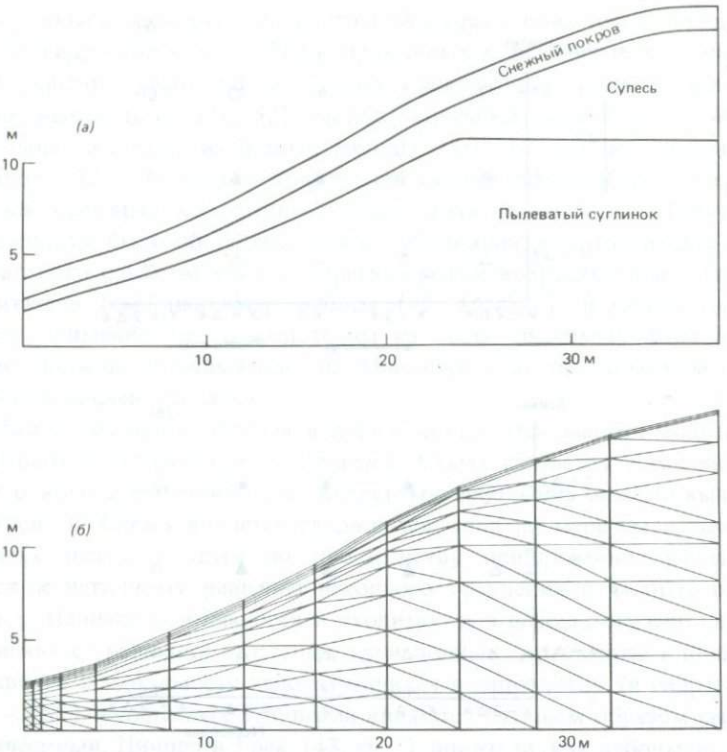


Рис. 13.6. *а* – разрез моделируемого склона, водосборный бассейн реки Слиперс, шт. Вермонт; *б* – разбивка области стока на конечные элементы при моделировании фильтрации подземных вод (264 линейных треугольных элемента, 156 узлов; для лучшей читаемости рисунка показаны не все треугольники) [4].

чае, когда шаг сетки и условия стока или степень насыщения пород в пределах области стока являются переменными. Так, например, в момент когда достигаются условия полного насыщения, скорости фильтрации будут принимать высокие значения, а $C(\psi)$ и, следовательно, соответствующая величина Δt будут стремиться к нулю, для воспроизведения сложившихся условий насыщения может потребоваться составление специальной программы (см., например, модель, описанную в работе [23], гл. 12). Приведенные критерии устойчивости непригодны для неявных схем, однако и в этом случае размеры временны́х шагов ограничиваются нелинейностью уравнений.

Тот факт, что решение является устойчивым и сходящимся, не гарантирует, что оно является точным. Точность – более субъективный фактор, однако очевидно, что для получения точного решения потре-

буется такое количество расчетных точек во времени и в пространстве, которое могло бы оказаться достаточным для того, чтобы интересующие исследователя изменения, происходящие в области стока, с достаточной разрешающей способностью учитывались в модельных прогнозах. Поскольку одни участки области стока могут в большей степени реагировать на происходящие изменения, чем другие, зачастую целесообразно использовать неравномерную сеточную разбивку, уменьшая шаг по сетке на участках, где предполагаются наиболее значительные изменения. Это наиболее просто реализуется с помощью конечных элементов и предполагает использование методов, требующих некоторых дополнительных затрат на вычисления (рис.13.6).

Последнее обстоятельство, влияющее на выбор расчетной схемы при создании модели всего водосборного бассейна, – необходимость согласования временны́х шагов и шага по сетке при моделировании взаимосвязанных процессов. Для воспроизведения процессов поверхностного стока, быстро реагирующих на внешние воздействия, могут потребоваться меньшие шаги по пространству и времени, чем для воспроизведения процессов подземного стока, тогда как могут появиться дополнительные ограничения на длину временны́х шагов, связанные с продолжительностью интервалов, на которые задавались входные данные. Для учета этих ограничений в общей системе моделей необходимы некоторые дополнительные, требующие временны́х затрат программные разработки [8].

13.2. Применение моделей с распределенными параметрами. *13.2.1. Проблема калибровки модели.* После того как структура модели определена и на ряде гипотетических задач проверена правильность выбранного расчетного метода, возникает серьезная проблема, связанная с любой попыткой практического применения модели с распределенными параметрами: проблема калибровки модели. Калибровка моделей с распределенными параметрами отличается от калибровки моделей с сосредоточенными параметрами, описанной в гл. 11, по двум основным позициям. Во-первых, при создании физически обоснованной модели с распределенными параметрами стремятся к включению в нее большого числа параметров (см., например, табл. 13.1) и еще большего количества значений этих параметров, поскольку модель предусматривает возможность учета их изменчивости от точки к точке в пределах области стока. Кроме того, вычисления, связанные с работой модели, могут быть дорогостоящими. При использовании методов автоматической калибровки роль обоих этих факторов стремятся снизить, как это делается в моделях водосборов с сосредоточенными параметрами.

Таблица 13.1 Типичный набор характеристик водосборного бассейна, задаваемых в каждом элементе сетки на гидрогеологической модели с распределенными параметрами [7]

Растительность	Параметр аэродинамического сопротивления Параметр сопротивления лиственного шатра (может быть представлен в виде отношения к влажности почвы в пределах корневой зоны)
Рельеф	Средняя высота над уровнем моря Уклон земной поверхности
Зона аэрации	Распределение корневой системы с глубиной Для каждого слоя грунта отношение коэффициента фильтрации к влажности грунта Для каждого слоя грунта отношение натяженности влаги к влажности грунта
Зона полного насыщения	Водопроводимость в направлении каждой оси Удельная водоотдача (может быть представлена в виде отношения к значению этого параметра в зоне аэрации)
Поверхностный и речной сток	В соответствии с содержанием решаемой задачи либо шероховатость земной поверхности, либо размеры русла водотока и коэффициенты стока
Процесс снеготаяния	Шероховатость поверхности снежного покрова Соотношение параметров: коэффициент фильтрации/содержание свободной воды/плотность снега/ размер зерен Соотношение параметров: натяженность снеговой воды/содержание свободной воды/плотность снега/размер зерен Соотношение параметров: эффективный коэффициент теплопроводности/плотность снега/размер зерен Соотношение параметров: равновесная температура/натяженность снеговой воды

Во вторых, поскольку значения характеристик моделей с распределенными параметрами могут, во всяком случае в принципе, измеряться в натурных условиях таким образом, как не могут измеряться характеристики моделей с сосредоточенными параметрами, в случае, если такие замеры имеются, их можно со значительно большей пользой применять в процессе оценивания значений параметров. В этом заключается основное достоинство моделей с распределенными параметрами – достоинство, которое, как доказано, сложно реализовать в полной мере, главным образом из-за пространственной изменчивости наблюдающихся в полевых условиях гидрогеологических переменных и параметров. Для получения приближенных решений основных уравнений, на кото-

рых строятся модели с распределенными параметрами, используется сетка расчетных узловых точек. Эти узлы могут отстоять друг от друга на расстоянии 10 м и более в плане и 0,05–10 м в разрезе, в зависимости от масштаба решаемой задачи. Каждому узлу или площади между узлами может приписываться некоторое значение параметра модели, например коэффициент фильтрации в условиях полного насыщения. Следовательно, в случае *если известна природа изменчивости параметров*, эту изменчивость можно учитывать на модели.

Детальные полевые измерения коэффициента фильтрации свидетельствуют о том, что замеренные значения этого параметра могут изменяться в пространстве очень быстро, характеризуясь высокой дисперсией и некоторой пространственной корреляцией на расстоянии, которое может достигать нескольких десятков метров (см., например, работы [41, 48]). Поэтому мы должны иметь в виду, что любое значение, замеренное в полевых условиях, может зависеть от масштаба опробования. Дисперсия параметров, определяемых на основании крупномасштабных замеров (например, параметров, определяемых по замерам инфильтрации на больших участках), будет меньше, чем дисперсия в случае, когда значения параметров устанавливаются по небольшим образцам керна. Из этого может следовать, что некоторое значение параметра, соответствующее данному масштабу расчетной сетки, будет изменяться при изменении масштаба сетки. Существует взаимосвязь между масштабом измерений, структурой модели и значениями параметров, которые должны уточняться в процессе калибровки модели. В идеале правильные, соответствующие масштабу сетки значения параметров могли бы быть приписаны каждому узлу сетки, однако без полного знания относительно нелинейных процессов и некоторой теории, приближенно описывающей их протекание в пространстве, это невозможно.

Эта проблема усугубляется возможной пространственной нестационарностью значений параметров; иными словами, средние значения параметров могут варьировать в пространстве с изменением типа пород или в связи с какими-либо причинами – при постепенном движении вниз по падению склона. Лучшее, что мы обычно можем сделать, – это принять, что значения параметров на некоторых участках области стока являются постоянными, и использовать имеющиеся замеры для определения соответствующих значений в пределах каждой точки такой подобласти, имея в виду, что с такими оценками могут быть связаны существенные неопределенности. Это автоматически означает, что с известной долей условности некоторые "эквивалентные" значения параметров могут использоваться при моделировании хода данного процесса. Интуитивно разумным представляется предположение, что крупномасштабные

процессы склонового стока будут стремиться к интеграции эффектов, связанных с трехмерной пространственной изменчивостью характеристик стока. В этом состоит одна из причин, объясняющих то обстоятельство, что во многих случаях модели с сосредоточенными параметрами приводят к хорошим результатам. Последние теоретические разработки в области фильтрации подземных вод (см., например, работу [12]) свидетельствуют о том, что применительно к таким задачам эта предпосылка справедлива. Однако при моделировании процессов инфильтрации и поверхностного стока [42, 51], а также реакции водосборного бассейна [17] она может не выполняться. Задавая пространственное распределение значений параметров, мы не можем точно установить единственное эквивалентное его значение, которое было бы представительным для характеристик стока в системе, обладающей пространственной изменчивостью. В связи с этим может сложиться впечатление, что в то время как практические соображения вынуждают нас использовать эквивалентные значения параметров, осредненные по отдельным участкам области стока, строго говоря, они не могут рассматриваться как физически обоснованные; тем самым в известном смысле подрывается теоретическая строгость моделей с распределенными параметрами.

Вышесказанное представляет собой крайнюю точку зрения на проблему, возникающую на стадии калибровки моделей с распределенными параметрами в связи с их пространственной изменчивостью. Вполне возможно, что на практике концепция эквивалентных значений параметров будет работать очень хорошо и значения, определенные в результате осреднения по замерам в нескольких точках или в ходе процедуры согласования методом проб и ошибок, проводящегося по нескольким рядам гидрогеологических наблюдений, позволяют получать при моделировании реакции системы удовлетворительные результаты. Следует особо подчеркнуть, что в отношении рассматриваемых вопросов остается нерешенной методологическая проблема, которая требует дальнейших исследований.

Решение этой проблемы затрудняется в связи с высокой стоимостью полевых работ. Существует необходимость в априорной оценке физически обоснованных значений параметров. В исследованиях, проводившихся до настоящего времени, для расчета фильтрационных характеристик грунтов использовались эмпирические соотношения между значениями параметров и наиболее доступными из числа имеющихся данными в частности данными о текстуре грунтов [36], а для расчета параметров речного стока—характеристиками водосборного бассейна и водотока [1].

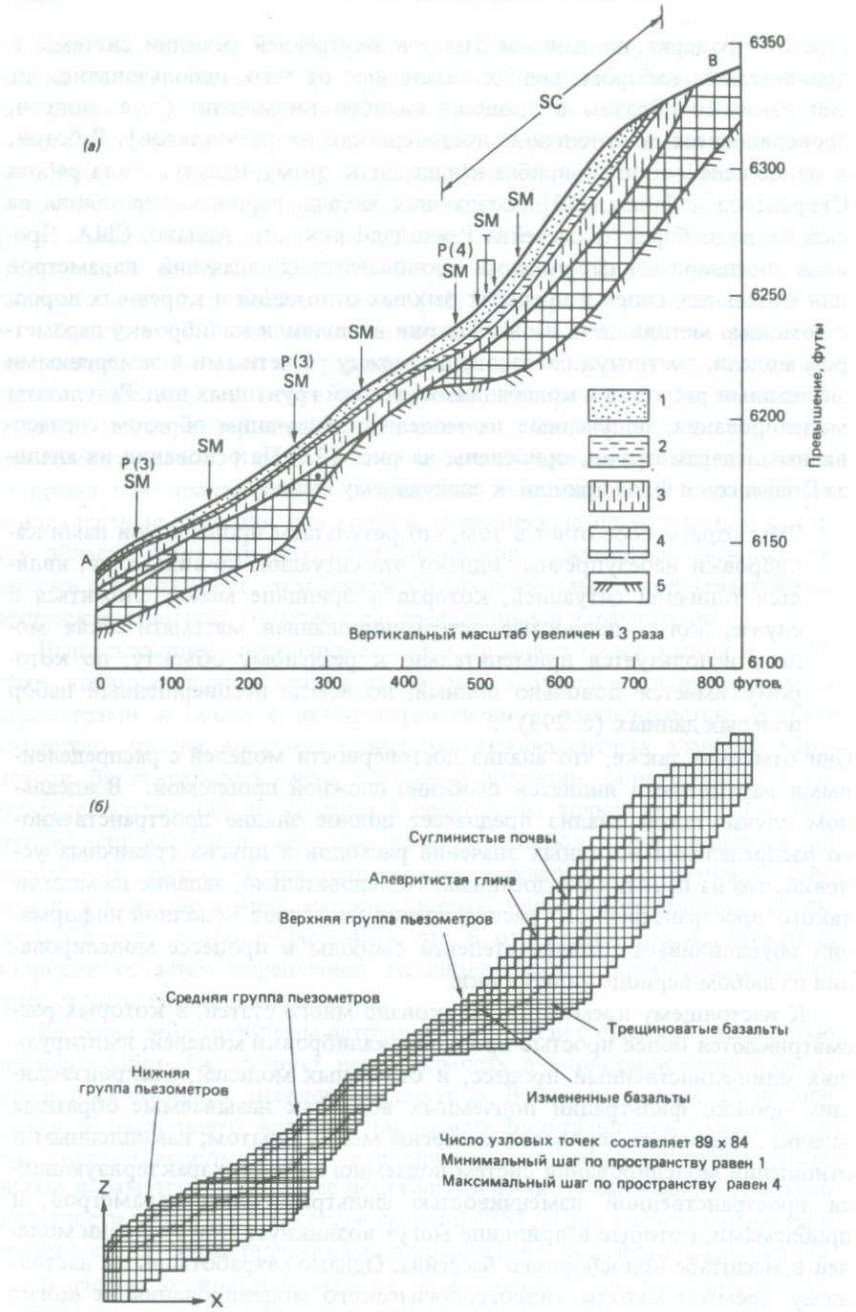
В настоящее время не находят применения также модели с распределенными параметрами в масштабе водосборного бассейна, на которых были получены прогнозные решения, впоследствии подвергавшиеся

строгой проверке по данным замеров внутренней реакции системы с привлечением набором данных независимо от того, использовались ли они каким-то образом в процессе калибровки модели (т. е. модели, проверяющиеся в отношении достоверности их результатов). Работой, в наибольшей степени приближающейся к этому идеалу, стала работа Стефенсона и Фриза [53], создавших модель периода снеготаяния на склоне водосборного бассейна Рейнолдс-Крик, шт. Айдахо, США. Проведя предварительные оценки эквивалентных значений параметров для отдельных слоев в пределах рыхлых отложений и коренных пород, с помощью метода проб и ошибок они выполнили калибровку параметров модели, достигнув согласования между расчетными и замеренными значениями расходов и колебаниями уровней грунтовых вод. Результаты моделирования, полученные на модели с наилучшим образом согласованными параметрами, приведены на рис. 13.7. На основании их анализа Стефенсон и Фриз пришли к следующему выводу:

> "Мы отдаем себе отчет в том, что результаты проведенной нами калибровки небезупречны, однако эта ситуация, по-видимому, является типичной ситуацией, которая в принципе может сложиться в случае, когда полностью детерминированная математическая модель используется применительно к реальному объекту, по которому имеется довольно полный, но всегда несовершенный набор полевых данных (с. 293)".

Они отмечают также, что анализ достоверности моделей с распределенными параметрами является особенно сложной проблемой. В идеальном случае такой анализ предлагает полное знание пространственного распределения исходных значений расходов и других граничных условий, что на практике недостижимо. Следовательно, задание на модели такого пространственного распределения на основе неполной информации обусловливает наличие степеней свободы в процессе моделирования на любом периоде калибровки.

К настоящему времени опубликовано много статей, в которых рассматриваются более простые проблемы калибровки моделей, имитирующих один-единственный процесс, и отдельных моделей, воспроизводящих процесс фильтрации подземных вод (так называемые обратные задачи). Мы можем провести аналогию между опытом, накопленным в отношении моделирования систем подземного стока, характеризующихся пространственной изменчивостью фильтрационных параметров, и проблемами, которые в принципе могут возникнуть при создании моделей в масштабе водосборного бассейна. Однако разработанные к настоящему времени методы гидрогеологического моделирования не могут напрямую использоваться для решения других задач, что связано с до-


(а)
SC
A
B
SM
P(3)
P(4)
1
2
3
4
5
Вертикальный масштаб увеличен в 3 раза
6350
6300
6250
6200
6150
6100
Превышение, футы
0
100
200
300
400
500
600
700
800 футов
(б)
Суглинистые почвы
Алевритистая глина
Верхняя группа пьезометров
Средняя группа пьезометров
Нижняя группа пьезометров
Трещиноватые базальты
Измененные базальты
Число узловых точек составляет 89 x 84
Минимальный шаг по пространству равен 1
Максимальный шаг по пространству равен 4
Z
X

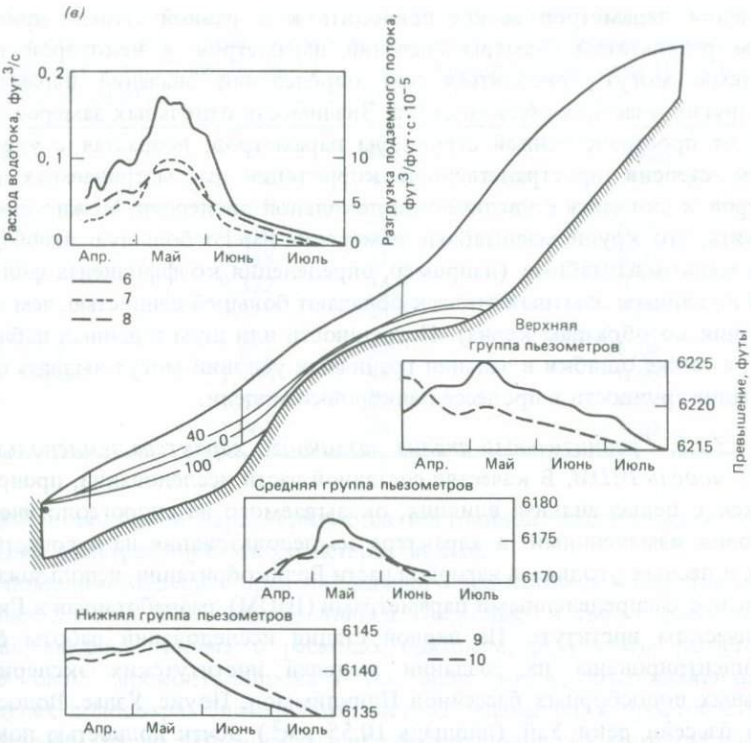


Рис. 13.7. Моделирование участия подземного стока в оттоке талых снеговых вод в пределах оборудованного наблюдательной сетью склона экспериментального водосборного бассейна Рейнолдс-Крик, шт. Айдахо. *а* – рельеф, геологическое строение и схема сети наблюдений. Р – группа пьезометров, SM – почвенный влагомер, SC – маршрутная снегомерная съемка. Искажение вертикального масштаба 3,15:1; *б* – расчетная сетка математической модели. Расчетная сетка 89 x 84 блоков. Минимальный шаг по сетке составляет 1, максимальный шаг по сетке равен 4; *в* – результаты калибровки модели по периоду нестационарного режима стока с 5 апреля по 13 июля 1971 г. *1* – суглинистые почвы; *2* – алевритистая глина; *3* – измененные базальты; *4* – трещиноватые базальты; *5* – плотные базальты; *6* – расход реки; *7* – расход подземных вод, рассчитанный по приближенным параметрам; *8* – расход подземных вод, полученный на модели с наилучшим образом согласованными параметрами; *9* – замеренный уровень грунтовых вод; *10* – рассчитанный на модели уровень грунтовых вод.

полнительными нелинейностями, возникающими в зоне аэрации, и с наличием взаимодействующих процессов. Таким образом, мы можем предвидеть, что уровень неопределенности при калибровке значений параметров будет высоким и что множество различных комбинаций

значений параметров может приводить к в равной степени приемлемым результатам. Замеры значений параметров в некоторой точке системы могут пригодиться при определении значений параметров на других участках области стока. Значимость отдельных замеров зависит от пространственной структуры параметров, возрастая с увеличением степени пространственной корреляции рассматриваемых параметров и снижаясь с увеличением локальной дисперсии. Можно предположить, что крупномасштабные измерения имеют большую значимость, чем мелкомасштабные (например, определения коэффициента фильтрации по данным опытных откачек обладают большей ценностью, чем определения по образцам керна). Погрешности или шум в данных наблюдений, а также ошибки в задании граничных условий могут вызвать очень большие трудности в процессе калибровки модели.

13.2.2. Сравнительный анализ различного характера землепользования: модель IHDM. В качестве составной части исследований, проводившихся с целью анализа влияния, оказываемого на гидрогеологические условия изменениями в характере землепользования на лугопастбищных и лесных угодьях в нагорной части Великобритании, использовалась модель с распределенными параметрами (IHDM), разработанная в Гидрологическом институте. На первой стадии исследований работы были сконцентрированы на создании моделей институтских экспериментальных водосборных бассейнов Плинлиммон, Поуис, Уэльс. Водосборный бассейн реки Уай (площадь 10,55 км^2) почти полностью покрыт лугопастбищными угодьями, тогда как непосредственно примыкающий к нему водосборный бассейн реки Северн (площадь 8,50 км^2) на 70% покрыт хвойными лесами; остальная часть территории этого бассейна (верхние участки склонов) занята пастбищами с грубыми травами. Оба водосборных бассейна имеют сходный рельеф и экспозицию склонов.

В ранней версии модели IHDM поверхностная составляющая общего стока рассматривалась как физически обоснованная компонента, характеризующаяся распределенными параметрами, а емкостные свойства грунтов воспроизводились в большей мере гипотетической подмоделью, на которой запасы почвенной влаги задавались как некий резервуар [37]. Более поздняя версия модели имеет структуру, показанную на рис. 13.2. Она включает блок, имитирующий процессы насыщенно-ненасыщенной фильтрации подземных вод в пределах каждого элемента склона. Модель использует конечно-разностные решения уравнений, описывающих поверхностную и подземную составляющие стока. Все плоскости склонов на модели схематизируются прямоугольниками, имеющими эквивалентные средние значения уклона и ширины. Принимается, что рыхлые отложения на склонах подстилаются непроницаемыми ко-

Таблица 13.2. Откалиброванные значения коэффициента шероховатости Шези C, начального недостатка насыщения грунтов DC и коэффициента фильтрации в условиях полного насыщения $K_{нас}$; водосборные суббассейны Плинлиммон, ливень 10 сентября 1977 г. (модель IHDM).

Бассейн	C, $м \cdot с^{-1}$	DC, мм	$K_{нас}$, $10^{-5} \cdot м \cdot с^{-1}$
Нижний Кифф	0,316	31,0	0,09
Гви-Гериг	0,458	31,6	0,07
Яго	0,332	34,6	0,10
Уай	0,316	28,4	0,08
Нижний Хоур	1,658	34,0	0,08
Нижний Хафрен	1,466	34,0	0,08
Танлвис	1,637	22,0	0,04
Северн	1,007	28,1	0,08

ренными породами и характеризуются постоянной мощностью и постоянными фильтрационными характеристиками.

С помощью модели в пределах каждого водосборного бассейна моделировалось несколько зимних ливней. Поскольку в процессе моделирования имелись данные о расходах притоков, результаты расчетов можно было проконтролировать по ряду точек, расположенных в пределах водосбора. Значения параметров задавались в пространстве постоянными, их последующая калибровка выполнялась методом проб и ошибок. В качестве примера на рис. 13.8 приведено несколько гидрографов.

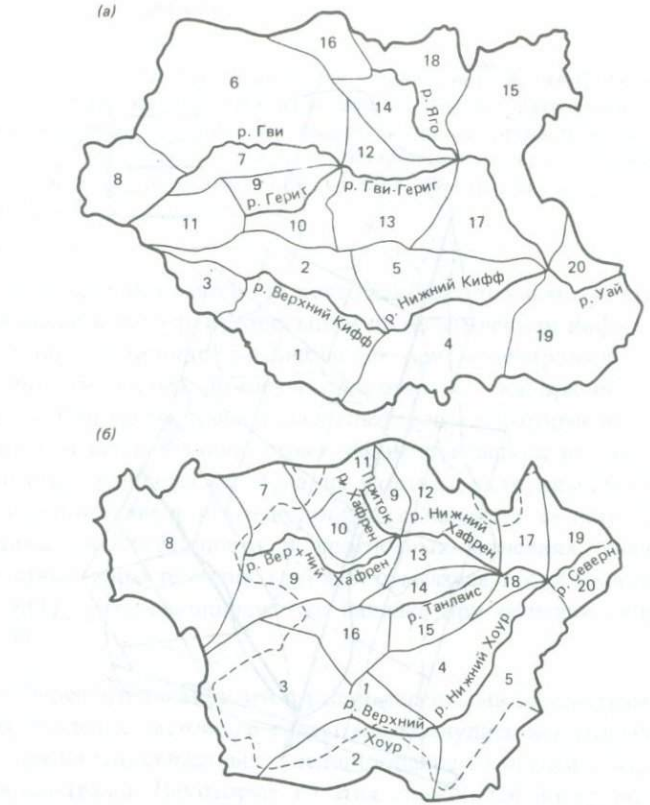
Результаты моделирования свидетельствуют о том, что от ливня к ливню откалиброванные значения параметров остаются относительно постоянными, однако существенно разнятся в границах двух водосборных бассейнов (табл. 13.2). Более высокие значения коэффициента шероховатости Шези для систем поверхностного стока в пределах залесенного бассейна (означающие, что при данной глубине водотока скорости течения выше) объясняются тем, что в пределах покрытых лесом территорий более активно происходит распределение поверхностного стока, обусловленное наличием здесь многочисленных искусственных выемок, связанных с технологией лесопосадок.

13.2.3. Моделирование водосборных бассейнов, в пределах которых не проводились гидрометрические исследования: модель FESHM. Прогнозирование поведения водосборных бассейнов, в пределах которых не проводились гидрометрические исследования, служит одной из областей применения физически обоснованных моделей, где они могут

играть важную роль, поскольку значения параметров с их помощью можно замерить или оценить на основе более доступной информации. К настоящему времени было проведено сравнительно мало исследований, в процессе которых моделировались водосборные бассейны, расценивавшиеся так, будто на них не проводились гидрометрические наблюдения, а затем результаты моделирования сопоставлялись с имеющимися замерами. В одной из подобных разработок использовалась модель, на которой гидрограф ливневого стока воспроизводился методом конечных элементов (модель FESHM [33, 46, 50]); эта модель основана на хортоновской концепции формирования стока — концепции избыточного инфильтрационного питания. Инфильтрационные потери на этой модели подсчитываются с использованием эмпирического уравнения Холтана [24]. Параметры, входящие в это уравнение, могут варьировать от одной "гидрогеологической единицы" к другой в зависимости от типа грунта и характера землепользования. Моделирование поверхностного и руслового стока основано на конечно-элементном решении одномерного уравнения кинематической волны (для более детального ознакомления с этим вопросом см. работу [46]). Водосборный бассейн разбивается на русловые и склоновые элементы таким же образом, как и на модели IHDM. Различие заключается лишь в том, что плоскости в пределах склонов не обязательно должны быть прямоугольными и иметь постоянный уклон на всем своем протяжении (рис. 13.9, *а*).

В работе [33] приведено описание модели водосборного бассейна Роки-ран-Бранч, шт. Виргиния, США; этот бассейн моделировался так, как если бы на нем не проводились гидрометрические исследования. Водосбор был разбит на 54 гидрогеологические единицы, различающиеся реакцией на атмосферные осадки, и 26 склоновых и русловых элементов. Параметры инфильтрации оценивались с привлечением информации о текстуре грунтов и характере растительного покрова. Общий сток, формирующийся на каждой плоскости склона, рассчитывался как средневзвешенное значение стока, осуществляющегося в пределах всех гидрогеологических единиц, попадающих на эту плоскость. Несколько примеров фактических и прогнозных гидрографов показано на рис. 13.9. Было установлено, что лучшие результаты получаются при мо-

Рис. 13.8. Результаты моделирования водосборных бассейнов Плинлиммон, Поуис, Уэльс на модели IHDM. Показано разделение водосборных бассейнов на склоновые и русловые элементы. *а* – водосборный бассейн реки Уай; *б* – водосборный бассейн реки Северн; *в* – фактический (– – –) и прогнозный (———) гидрографы бассейна Гви-Гериг (ливень 10 сентября 1977 г.); *г* – фактический (– – –) и прогнозный (————) гидрографы бассейна Танлвис (ливень 8 февраля 1974 г.) [37].


(а)
р. Гви
р. Гериг
р. Гви-Гериг
р. Ягo
р. Верхний Кифф
р. Нижний Кифф
р. Уай
(б)
р. Приток Хафрен
р. Нижний Хафрен
р. Верхний Хафрен
р. Северн
р. Танлвис
р. Нижний Хоур
р. Верхний Хоур
(в)
Расход на единицу ширины русла, м²·с⁻¹
1,5
1,0
0,5
0
4
8
12
16
20 ч
(г)
Расход на единицу ширины русла, м²·с⁻¹
1,5
1,0
0,5
0
4
8
12
16 ч

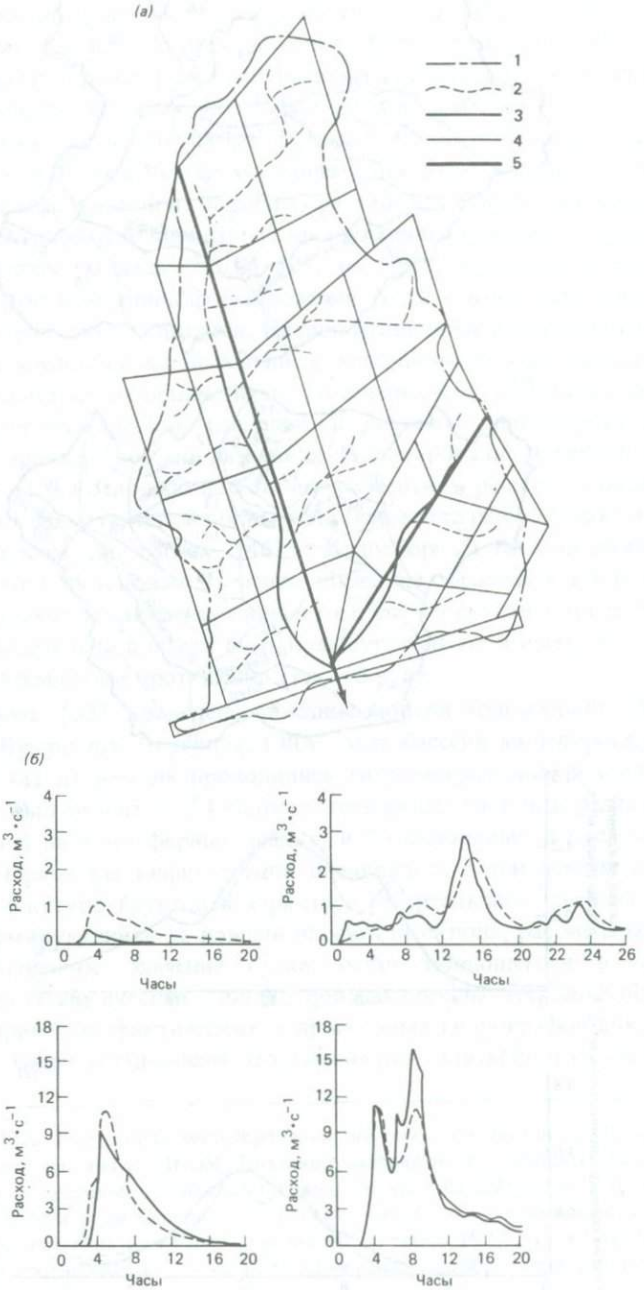

(а)
1
2
3
4
5
(б)
Расход, м³·с⁻¹
Часы
0 4 8 12 16 20
0 4 8 12 16 20 22 24 26
0 3 6 9 12 15 18

Рис. 13.9. Результаты моделирования водосборного бассейна Роки-Ран-Бранч площадью 224,6 га, шт. Виргиния, на модели FESHM. *а* – разбивка водосборного бассейна на конечные элементы; *б* – сопоставление фактических (———) и прогнозных (– – –) гидрографов [33]. *1* – линия водораздела; *2* – прерывистый водоток; *3* – постоянный водоток; *4* – граница элемента на склоне; *5* – граница элемента, проходящая по водотоку.

делировании крупных паводков, когда наиболее точно могут выполняться заложенные в модель предпосылки об избыточности инфильтрационного питания. Сложности, возникающие при моделировании систем с низкой интенсивностью дождевых осадков и стока, приписывались недостаточности предусмотренных моделью средств, которые имитировали бы повторную инфильтрацию стока, формирующегося на относительно непроницаемых единицах бассейна, на участках, сложенных более проницаемыми отложениями и расположенных ниже по склону. Этот тип систематической погрешности в прогнозных значениях, связанный с особенностями характеристик грунтов, отмечался также Смитом и Хеббертом [51], установившими ее наличие при решении гипотетической задачи.

13.3. Перспективы моделей с распределенными параметрами. В предыдущих разделах настоящей главы мы коснулись некоторых практических сложностей, связанных с использованием моделей с распределенными параметрами. Некоторые из этих сложностей носят экономический характер: основная часть денежных средств расходуется на разработку программных средств, машинные расчеты и проведение полевых исследований. Можно предположить, что в будущем эти затраты снизятся, поскольку капиталовложения на разработку базовых программных средств уже внесены, а стоимость технического обеспечения ЭВМ продолжает падать. Затраты на полевые измерения будут оставаться высокими, и эта тенденция останется негативной даже при проведении научно-исследовательских работ; полевые исследования будут проводиться в объеме, необходимом для удовлетворения потребностей в полевых замерах в процессе калибровки и анализа достоверности моделей с распределенными параметрами. Объединение полевых замеров и моделирования является ценным не только с позиции целей калибровки, но и для создания критического отношения к структуре модели. Со снижением затрат на создание моделей с распределенными параметрами в будущем они найдут более широкое применение. Остальная часть этой главы будет посвящена некоторым из наиболее важных методологических сложностей, которые должны быть преодолены.

13.3.1. Совершенствование описания модели. Описание рассмотренных выше физически обоснованных моделей, воспроизводящих поверхностный и подземный сток, является лишь грубым представлением процессов движения воды, протекающих в реальных условиях, даже несмотря на то, что на этих моделях могут быть получены хорошие прогнозы схожих потоков в контрольных лабораторных экспериментах. В современной практике применения моделей с распределенными параметрами имеет место тенденция к потере большого объема информации относительно природы реальных гидрогеологических процессов, происходящей главным образом из-за недостатка информации, носящей количественный характер. На модели могут задаваться, например, постоянные значения коэффициента шероховатости русла водотока, даже если мы понимаем, что этот параметр может изменяться в пространстве и во времени (например, при движении паводковых потоков). Аналогичным образом постоянными могут приниматься значения коэффициента фильтрации, несмотря на то что они обладают пространственной изменчивостью, а у грунтов, подверженных усадкам при просыхании, и временно́й изменчивостью. Из-за отсутствия соответствующей теории при моделировании пренебрегают процессами движения воды по каналам или макропорам, в качестве которых выступают трещины, ходы червей, каналы, оставленные корневой системой, и естественные трубки [5, 20]. Эффектами анизотропии коэффициента фильтрации часто пренебрегают, однако они могут играть важную роль в формировании стока. В качестве показательного примера анизотропного строения водоносного горизонта можно назвать эффект "соломенной крыши" [57]. Аналогичным образом зачастую не учитываются поверхностные трещины и другие неоднородности в структуре грунтов. Параметры рельефа в большинстве случаев обобщаются до такой предельной степени, чтобы при дальнейшей схематизации уже нельзя было различить, является ли склон сходящимся книзу или расходящимся. Такое упрощение проводится несмотря на то, что в ходе ряда обширных полевых исследований (см. обзорную работу [14]) было показано влияние конфигурации склона на формирование поверхностного и подземного стока. Из-за недостатка имеющейся информации может не учитываться влияние, оказываемое особенностями атмосферных осадков и других граничных условий.

Совершенно очевидно, что совершенствование описания модели может быть достигнуто только ценой *дополнительных затрат.* Дальнейшее повышение сложности моделей приводит к увеличению затрат на программные разработки и расчеты, а также к увеличению количества параметров, подлежащих калибровке. На современном уровне наших представлений о моделях с распределенными параметрами любые решения,

касающиеся соотношения между затратами и выгодами, появляющимися в случае улучшения структуры модели, принимаются главным образом на интуитивной основе. В перспективе разумное использование полевых замеров может сыграть важную роль в принятии таких решений и проверке того, выполняются ли в каждом конкретном случае предпосылки, заложенные в существующие ныне модели.

13.3.2. Неопределенность параметров и гидрогеологическое обоснование. Как отмечалось выше, экспериментальная калибровка параметров модели связана с проблемой опробования. Мы знаем, что определенные в полевых условиях значения параметров обладают пространственной изменчивостью (а в некоторых случаях и временной изменчивостью). В каких точках в ситуации, когда необходимо иметь более одного замера, должны проводиться измерения? Каким образом получаемая при этом информация должна использоваться в модели? Кроме того, если значения параметров оцениваются без проведения полевых замеров, насколько достоверными являются эти оценки? В любом случае необходимо давать себе отчет в том, что используемые в модели значения параметров сопряжены с некоторой степенью неопределенности. На практике в большинстве случаев снижение неопределенности или ее количественная оценка могут быть связаны с неэкономичным расходованием ресурсов. Следовательно, при разработке модельных прогнозов такого рода неопределенности должны приниматься во внимание, а модели более правильно следовало бы рассматривать не как детерминированные, а как стохастические.

В настоящее время имеются методы выработки стохастических прогнозов, хотя применительно к нелинейным моделям, воспроизводящим взаимодействующие процессы, такие методы разработаны слабо. В будущем полезными могут оказаться такие методы, как метод анализа первого порядка [21], метод Монте-Карло [19] и метод Розенблюта [22]. В каждом случае должен быть определен диапазон изменений или распределение значений каждого параметра, а также корреляция между значениями различных параметров. В большинстве случаев оценка диапазонов изменчивости параметров, дисперсии и степени взаимной корреляции проводится практически вслепую, несмотря на ограничения, вносимые имеющимися замерами и предшествующим опытом подобных оценок. В этой ситуации полезными могут оказаться анализ чувствительности и сосредоточение усилий на снижении неопределенности в значениях тех параметров, к которым модель чувствительна в наибольшей степени. Анализ чувствительности общего характера, предложенный Хорнбергером и Спиром [25], особо ценен для нелинейных моделей, однако является дорогостоящим для сложных моделей.

Все эти методы требуют большего числа машинных расчетов и позволяют получать модельные прогнозы, носящие вероятностный характер и тем самым отражающие неполноту наших знаний о закономерностях функционирования системы. Целью предстоящих исследований должно стать снижение итоговой неопределенности прогнозов путем совершенствования представлений о гидрогеологических процессах, изменчивости параметров и методах замеров. Более достоверные обоснованные оценки пространственной изменчивости реакции гидрогеологических условий системы будут обеспечиваться главным образом дистанционными методами, что послужит стимулом для создания моделей с распределенными параметрами и приведет к их дальнейшему совершенствованию [26].

В перспективе модели с распределенными параметрами найдут более широкое применение. Это будет связано в первую очередь с тем обстоятельством, что они в большей степени, чем любые другие модели, построены на строгой теоретической основе. Этот тезис таит в себе опасность в том случае, если такие модели используются неверно, в частности если калибровка значений параметров проводится на основании сопоставления фактических и расчетных гидрографов без какой-либо независимой проверки этих значений. Значения параметров, получаемые в результате таких оценок, могут не иметь физического смысла. Причиной этого могут служить нечувствительность модели к искомым параметрам, корреляция между параметрами, а также погрешности в исходных данных и граничных условиях. Вполне вероятно, что прогнозы реакции системы, получаемые на откалиброванной таким образом модели, будут отличаться от фактического поведения этой системы, наблюдающегося в реальных условиях [6]. Серьезная опасность отвлечения от гидрогеологической сущности моделируемых явлений связана с необдуманным применением моделей с распределенными параметрами. Это обусловливается тем простым обстоятельством, что теоретическая строгость моделей подобного типа может привести к некритическому отношению к результатам прогнозирования. В ходе предстоящих исследований необходимо изучить вопрос о том, каким образом можно достичь наиболее эффективного использования полевой информации при калибровке моделей с распределенными параметрами и начиная с какого момента дальнейшее получение информации становится неэкономичным или перестает быть необходимым.

Может сложиться такая ситуация, что обоснованное использование моделей с распределенными параметрами потребует необычайно обширной программы полевых исследований, которая явилась бы безусловно экономически нецелесообразной. Уэйнберг [55] приводит примеры та-

ких междисциплинарных разработок, затраты на которые намного превысили бы получаемую в результате их проведения выгоду. В этом смысле создание моделей с распределенными параметрами можно считать междисциплинарной проблемой. Это не должно нас останавливать в решении проблем как практического, так и методологического плана, связанных с моделями с распределенными параметрами. Как отмечает в этой связи Филип [42],

"... мы не должны отказываться от задачи достижения такого уровня представления относительно изучаемых нами систем, какого мы можем добиться в принципе. Мы можем не надеяться достичь понимания закономерностей функционирования детерминированных неоднородных систем до тех пор, пока вначале не поймем закономерности поведения однородных систем, после чего такое понимание будет достигнуто. Но мы не должны рассчитывать на достижение понимания поведения стохастических неоднородных систем без предварительно достигнутого понимания закономерностей функционирования систем детерминированных (с. 447)".

Литература

1. *Betson R.P.* (1979) A geomorphic model for use in streamflow routing. Water Resources Res., **15**, 96–101.
2. *Beven K.J.* (1977) Hillslope hydrographs by the finite element method. Earth Surface Processes, **2**, 13–28.
3. *Beven K.J.* (1979) On the generalised kinematic routing method. Water Resources Res. **15**(5), 1238–1242.
4. *Beven K.J., Dunne T.* (1982) Modeling the effect of runoff processes on snowmelt hydrographs. In: *Singh V.P.* (ed.), Rainfall – Runoff Relationship. Littleton, Colo.: Water Resource Publications. pp. 277–284.
5. *Beven K.J., Germann P.F.* (1982) Macropores and water flow in soils. Water Resources Res., **18**(5), 1311–1325.
6. *Beven K.J., Kirkby M.J.* (1979) A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. Hydrol. Sci. Bull., **24**(1), 43–69.
7. *Beven K.J., O'Connell P.E.* (1982) On the role of distributed models in hydrology. Institute of Hydrology Report 81, Willingford, UK.
8. *Beven K.J., Warren R., Zaoui J.* (1980) SHE: towards a methodology for physically-based distributed forecasting in hydrology. In: Hydrological Forecasting. IAHS Publication 129, pp. 133–137.
9. *Borah D.K., Prasad S.N., Alonso C.V.* (1980) Kinematic wave routing incorporating shock fitting. Water Resources Res., **16**(3), 529–541.
10. *Brooks R.H., Corey A.T.* (1964) Hydraulic properties of porous media. Hydrology Paper No. 3, Dept. Civil Engineering, Colorado State University, Fort Collins, Colo.
11. *Childs E.C.* (1969) The Physical Basis of Soil Water Phenomena. London: Wiley.
12. *Dagan G.* (1979) Models of groundwater flow in statistically homogeneous porous formations. Water Resources Res., **15**(1), 47–63.

13. *DeCoursey D.G.* (1982) ARS Small Watershed Model. Am. Soc. Agric. Eng. Paper 82–2094, presented at summer meeting 1982, at University of Wisconsin-Madison.
14. *Dunne T.* (1978) Field studies of hillslope flow processes. In: *Kirkby M.J.* (ed.), Hillslope Hydrology, London: Wiley, pp. 227–294.
15. *Engman E.T., Rogowski A.S.* (1974) A partial area model for storm flow synthesis. Water Resources Res., **10**(3), 464–472.
16. *Freeze R.A.* (1971) Three-dimensional transient, saturated-unsaturated flow in a groundwater basin. Water Resources Res., 7(2), 347–366.
17. *Freeze R.A.* (1980) A stochastic – conceptual analysis of rainfall-runoff processes on a hillslope. Water Resources Res., **16**(2), 391–408.
18. *Freeze R.A., Harlan R.L.* (1969) Blue print for a physically-based digitally simulated hydrologic response model. J. Hydrol., **9**, 237–258.
19. *Gardner R.H., Huff D.D., O'Neill R.V., Mankin J.B., Carnin J., Jones J.* (1980) Application of error analysis to a marsh hydrology model. Water Resources Res., **16**, 201–209.
20. *Gilman K., Newson M.D.* (1980) Soil Pipes and pipeflow. A hydrological study in upland Wales. Norwich, UK: Geobooks.
21. *Goren D.G., Burges S.J.* (1981) Approximate error bounds for simulated hydrographs. J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng., **107**, 1519–1534.
22. *Guymon G.L., Harr M.E., Berg R.L., Hromadka T.V.* (1981) A probabilistic – deterministic analysis of one-dimensional ice segregation in a freezing soil column. Cold Regions Sci. Technol., **5**, 127–140.
23. *Hewlett J.D., Troendle C.A.* (1975) Non-point and diffused water sources: a variable source area problem. In: Watershed Management. New York: American Soc. Civ. Eng.
24. *Holtan H.N.* (1961) A concept of infiltration estimates in watershed engineering. U.S. Dept. Agric., Agric. Res. Serv. Report 41–51.
25. *Hornberger G.M., Spear R.C.* (1981) An approach to the preliminary analysis of environmental systems. J. Environ. Mgmt., **12**, 7–18.
26. *Huff D.D., Kelly J.M., Sapp C.D.* (1982) An evaluation of remote sensing methods for study of variable hydrologic source areas. Publication No. 1974, Environmental Sciences Div., Oak Ridge National Lab., Oak Ridge, Tennessee.
27. *Huggins L.F., Monke E.J.* (1968) A mathematic model for simulating the hydrologic response of a watershed. Water Resources Res., **4**(3), 529–539.
28. *Jayawardena A.W., White J.K.* (1977) A finite element distributed catchment model I. Analytical basis. J. Hydrol., **34**, 269–286.
29. *Jayawardena A.W., White J.K.* (1979) A finite element distributed catchment model II. Application to real catchments. J. Hydrol., **42**, 231–249.
30. *Jonch-Clausen T.* (1979) Système Hydrologique Européen: a short description. SHE Report 1, Danish Hydraulics Institute, Horsholm, Denmark.
31. *Kutchment L.S.* (1980) A two-dimensional rainfall – runoff model: identification of parameters and possible use for hydrological forecasts. In: Hydrological Forecasting. IAHS Publication 129, pp. 215–219.
32. *Lane L.J., Woolhiser D.A.* (1977) Simplifications of watershed geometry affecting simulation of surface runoff. J. Hydrol., **35**, 173–190.
33. *Li E.A., Shanholtz V.O., Contractor D.N., Carr J.C.* (1977) Generating rainfall excess based on readily determinable soil and landuse characteristics, Trans. Am. Soc. Agric. Eng., **20**, 1070–1078.
34. *Liggett J.A., Woolhiser D.A.* (1967) Difference solutions of the shallow-water equation. J. Eng. Mech. Div. Proc. Am. Soc. Civ. Eng., **93** (EM2), 39–71.

35. *Lui P.L.F., Liggett J.A.* (1979) Boundary solutions to two problems in porous media. J. Hydraul. Div. Proc. Am. Soc. Civ. Eng., **105** (HY3), 171-183.
36. *McCuen R.H., Rawls W.J., Brakensiek D.L.* (1981) Statistical analysis of the Brooks – Corey and Green –Ampt parameters across soil textures. Water Resources Res., **17**, 1005–1013.
37. *Morris E.M.* (1980) Forecasting flood flows in grassy and forested basins using a deterministic distributed mathematical model. In: Hydrological Forecasting, IAHS Publication 129, pp. 247–255.
38. *Morris E.M., Woolhiser D.A.* (1980) Unsteady one-dimensional flow over a plane: partial equilibrium and recession hydrographs. Water Resources Res., **16**, 355–360.
39. *Mualem Y.* (1976) Hysteretical models for prediction of the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resources Res., **12**(6), 1248–1254.
40. *Narasimhan T.N., Witherspoon P.A.* (1977) Numerical model for saturated-unsaturated flow in deformable porous media. I. Theory. Water Resources Res., 13(3), 657–664.
41. *Nielsen D.R., Biggar J.W., Erh K.T.* (1973) Spatial variability of field-measured soil-water properties. Hilgardia, **42**(7), 215–260.
42. *Philip J.R.* (1980) Field heterogeneity: some basic issues. Water Resources Res., **16**(2), 443–448.
43. *Pinder G.F., Gray W.G.* (1977) Finite Element Simulation in Surface and Subsurface Hydrology, New York Academic Press.
44. *Ponce V.M., Liu R.M., Simons D.B.* (1978) Applicability of kinematic and diffusion models. J. Hydraul. Div., Proc. Am. Soc. Civ. Eng., **104**, 353–360.
45. *Remson I., Hornberger G.M., Molz F.J.* (1971) Numerical methods in subsurface hydrology, New York: Wiley.
46. *Ross B.B., Contractor D.N., Shanholz V.O.* (1979) A finite element model of overland and channel flow for assessing the hydrological impact of land-use change. J. Hydrol., **41**, 11–30.
47. *Rovey E.W., Woolhiser D.A., Smith R.E.* (1977) A distributed kinematic model of upland watersheds. Hydrology Paper 93, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
48. *Russo D., Bresler E.* (1981) Soil hydraulic properties as stochastic processes: I. An analysis of field spatial variability. Soil Sci. Soc. Am. J., **45**(4), 682–687.
49. *Rutter A.J., Morton A.J., Robins P.C.* (1971) A predictive model of rainfall interception in forests. I. Derivation of the model from observations on a plantation of Corsican pine. Agric. Met., **9**, 367–384.
50. *Shanholz V.O., Ross B.B., Carr J.C.* (1981) Effect of spatial variability on the simulation of overland and channel flow. Trans. Am. Soc. Agric. Eng., **23**, 124–133 and 138.
51. *Smith R.E., Hebbert R.H.B.* (1979) A Monte Carlo analysis of the hydrologic effects of spatial variability of infiltration. Water Resources Res., **15**, 419–429.
52. *Smith R.E., Woolhiser D.A.* (1971) Overland flow on an infiltrating surface. Water Resources Res., **7**(4), 899–913.
53. *Stephenson G.R., Freeze R.A.* (1974) Mathematical simulation of subsurface flow contributions to snowmelt runoff, Reynolds Creek Watershed, Idaho. Water Resources Res., **10**(2), 284–298.
54. *Wang H.F., Anderson M.P.* (1981) Introduction to Groundwater Modeling, San Francisco: Freeman.

55. *Weinberg A.M.* (1972) Science and trans-science. Minerva, **10**, 209–222.
56. *Weinmann P.E. Laurenson E.M.* (1979) Approximate flood routing methods: a review. J. Hydraul. Div. Proc. Am. Soc. Civ. Eng., **105**(HY12), 1521–1536.
57. *Zaslavsky D., Sinai G.* (1981) Surface hydrology. J. Hydraul. Div. Proc. Am. Soc. Civ. Eng., **107**(HY1), 1–93.

14. Моделирование руслового стока

Д.Л. Фрид

14.1. Введение. Метод моделирования руслового стока представляет собой математический метод (модель), предназначенный для прогнозирования изменений размеров, скорости распространения и формы волны паводка по мере ее продвижения по водотокам: каналам, рекам, водохранилищам и эстуариям. Формирование волны паводка может быть связано с атмосферными осадками (дождем или стоком, образующимся в результате таяния снега), а также с приливными явлениями (обусловленными астрономическими факторами и/или ветровой деятельностью).

На протяжении длительного времени оценка интенсивности руслового стока играла для человека жизненно важную роль. Это было связано с тем, что для решения проблем, связанных с совершенствованием системы водного транспорта, функционирующего на искусственно созданных и природных водотоках, а также для выработки необходимых мероприятий с целью защиты жизни и личной собственности населения от возможных последствий наводнений люди пытались прогнозировать характерные особенности паводковой волны. Математические методы прогнозирования распространения волн разрабатываются начиная с XIX в.

В этот период была сформулирована фундаментальная теория одномерного анализа распространения волны паводка; определенным вкладом в эту теорию явилась опубликованная в 1871 г. работа Сент-Венана. Однако из-за математической сложности теоретически обоснованных Сент-Венантом уравнений для получения приемлемых решений, описывающих характерные параметры волны, возникла необходимость в упрощении этих уравнений, в связи с чем в последующем в литературе появилось множество упрощенных методов анализа паводкового стока. Лишь в течение последних 25 лет с появлением быстродействующей электронно-вычислительной техники создалась возможность для приемлемого решения уравнений Сент-Венана в том виде, в каком они были им получены.

D.L. Fread, Hydrologic Research Laboratory, National Weather Service, NOAA.

14.1.1. Круг вопросов, рассматриваемых в настоящей главе. В начале этой главы приводится обзор различных типов одномерных моделей руслового стока. Затем дается детальное описание одной из таких моделей (FLDWAV), являющейся типичной для современного уровня разработок в данной области. Эта модель имеет широкую сферу применения и приемлемые требования к вычислительным средствам и является популярной среди многих гидрологов и инженеров. Кроме того, она служит общей схемой, с помощью которой могут быть описаны многие особенности паводкового стока и разработаны соответствующие расчетные методы. В заключение высказаны некоторые предположения относительно возможных проблем и перспективных направлений развития методов анализа руслового стока.

Все математические символы, использующиеся в рамках данной главы, поясняются при первом их упоминании.

14.2. Краткий обзор моделей руслового стока. За период, прошедший со времени опубликования работ таких выдающихся ученых как Ньютон [75], Лаплас [61], Пуассон [78], Буссинеск [11] и главным образом Сент-Венант [90], который получил одномерные уравнения неустановившегося течения, и до настоящего времени по сути дела заложены теоретические основы анализа руслового стока. Исходная система уравнений Сент-Венанта состоит из уравнения сохранения массы

$$\frac{\partial(AV)}{\partial x}+\frac{\partial A}{\partial t}=0 \qquad (14.1)$$

и уравнения сохранения моментов

$$\frac{\partial V}{\partial t}+V\frac{\partial V}{\partial x}+g\left(\frac{\partial h}{\partial x}+S_f\right)=0, \qquad (14.2)$$

где t – время, x – расстояние по продольной оси водотока, A – площадь поперечного сечения водотока, V – скорость, g – постоянная ускорения силы тяжести, h – положение водной поверхности относительно некоторой плоскости сравнения, S_f – угол трения, который можно оценить по эмпирической формуле, описывающей установившееся движение жидкости, в частности с помощью уравнений Шези или Маннинга. Приведенные зависимости представляют собой квазилинейные гиперболические уравнения в частных производных с двумя зависимыми (V и h) и двумя независимыми (x и t) параметрами. A является известной функцией от h, а S_f – известной функцией от V и h. Аналитическим способом эти уравнения решить невозможно. Различные варианты уравнений Сент-Венанта можно найти в работах Стоукера [94], Шоу [16], Хендерсона [50], Стрелкова [96] и Лиггетта [63].

Ввиду сложности уравнений Сент-Венанта их решение являлось недостижимым, в связи с чем продолжали разрабатываться различные упрощенные аппроксимации, описывающие распространение паводковой волны. Превосходный обзор работ, выполненных в этом направлении, составлен Миллером и Евевичем [73]. Упрощенные методы решения уравнений Сент-Венанта можно разделить на следующие классы: 1) чисто эмпирические методы; 2) методы линеаризации уравнений Сент-Венанта; 3) гидрологические методы, т. е. методы, основанные на законе сохранения массы и приближенных соотношениях между расходом и емкостью; 4) гидравлические методы, т. е. методы, основанные на законе сохранения массы и упрощенной форме уравнения сохранения моментов. В последние годы в результате успехов в развитии компьютерной техники и появления более совершенных численных методов расчетов экономически доступной стала пятая категория моделей паводкового стока – моделей, основанных на решении полных уравнений Сент-Венанта. Далее кратко рассматриваются некоторые модели, относящиеся к каждой из этих пяти категорий.

14.3. Эмпирические модели. Существует ряд моделей стока, построенных на чисто эмпирической основе – интуиции и результатах предшествующих наблюдений за паводковыми волнами. Применение эмпирических моделей ограничивается ситуациями, когда имеющейся информации о притоках и разгрузках на некоторых отрезках водотока достаточно для калибровки основных эмпирических зависимостей или коэффициентов стока. Наилучшие результаты на этих моделях получаются в случае, когда они используются применительно к рекам с медленно изменяющимися расходами и пренебрежимо малыми латеральными притоками и возвратными течениями. Они требуют минимальных затрат вычислительных ресурсов и наряду с этим большого объема работ для получения эмпирических параметров.

14.3.1. Модели запаздывания. Запаздывание определяется как разница во времени между притоком и разгрузкой некоторой порции воды в пределах данного отрезка водотока. Согласно разработанному Татумом [99] методу последовательной оценки среднего запаздывания, принимается, что если двигаться вниз по течению, то можно найти точку, в которой расход (I_2) в момент времени (t_2) равен среднему расходу, т. е. $(I_1 + I_2)/2$. Татум [99] установил, что количество последовательных средних в пределах некоторого отрезка водотока приблизительно равно времени пробега волны, деленному на длину отрезка. Расход (O) в замыкающем створе отрезка рассчитывается как

$$O_{n+1} = C_1 I_1 + C_2 I_2 + \ldots C_{n+1} I_{n+1}, \qquad (14.3)$$

где n – количество подотрезков (последовательных средних) в пределах данного отрезка водотока. Коэффициенты стока, с которыми оперирует этот метод, можно получить в соответствии с подходом; предложенным Татумом, или оценить методом проб и ошибок по гидрографам на головном и замыкающем створах данного отрезка. Коэффициенты стока, входящие в уравнение (14.3), можно также определить путем корреляции гидрографов, полученных на входе и выходе отрезка методом наименьших квадратов [68]. Аналогичная модель запаздывания, известная под названием метода постепенной оценки среднего запаздывания, была рассмотрена Харрисом [48].

14.3.2. Эталонные соотношения. Эмпирические зависимости, представляющие собой отношения расходов в нижней точке течения к расходам через головной створ, известные под названием эталонных соотношений, описываются в работе [68]. Эталонные соотношения могут выступать как отношения расходов, отметок уреза воды или сочетания этих параметров. В эмпирических зависимостях подобного типа автоматически учитывается влияние латерального притока воды.

14.4. Линеаризованные модели. Сложность уравнений Сент-Венанта побудила многих ученых и инженеров искать упрощенные формы их записи с тем, чтобы получить их решение. При этом либо полностью игнорировались наименее существенные нелинейные члены этих уравнений, либо (или одновременно) проводилась линеаризация оставшихся нелинейных членов. Получаемые таким образом достаточно простые формы записи уравнений могут интегрироваться аналитическими методами и решаться относительно скорости и отметок уреза воды для любой пары значений (x, t) при сравнительно малых затратах вычислительных ресурсов. Обычно в таких упрощенных формах записи уравнений Сент-Венанта принимаются следующие предпосылки: 1) игнорируется второй член в уравнении (14.2); 2) принимается постоянной (чаще прямоугольной) площадь поперечного сечения водотока; 3) принимается постоянным (часто равным нулю) уклон русла водотока; 4) член уравнения, содержащий угол трения, линеаризуется по отношению к скорости и глубине потока; 5) считается, что латеральный приток отсутствует; 6) принимается, что движущаяся волна паводка имеет простую конфигурацию, поддающуюся аналитическому описанию. Перечисленные упрощения обычно накладывают жесткие ограничения на условия, в которых решения остаются справедливыми. Конкретная линеаризованная модель может применяться лишь в рамках предпосылок, принятых при ее обосновании. Наиболее широкими возможностями обладает линеаризованная модель Харли [46], основанная на уравнениях Сент-Венанта в их полном

виде, однако и она неприменима в случае, когда в связи с наличием приливных явлений, значительных латеральных притоков, плотин, мостов и неправильным поперечным сечением водотока существуют возвратные течения.

14.4.1. Классические модели волны. Пренебрегая латеральным притоком, сопротивлением трению и нелинейными членами $V\partial A/\partial x$ и $V\partial V/\partial x$, входящими соответственно в уравнения (14.1) и (14.2), можно получить следующие классические линейные уравнения волны:

$$\frac{\partial^2 V}{\partial t^2} = gD\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} \quad \text{и} \cdot \quad \frac{\partial^2 h}{\partial t^2} = gD\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}, \tag{14.4}$$

где D – средняя глубина потока. Аналитические решения уравнений (14.4) имеют следующий вид [1] :

$$V = C_1'(x - \sqrt{gD}t) + C_2'(x + \sqrt{gD}t), \tag{14.5}$$

где C'_1 и C'_2 есть функции, определяющиеся начальными и граничными условиями стока.

Кроме того, принимая поперечное сечение водотока прямоугольным, уклон русла равным нулю, линеаризуя член, включающий характеристику трения, и пренебрегая членом $V\partial V/\partial x$, после объединения результирующих упрощенных форм уравнений (14.1) и (14.2) и отбрасывания h можно получить следующее уравнение:

$$gD\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 V}{\partial t^2} + gC_0'\frac{\partial V}{\partial t}, \tag{14.6}$$

где C'_0 – некая константа, зависящая от линеаризованного члена, включающего характеристику трения. Уравнение (14.6) записано в виде хорошо изученного уравнения-свертки [27] .

14.4.2. Простые модели пульсирующего отклика. Для разработки методов оценки стока использовалась теория линейных систем [25] . В соответствии с этим подходом принимается, что модель стока представляет собой систему линейных емкостей, связанных системой линейных водотоков. Согласно теории линейных систем, любую линейную систему можно исчерпывающе и единственным образом описать по ее одиночному импульсному отклику на внешнее воздействие. Зная этот одиночный импульсный отклик, для всех возможных входных воздействий можно определить все возможные выходы системы. Соотношение между входами и выходами описывается интегралом-сверткой

$$O(t) = \int_0^t I(t)H(t - \tau')d\tau', \tag{14.7}$$

где $O(t)$ – искомый расход, $I(t)$ – приток, $H(t-\tau')$ – единичный импульсный отклик. Единичный импульсный отклик линейной емкости с распределенными параметрами, согласно Меддоузу [69], определяется как

$$H_N(x,t)=\frac{1}{N}\sum_{m=1}^{N}\frac{e^{-(t-m\tau')/K}}{K\Gamma(m)}\left(\frac{t-m\tau'}{K}\right)^{m-1}\quad\ldots\ t>mt', \tag{14.8}$$

где N – количество линейных элементов, $\Gamma(\ )$ – гамма-функция, K – характерная временная константа линейной емкости, τ – временная константа. Параметры k и τ получаются с использованием процедуры калибровки, описанной Меддоузом. Подобный подход к анализу стока с помощью функции одиночного отклика и представлений об одиночной линейной емкости применялся Зауэром [91]. Этот подход аналогичен методу анализа единичного гидрографа, который применяется гидрологами для расчета ливневого стока. Кроме того, он близок к методам запаздывания.

14.4.3. Линеаризованные модели, основанные на исходных уравнениях Сент-Венанта. Линеаризованные модели, основанные на уравнениях Сент-Венанта в том виде, в каком они были получены автором, разрабатывались Лайтхиллом, Уитемом и Харли [65, 46]. Если уравнения (14.1) и (14.2) переписать для единицы ширины русла в терминах единичной разгрузки q' и глубины водотока y, а затем объединить их и линеаризовать относительно эталонной скорости течения ($V_0 = q'_0/y_0$), получим следующее линеаризованное уравнение:

$$(gy_0^3-V_{0)}^2\frac{\partial^2 q'}{\partial x^2}-2V_0\frac{\partial^2 q'}{\partial x\partial t}-\frac{\partial^2 q'}{\partial t^2}=3gS_0\frac{\partial q'}{\partial qx}+2g\frac{S_0}{V_0}\frac{\partial q'}{\partial t}, \tag{14.9}$$

где S_0 – уклон русла водотока. Харли с соавторами [47] получили следующее выражение для функции одиночного отклика, входящей в уравнение (14.9):

$$H(x,t)=e^{-Px}\,\delta(t-x/C_1)+h'(x/C_1-x/C_2)e^{sx-rt}\,I[2h'm']/m', \tag{14.10}$$

где

$$C_1=V_0+\sqrt{gy_0}, \tag{14.11}$$

$$C_2=V_0-\sqrt{gy_0}, \tag{14.12}$$

$$F=V_0/\sqrt{gy_0}, \tag{14.13}$$

$$P=S_0(2-F)/[2y_0(F^2+F)], \tag{14.14}$$

$$r=S_0V_0(2+F^2)/(2y_0F^2), \tag{14.15}$$

$$s = S_0/(2y_0), \tag{14.16}$$

$$h' = S_0 V_0 [(4 - F^2)(1 - F^2)]^{1/2}/(4y_0 F^2), \tag{14.17}$$

$$m' = [(t - x/C_1)(t - x/C_2)]^{1/2} \tag{14.18}$$

и I [ ] – функция Бесселя первого порядка и первого рода, δ – дельта-функция. Эта модель напоминает более простую аналоговую модель диффузии, разработанную Хаями [16], однако в отличие от нее не обладает тенденцией к завышению оценок затухания волны паводка. Точность этой модели в значительной степени зависит от принятого эталонного значения расхода.

14.4.4. Модели, основанные на методе множественной линеаризации. В работе [57] приведено описание усовершенствованного метода, предназначенного для линеаризации моделей. Здесь предлагается метод множественной линеаризации для полной линеаризованной модели Харли и аналоговой модели диффузии Хаями [16]. Авторы метода считают, что последняя модель является более практичной.

14.5. Гидрологические модели. Крупные программы по регулированию речного стока, появившиеся в начале нынешнего столетия, послужили толчком для развития исследований в области упрощенных методов анализа паводкового стока. Начали разрабатываться так называемые гидрологические модели. Они основаны на уравнении сохранения массы (14.1), которое можно переписать в следующем виде:

$$I - O = \Delta S/\Delta t, \tag{14.19}$$

где ΔS – изменение емкости в пределах данного отрезка водотока в течение некоторого промежутка времени Δt. Принимается, что емкость (S) связана с притоком (I) и (или) оттоком (O), т. е.

$$S = K[XI + (1 - X)O], \tag{14.20}$$

где K – некоторая емкостная константа, имеющая размерность времени (секунды), и X – некоторый весовой коэффициент, $0 \leqslant X \leqslant 1$. Все гидрологические модели применимы лишь в тех случаях, когда соотношение между глубиной и расходом является однозначным. Следовательно, эти модели не учитывают наличия возвратных течений, связанных с приливными явлениями, существенным поступлением воды из притоков, плотинами и мостами. Они не вполне пригодны также для водотоков, имеющих очень малый уклон русла, где могут существовать циклические графики зависимости глубины и расхода водотока. Большинство гидрологических моделей могут также применяться лишь в тех случаях,

когда имеются фактические гидрографы на головном и замыкающем створах. Когда фактические гидрографы используются для калибровки коэффициентов стока, изменения конфигурации волны паводка за период наблюдений не учитываются, т. е. получаемые в результате калибровки модели значения коэффициентов стока отражают лишь усредненную конфигурацию волны. В общем случае гидрологические модели содержат два параметра, подлежащие калибровке. В качестве критерия при проведении такой калибровки обычно используется точность воспроизведения на модели скорости распространения волны паводка и характера затухания амплитуды.

14.5.1. Емкостные модели стока. Емкостные модели стока [85, 39] были получены в предпосылке, что параметр X, входящий в уравнение (14.20), равен нулю, т. е. что емкость зависит только от разгрузки. Переписав уравнение (14.19) в виде среднеарифметических конечных разностей, получим следующую емкостную модель стока:

$$\frac{I_1 + I_2}{2} - \frac{O_1 + O_2}{2} = \frac{S_2 - S_1}{\Delta t}, \tag{14.21}$$

которая иначе может быть записана как

$$\frac{2S_2}{\Delta t} + O_2 = I_1 + I_2 + \frac{2S_1}{\Delta t} - O_1. \tag{14.22}$$

Это уравнение может быть решено методом пошагового поиска относительно левой части, поскольку O_1 и S_1 есть величины, известные на момент времени $t = 0$. Расход в замыкающем створе некоторого отрезка O_2 можно определить по зависимости $S_2 = f(0)$, получаемой на основании анализа входного и выходного гидрографов.

14.5.2. Модель Маскингама. Если уравнение (14.20) с ненулевыми значениями K и X применить к зависимости, описывающей емкости, и подставить его в уравнение (14.21), получим следующее выражение для расчета O:

$$O_2 = C_1 I_2 + C_2 I_1 + C_3 O_1 + C_4, \tag{14.23}$$

где

$$C_0 = K - KX + \Delta t/2, \tag{14.24}$$

$$C_1 = -(KX - \Delta t/2)/C_0, \tag{14.25}$$

$$C_2 = (KX + \Delta t/2)/C_0, \tag{14.26}$$

$$C_3 = (K - KX - \Delta t/2)/C_0, \tag{14.27}$$

$$C_4 = 0{,}5(q_1 + q_2)\ \Delta x\ \Delta t/C_0. \tag{14.28}$$

Широко использующаяся в настоящее время модель стока Маскингама, впервые описанная в работе [71], представляет собой уравнение (14.23), дополненное членами, учитывающими эффекты латерального притока q вдоль отрезка русла протяженностью Δx. Параметры K и X определяются на основании анализа гидрографов, относящихся к головному и замыкающему створам отрезка, с использованием одного из следующих методов [92]: 1) метода наименьших квадратов или соответствующего ему графического метода, 2) метода моментов, 3) метода накопленных разностей, 4) прямого оптимизационного метода. Описание модели Маскингама и ее модификаций приведено во многих публикациях, в частности в работах [68, 74, 24, 98, 26].

14.5.3. Модель Маскингама – Кунга. Модель Маскингама была существенно усовершенствована Кунгом [21]. Кунг, основываясь на предпосылке об однозначной зависимости между глубиной потока и его расходом и используя классическое уравнение кинематической волны (см. уравнение (14.43)) и приближенный неявный четырехточечный конечно-разностный метод, вывел уравнение (14.23). В принципе уравнение (14.23) то же, что и (14.43), но K и X определяются следующими выражениями:

$$K = \Delta x/c, \tag{14.29}$$

$$X = 0.5[1 - q_0'/(cS_0\,\Delta x)], \tag{14.30}$$

где

$$c = \mathrm{d}Q/\mathrm{d}A. \tag{14.31}$$

здесь c – скорость распространения кинематической волны, соответствующая эталонному расходу через единицу ширины русла q_0', Δx – длина отрезка, S_0 – уклон дна русла. Уравнение (14.31) можно записать в ином виде, т. е.

$$c = 1.27\beta S_0^{0.3}/(q_0'^{\,0.4} n^{0.6}), \tag{14.32}$$

где

$$\beta = 5/3 - 2/3\,\frac{A_0}{B_0^2}\,\mathrm{d}B/\mathrm{d}y. \tag{14.33}$$

Здесь A_0 – площадь поперечного сечения, соответствующая общему эталонному расходу Q_0, B_0 – ширина русла, соответствующая Q_0, y – глубина потока. Для описания соотношения между трением, глубиной потока и скоростью используется уравнение Маннинга. В зависимости от формы поперечного сечения русла значения β могут изменяться в диапазоне $1 < \beta \leqslant 5/3$. Выбор соответствующего временного шага (Δt) проводится в соответствии со следующей зависимостью:

$$\Delta t = T_r/M, \tag{14.34}$$

где T_r – время нарастания расхода на головном створе, M – некоторое целое число, варьирующее в диапазоне от 5 до 20 в зависимости от степени изменчивости гидрографа, относящегося к этому створу. Точность решения зависит от выбора шага по пространству Δx; Значение этого параметра связано с Δt и ограничивается следующим неравенством [79]:

$$\Delta x \leqslant 0{,}5[c\Delta t + q_0'/(cS_0)]. \qquad (14.35)$$

Хотя для определения коэффициентов стока, входящих в модель Маскингама – Кунга, не требуются фактические гидрографы, относящиеся к головному и замыкающему створам, необходимые для определения параметров модели Маскингама, лучшие результаты получаются в случае, если скорость распространения волны c определяется на основании фактических данных о стоке. Кроме того, применимость этой модели ограничивается ситуациями, когда возвратные течения являются несущественными, а кривые расхода воды не имеют значимых циклических компонент.

В последние годы модель Маскингама – Кунга вызвала большой интерес у специалистов [72, 104] как достаточно универсальная и в то же время простая модель стока. Коуссис, Понс и Евевич [59, 81] усовершенствовали эту модель, введя переменные параметры c и B, описывающие изменяющийся во времени расход Q. Еще одна модель, аналогичная модели Маскингама в модификации Кунга, была предложена Коуссисом [59].

14.5.4. Модель Калинина – Милюкова. Одной из модификаций модели Маскингама является модель Калинина – Милюкова [72], разработанная в 1958 г. в СССР. Эта модель выглядит следующим образом:

$$O_2 = O_1 + (I_1 - O_1)K_1 + (I_2 - I_1)K_2, \qquad (14.36)$$

где

$$K_1 = 1 - e^{-c\Delta t/\Delta x}, \qquad (14.37)$$

$$K_2 = 1 - K_1\Delta x/(c\Delta t), \qquad (14.38)$$

$$\Delta x = O/S_0(\Delta y/\Delta O). \qquad (14.39)$$

Здесь $\Delta y/\Delta O$ – угол наклона графика зависимости расхода воды от глубины потока. Уравнение (14.36) идентично модели Маскингама, если в ней провести замены: $K = \Delta x/c$ и $X = 0$.

Еще одной модификацией модели Маскингама является модель стока SSARR [99], которая, как показано Миллером и Кунгом [72], аналогична модели Маскингама при условии $X = 0$.

14.5.5. Модель запаздывания и стока. Еще одной гидрологической емкостной моделью стока является модель Lag and K [68]. Первым делом на этой модели вычисляется запаздывание поступившего через верхний створ объема воды, а затем, подставляя соотношение $S_2 - S_1 = K(O_2 - O_1)$ в уравнение (14.21) и переписывая его относительно O_2, определяется расход O_2 в момент времени t_2, т. е.

$$O_2 = [I_1 + I_2 - O_1(1 - 2K/\Delta t)]/(1 + 2K/\Delta t). \qquad (14.40)$$

Степень запаздывания и параметр K могут приниматься постоянными либо задаваться соответственно как функции притока и оттока. Другая модель, оперирующая параметрами запаздывания и стока, была предложена Куиком и Пайпсом [86].

14.6. Упрощенные гидравлические модели. С развитием электронно-вычислительной техники появилась возможность для разработки другой группы моделей стока — моделей, основанных на использовании уравнения (14.1) и различных упрощенных вариантов уравнения (14.2). В зависимости от того какие члены остаются в уравнении (14.2), среди них различают кинематические, диффузионные и квазистационарные модели. Не так давно появилась работа Понса с соавторами [83], в которой он рассмотрел диапазон применимости кинематических и диффузионных моделей, использовав для этой цели метод линейного анализа устойчивости конечно-разностной формы уравнений Сент-Венана. Эти авторы сопоставили коэффициенты затухания и скорости распространения волн и пришли к выводу, что диапазон применимости этих моделей определяется уклоном русла и формой волны. В целом кинематические модели в большей степени предназначены для воспроизведения поверхностного стока на относительно крутых склонах или речного стока в руслах с большим уклоном и медленным подъемом паводка. Диффузионные модели имеют более широкий диапазон применимости и способны воспроизводить сток в реках с более пологим уклоном русла. Однако все же остается много реально существующих ситуаций, когда небольшой уклон русла и форма паводковой волны делают не применимыми ни диффузионную, ни кинематическую аппроксимацию. Такие случаи должны описываться уравнениями Сент-Венанта в их полном виде.

14.6.1. Кинематическая модель. Интерес к кинематическим моделям возник, начиная с работы Лайтхилла и Уитема [65]. За время, прошедшее с момента выхода этой работы, было предложено множество вариантов кинематической модели, однако основная предпосылка, использовавшаяся при их разработке, была общей: принималось, что уравнение

(14.2) можно упростить и свести к следующему выражению:

$$S_f - S_0 = 0, \tag{14.41}$$

где $\partial h/\partial x = \partial y/\partial x - S_0$. Уравнение (14.41) означает, что момент неустановившегося движения жидкости принимается равным моменту установившегося однородного потока, описываемого уравнением Шези или Маннинга или каким-либо аналогичным выражением, в котором расход является однозначной функцией глубины, т. е. $\partial A/\partial Q = \mathrm{d}A/\mathrm{d}y = 1/c$, где Q – разгрузка (расход) c – скорость кинематической волны, определяемая в соответствии с уравнениями (14.31) или (14.32). Кроме того, поскольку

$$\frac{\partial A}{\partial t} = \frac{\partial A}{\partial Q}\frac{\partial Q}{\partial t} \tag{14.42}$$

и $Q = AV$, уравнение (14.1) можно переписать в форме классического кинематического уравнения

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + c\frac{\partial Q}{\partial x} = 0, \tag{14.43}$$

которое может быть решено явными или неявными конечно-разностными методами, причем последние применительно к задачам речного стока обладают более высокой эффективностью. Применимость модели кинематической волны ограничивается случаями, когда существуют однозначные зависимости между глубиной водотока и расходом воды, а возвратные течения являются несущественными, поскольку, согласно кинематическим моделям, нарушения потока могут эволюционировать лишь вниз по потоку. Помимо этого кинематическая модель в связи с присущими ей эффектами затухания и числовой дисперсии, связанной с погрешностями, неотъемлемо присущими конечно-разностным методам расчетов, видоизменяет волну паводка. Явление числовой дисперсии просто имитирует физически существующее затухание волны паводка, поскольку в базовом кинематическом уравнении отсутствует механизм, который вызывал бы такое затухание. Модели кинематической волны особенно часто применяются для решения задач поверхностного стока, возникающего при выпадении осадков (см., например, работы [106, 107]). Модели кинематической волны использовались для воспроизведения руслового стока, встраиваясь в модель водосборного бассейна MIT [47] и в модель Hydrocomp [67].

14.6.2. Диффузионная модель. Еще одной разновидностью упрощенной гидравлической модели является диффузионная модель или модель систем с нулевой инерционностью. Последнее название проис-

текает от основополагающей предпосылки этой модели относительно того, что инерционные члены (первые два члена в уравнении (14.2)) являются несущественными. Таким образом, уравнение (14.2) принимает следующую форму:

$$S_f + \partial h/\partial x = 0. \tag{14.44}$$

Уравнение (14.44) можно переписать через коэффициент проводимости русла K_c, представляющий собой однозначную функцию отметки (h), т. е.

$$Q = -K_c(h_x/|h_x|)(|h_x|)^{1/2}, \tag{14.45}$$

где $h_x = \partial h/\partial x$. Уравнение (14.45) предназначено для прямых потоков в верхней части течения рек. В работе [12] представлено решение уравнений (14.1) и (14.45) с использованием эффективного расчетного конечно-разностного метода по четырехточечной схеме (расчетные точки расположены в центре блоков). Хардером и Армакостом [45] применялось явное конечно-разностное решение, разработанное применительно к диффузионной модели стока сотрудниками инженерных войск вооруженных сил США [49] и апробированное на примере реки Миссури. Эта модель требует задания малых временных шагов в соответствии с требованием устойчивости численной схемы, задаваемым следующим условием:

$$\Delta t \leqslant BS_0^{1/2}\,\Delta x^2/(K_c + S_0\,\Delta x\,\Delta K_c/\Delta h), \tag{14.46}$$

где B – ширина русла по водной поверхности. Нелинейная диффузионная модель волны значительно усовершенствована по сравнению с кинематической моделью, поскольку в уравнение (14.44) входит член $(\partial h/\partial x)$ из уравнения (14.1), соответствующий уклону водной поверхности. Этот член позволяет диффузионной модели описывать затухание (диффузионные эффекты) волны паводка. Он позволяет также задавать граничное условие на нижней границе рассматриваемого отрезка водотока и тем самым учитывать эффекты, связанные с возвратными течениями. На модели не учитываются инерционные члены (первые два члена уравнения (14.2)), в связи с чем она применима для случаев, когда скорость подъема волны паводка является небольшой или умеренной, а геометрия русла – простой. Поскольку включение инерционных членов в неявную (конечно-разностную) схему решения уравнения (14.44) совместно с уравнением (14.1) приводит всего лишь к незначительному увеличению затрат машинного времени, получающаяся в результате динамическая модель в целом обладает преимуществами по сравнению с диффузионной моделью, поскольку динамическая модель волны имеет более широкий диапазон применимости.

14.6.3. Квазистационарная модель. Третья разновидность упрощенной гидравлической модели – квазистационарная гидравлическая модель, основанная на совместном использовании уравнений (14.1) и (14.2) со всеми входящими в них членами, за исключением $\partial V/\partial t$. Это упрощение приводит к очень незначительной экономии машинного времени, однако вносит большие погрешности, чем в случае более простой диффузионной модели. Квазистационарная модель используется редко и не рекомендуется к применению.

14.7. Полные гидравлические модели. С появлением быстродействующей вычислительной техники была впервые предпринята попытка [93, 53] использования уравнений Сент-Венанта в их исходном виде для моделирования паводкового стока на реке Огайо. С тех пор было затрачено много усилий на разработку полных моделей (динамической волны). Они классифицируются в зависимости от применяющегося метода решения (т. е. от того, какой метод выбран: прямой метод или методы характеристик). Прямые методы предполагают, что конечно-разностные аппроксимации частных производных подставляются прямо в уравнения (14.1) и (14.2), а решения получаются для отдельных шагов по времени (Δt) и шагов по пространству (Δx), на которые водоток разбивается по направлению течения. Метод характеристик предполагает, что уравнения в частных производных (14.1) и (14.2) вначале преобразуются в эквивалентную систему из четырех уравнений в обычных производных, которая затем для получения решения аппроксимируется конечными разностями. Динамические модели затем могут разделяться на явные и неявные в зависимости от типа использующейся для решения конечно-разностной схемы. Явные схемы преобразуют дифференциальные уравнения в систему просто решаемых алгебраических уравнений. Наряду с этим неявные схемы преобразуют дифференциальные уравнения в систему алгебраических уравнений, которые должны решаться одновременно. Эта система совместных уравнений может быть линейной или нелинейной; в последнем случае необходимо использование итерационного метода расчетов.

14.7.1. Модели, основанные на использовании метода характеристик. В 60-х годах было разработано несколько моделей, основанных на использовании метода характеристик. В большинстве случаев этот метод базируется на явной расчетной схеме (см., например работы [62, 95, 29]). Модели, построенные на неявном методе характеристик, описаны в работах [5, 108]. Модели, основанные на использовании метода характеристик, могут иметь криволинейную или прямоугольную сетку в области решения $x - t$ [1]. Явные методы являются непрактичными

для моделирования природных водотоков, имеющих неправильную геометрию. Неявный метод моделирования водотоков (известный как метод Хартри) требует привлечения интерполяционной зависимости, встроенной в конечно-разностную схему расчетов. Эти ограничения по сути дела препятствуют применению моделей, построенных на методе характеристик, для расчетов паводкового стока. Подобные модели для водотоков, имеющих поперечное сечение в виде призмы, основаны на следующих четырех общих дифференциальных уравнениях:

$$dx/dt - V - \sqrt{gA/B} = 0, \tag{14.47}$$

$$dV/dt + \sqrt{gB/A}\ dy/dt + g(S_f - S_0) + q(V - v_x)/A - \sqrt{gB/A}q/B = 0, \tag{14.48}$$

$$dx/dt - V + \sqrt{gA/B} = 0, \tag{14.49}$$

$$dV/dt - \sqrt{gB/A}\ dy/dt + g(S_f - S_0) + q(V - v_x)/A + \sqrt{gB/A}q/B = 0. \tag{14.50}$$

Уравнения (14.47)–(14.50) тождественны уравнениям в частных производных Сент-Венанта (14.1) и (14.2), за исключением того, что в них включен латеральный приток q. В этих уравнениях v_x – это скорость латерального притока в направлении x вдоль оси водотока, A – площадь поперечного сечения, B – ширина русла по водной поверхности, y – глубина водотока.

14.7.2. Модели, базирующиеся на явных расчетных схемах. Согласно явной конечно-разностной расчетной схеме, решение уравнений Сент-Венанта отыскивается путем последовательного движения от точки к точке на один момент времени в расчетном пространстве $x - t$ до тех пор, пока не будут получены оценки всех неизвестных, связанных с этим моментом времени. После этого последовательно отыскиваются решения на следующий момент времени. В явной схеме пространственные производные и члены, не содержащие производных, рассчитываются на тот момент времени, на который известны значения всех переменных. Неизвестные содержатся только в производных по времени. Таким образом, в соответствии с явной расчетной схемой для каждой расчетной точки (узла) из двух уравнений Сент-Венанта получаются два линейных алгебраических уравнения. Поскольку эти два уравнения можно решить относительно входящих в них неизвестных прямыми методами, они расцениваются как "явные".

Разработка гидравлических моделей, основанных на использовании явных расчетных схем, началась с пионерной работы Стоукера [93]. Вопросы создания моделей этого типа рассматривались также в работах [62, 70, 97]. В работах [28, 8, 56] приводятся результаты примене-

ния таких моделей для анализа приливно-отливных течений в речных дельтах. Гаррисон и др. [38], а также Джонсон [55] использовали модели, базирующиеся на явных схемах, для расчетов паводкового стока в реках и водохранилищах. К настоящему времени разработано много модификаций явных методов моделирования, причем каждый из них основывается на применении некоторого типа явной конечно-разностной схемы, например схемы Стоукера, диффузионной схемы и численного метода переменных направлений. Описание и анализ некоторых явных конечно-разностных схем приведены в работе [64].

Для получения явного решения конечно-разностных аналогов уравнений (14.1) и (14.2) на моделях они обычно выражаются следующим образом:

$$A\frac{\partial V}{\partial x} + V\frac{\partial A}{\partial x} + B_T\frac{\partial y}{\partial t} - q = 0, \tag{14.51}$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V\frac{\partial V}{\partial x} + g\left(\frac{\partial y}{\partial x} - S_0 + S_f\right) + \frac{(V - v_x)q}{A} = 0, \tag{14.52}$$

где B_T – ширина общего сечения русла по водной поверхности (т. е. активного и пассивного сечений); под пассивным сечением понимается та часть долины за пределами русла, которая формирует его емкость. Кроме того, в уравнениях (14.51) и (14.52) учитывается латеральный приток q.

Явные методы, хотя они и являются относительно простыми по сравнению с неявными методами, имеют ограничение, связанное с размером расчетного временно́го шага (Δt), который должен выбираться таким образом, чтобы обеспечить устойчивость численного решения. В схеме Стоукера максимально допустимый временно́й шаг (Δt) задается следующим неравенством [38]:

$$\Delta t \leqslant \Delta x/[V + \sqrt{gA/B} + gn^2 |V| \Delta x/(c_1 R^{4/3})], \tag{14.53}$$

где n – коэффициент шероховатости Маннинга, $c_1 = 1{,}0$ в случае, если используется метрическая система единиц, и $c_1 = 2{,}21$, если используется английская система единиц, R – гидравлический радиус. Первые два члена, стоящие в знаменателе, отвечают хорошо известному условию Кюре относительно устойчивости явных схем при моделировании потока, в котором отсутствует трение. Третий член знаменателя отвечает за эффекты трения. Это неравенство или условие, близкое к нему, применимо ко всем моделям, основанным на использовании явных методов. Анализ уравнения (14.53) свидетельствует о том, что с увеличением средней глубины русла в некотором сечении (A/B) расчетный времен-

ной шаг существенно уменьшается. Следовательно, при моделировании паводкового стока на крупных реках, даже несмотря на то что волна паводка может нарастать очень постепенно, на протяжении недель, нередко для обеспечения устойчивости численного решения требуется задание временно́го шага порядка нескольких минут или даже секунд. Такие маленькие временны́е шаги обусловливают то обстоятельство, что явные методы являются очень неэффективными с точки зрения использования машинного времени. Еще один недостаток явных схем заключается в том, что они требуют задания равномерного шага по пространству Δx.

14.7.3. Модели, основанные на использовании неявных методов. Согласно неявным конечно-разностным схемам, решение уравнений Сент-Венанта отыскивается путем последовательного движения от одного момента времени к другому одновременно для всех точек на пространственной оси (оси x, направленной по течению реки) в расчетной области, показанной на рис. 14.1. Таким образом, в неявных схемах в случае, если конечно-разностные аналоги уравнений Сент-Венанта одновременно записываются для N сечений вдоль оси x, образуется система из $2N$ алгебраических уравнений. Получаемая таким образом система алгебраических уравнений может быть линейной и нелинейной в зависимости от того, каким образом аппроксимируются члены, не содержащие производных.

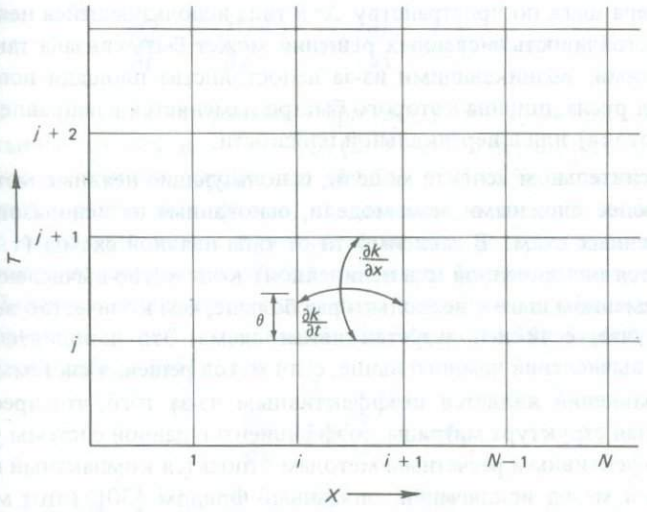


Рис. 14.1. Дискретная расчетная область $x - t$.

Необходимость в разработке моделей, использующих неявные методы, была обусловлена ограничениями, накладываемыми на размер временно́го шага требованием устойчивости численных решений, получаемых явными методами. Применение неявных методов для целей гидрологического моделирования было предложено Исааксоном [54]; первые примеры их использования появились в литературе в начале 60-х годов [84, 102]. Впоследствии результаты применения неявных методов рассматривались в работах [4, 9, 28, 7, 56, 17, 87, 31, 13, 41, 6, 14, 10, 33].

Результаты анализа устойчивости и точности численных решений, получаемых на различных неявных схемах, изложены в работах [20, 4, 28, 43, 32, 64, 83]. В рамках предпосылок, принимавшихся при проведении анализа устойчивости численных решений, как было установлено, различные неявные методы обладают безусловной линейной устойчивостью, т. е. упрощенные линеаризованные аналоги уравнений Сент-Венана в процессе их решения численными методами проявляют устойчивость независимо от размеров временны́х шагов и шага по пространству. Вместе с тем было установлено [13, 32, 22], что, в случае если временны́е шаги слишком велики, а члены уравнений, содержащие производную по x, при моделировании быстро изменяющихся нестационарных компонентов потока были недостаточно полно оценены на моменты времени в будущем, может возникать неустойчивость неявных схем. Кроме того, размер временны́х шагов ограничивается соображениями требуемой точности решения; выявлено, что Δt зависит от формы волны, условия Кюре, размера шага по пространству Δx и типа использующейся неявной схемы. Неустойчивость численных решений может быть связана также с нелинейностями, возникающими из-за непостоянства площади поперечного сечения русла, ширина которого быстро изменяется в направлении x (вдоль водотока) или в вертикальной плоскости.

В вычислительном аспекте модели, использующие неявные методы, являются более сложными, чем модели, основанные на использовании явных численных схем. В зависимости от типа неявной схемы (т. е. от того, является она линейной или нелинейной) количество вычислений на каждом временно́м шаге в несколько раз больше, чем количество вычислений в случае, если используется явная схема. Это дополнительное количество вычислений намного выше, если метод решения системы совместных уравнений является неэффективным из-за того, что преобладает ленточная структура матрицы коэффициентов данной системы уравнений. К эффективным расчетным методам относятся компактный пятидиагональный метод исключений, описанный Фридом [30] (этот метод основан на использовании матрицы коэффициентов системы уравнений,

имеющей ленточную структуру), и метод повторного поиска, разработанный европейскими специалистами [64]. Если неявная схема является линейной, на каждом временно́м шаге необходимо получить только одно решение системы уравнений. Однако, если неявная схема является нелинейной, для получения решения необходимо использовать итерационные методы, а это требует одного или двух решений системы уравнений на каждом временно́м шаге. Применение итерационного метода Ньютона – Рафсона для решения нелинейных систем уравнений [7] при условии, что выбранные критерии сходимости являются реальными, обеспечивает получение очень эффективных оценок. Если метод Ньютона – Рафсона используется только однажды, нелинейная модель, построенная на неявной схеме, по сути дела тождественна линеаризованной модели, использующей явную схему, в отношении затрат машинного времени и эффективности получаемых результатов.

Нелинейные неявные методы могут базироваться на консервативной форме записи уравнений Сент-Венанта, включающей латеральный поток q (притоку соответствует знак плюс, оттоку – минус) и площадь части долины за пределами русла, в которой формируется его емкость (пассивное сечение) A_0. В качестве зависимых переменных выступают расход Q и отметки водной поверхности h. Такая форма записи выглядит следующим образом:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial (A + A_0)}{\partial t} - q = 0, \tag{14.54}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial (Q^2/A)}{\partial x} + gA\left(\frac{\partial h}{\partial x} + S_f\right) + L = 0, \tag{14.55}$$

где $L = -qv_x$ для латерального притока, $L = -qQ/A$ для объемного латерального оттока и $L = -qQ/(2A)$ для латерального высачивания. Важное достоинство уравнений (14.54) и (14.55), если они выражены в конечно-разностной форме, заключается в том, что они позволяют точно описывать волны с резким фронтом, распространяющиеся в водотоках с поперечным сечением, имеющим форму, отличную от призмы.

Линейные неявные методы часто основываются на использовании развернутых аналогов уравнений (14.54) и (14.55) (такой подход рассмотрен в работе [14]), т. е.

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + B_T \frac{\partial y}{\partial t} - q = 0, \tag{14.56}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + 2\frac{Q}{A}\frac{\partial Q}{\partial x} - \frac{Q^2}{A^2}\left[B\frac{\partial y}{\partial x} + \left(\frac{\partial \tilde{A}}{\partial x}\right)\right] + gA\left(\frac{\partial y}{\partial x} - S_0 + S_f\right) + L = 0, \tag{14.57}$$

где B_T – общая ширина долины по верхней границе (активного и пассивного сечений), $(\partial A/\partial x)$ – изменение A в направлении оси x при фиксированной глубине водотока y, а S_f раскладывается в ряды Тейлора, и тем самым линеаризуется этот нелинейный член, т. е.

$$S_f^{t+\Delta t} = S_f^t + (\partial S_f/\partial Q)^t (Q^{t+\Delta t} - Q^t) + (\partial S_f/\partial y)^t (y^{t+\Delta t} - y^t), \qquad (14.58)$$

где индексы t и $(t + \Delta t)$ показывают, на какой момент времени рассчитывается данный член уравнения. В линейных моделях в случае, если расход быстро изменяется во времени, точность решения полностью зависит от величины Δt, что связано с предпосылкой о линейности потока в пределах каждого временно́го шага.

Неявные схемы обычно бывают четырехточечными, т. е. уравнения, соответствующие законам сохранения массы и моментов, записываются для потока на отрезке между двумя смежными сечениями. Четырехточечная схема с весовыми коэффициентами обладает достаточной гибкостью при подсчете производных по x и членов уравнений, не содержащих производных, между двумя соседними моментами времени в расчетной области $x - t$. Для обеспечения безусловной линейной устойчивости в отношении размера временного шага весовой коэффициент должен быть равен или больше 1/2. Точность расчетной схемы в целом снижается по мере того, как весовой коэффициент приближается к единице, т. е. когда члены уравнений целиком определяются на последующий временной срез. Было предложено несколько шеститочечных схем (см., например работы [4, 102]), однако они обладают тем недостатком, что требуют равномерных шагов по пространству Δx, в то время как четырехточечные схемы позволяют задавать переменные шаги Δx. Кроме того, в шеститочечных схемах более сложно, чем в четырехточечных, задаются граничные условия.

14.7.4. Модели, основанные на использовании метода конечных элементов. Для решения уравнений Сент-Венанта в их полном выражении может применяться также метод конечных элементов [40] (см., например, работу [19]). Хотя этот расчетный метод широко используется для моделирования двумерных нестационарных потоков, он, по-видимому, не обладает какими-либо преимуществами по сравнению с четырехточечными нелинейными неявными методами решения одномерных уравнений Сент-Венанта, описывающих неустановившееся течение. Кроме того, математическая основа расчетных схем, базирующихся на использовании метода конечных элементов, является более сложной для понимания, чем конечно-разностный подход. Представляется, что при выборе одного из расчетных методов – метода конечных элементов или

конечно-разностного метода, – предназначенных для решения уравнений Сент-Венанта, определяющим фактором являются личные симпатии специалиста, создающего модель.

14.7.5. Двумерные модели. Если уравнения неустановившегося течения записать применительно к направлению x (по аналогии с уравнениями (14.1) и (14.2)), а также для горизонтального направления, перпендикулярного оси x, получим двумерные уравнения, образующие основу группы моделей, рассмотренных в работах [51, 52, 2, 3, 42], а также упрощенных моделей [23, 103]. Эти модели не входят в круг рассматриваемых нами вопросов и здесь опускаются. Их калибровка и реализация на быстродействующих ЭВМ стоят значительно дороже, чем калибровка и эксплуатация одномерных моделей. Двумерные модели часто применяются в качестве альтернативного подхода в тех случаях, когда требуется большое количество информации о потоках в сложных нестационарных течениях, связанных с океанами и заливами, а также в связи с прогнозом химического состава воды в них и в системах речных дельт.

14.8. Выбор модели. Моделирование речного стока является важной разновидностью инженерного анализа, и это обстоятельство наряду с присущей такому анализу сложностью обусловило широкое распространение моделей стока. В настоящее время имеется большое количество публикаций по этим вопросам, в которых рассматривается широкий спектр практичных и достаточно точных математических моделей речного стока, каждая из которых используется в рамках принятых ограничений.

Выбор моделей речного стока для практического использования зависит от относительной важности, которая придается специалистом, создающим модель, следующим факторам: 1) точности модели; 2) точности, которую необходимо достичь при решении данной конкретной задачи; 3) типу и наличию необходимой исходной информации; 4) наличию вычислительной техники; 5) затратам денежных средств, расходуемых на вычисления; 6) количеству требуемой информации о паводковой волне; 7) тому, насколько специалист знаком с данной моделью; 8) уровню имеющейся документации, диапазону применимости модели и тому, какой тип модели стока имеется в наличии – на магнитных носителях или в виде колоды перфокарт; 9) если модель уже доведена от "стартовой черты" до стадии программной разработки, сложности математического описания; 10) способности специалиста и наличию у него времени для разработки некоторого конкретного типа модели стока. Принимая во внимание все перечисленные факторы и признавая, что

в каждом конкретном случае относительная важность каждого фактора может измениться, можно утверждать, что не существует модели стока, которая являлась бы наилучшей во всех ситуациях.

При отсутствии значительных возвратных потоков в качестве одного из достоинств гидрологических емкостных моделей стока выступает их простота. Эти гидрологические модели имеют два параметра, которые после калибровки могут достаточно точно заменять собой простые характеристики волны паводка, такие, как скорость ее распространения и поперечное затухание. Требования к точности результатов моделирования ограничивают сферу применения гидрологических и кинематических моделей случаями, когда соотношение между глубиной водотока и расходом достаточно однозначно. Следуя аналитическим разработкам Понса, Симонса и др. [80, 83], можно сформулировать приближенный критерий, определяющий приемлемый диапазон их применимости. Для моделей кинематического типа, включая модель Маскингама, погрешности моделирования стока менее 5% обеспечиваются при соблюдении следующего критерия:

$$T_r S_0^{1,6}/(q_0'^{0,2} n^{1,2}) \geqslant 0{,}014. \qquad (14.59)$$

Аналогичный критерий для моделей диффузионного типа, включая модель Маскингама – Кунга, выглядит следующим образом:

$$T_r S_0^{1,15}/(q_0' n)^{0,3} \geqslant 0{,}0003, \qquad (14.60)$$

где T_r – время до максимума (в часах) на гидрографе по головному створу, S_0 – уклон русла, q_0 – некоторый одиночный эталонный расход, n – коэффициент Маннинга.

Анализ уравнений (14.59) и (14.60) свидетельствует об определяющей роли входящих в них параметров T_r и S_0. Очевидно также, что диффузионные модели применимы в более широком диапазоне значений уклона дна водотока и типов гидрографа, чем кинематические модели. В случаях когда русло имеет слабый уклон, а волна паводка прибывает со значительной скоростью, произведение, включающее параметры S_0 и T_r, становится достаточно малым и условие (14.60) не может быть выполнено. В такой ситуации необходимо использовать полные гидравлические модели (модель динамической волны). Простая модель Маскингама – Кунга может эффективно применяться для решения многих практических задач в случаях, когда выполняется условие (14.60) и эффекты, связанные с возвратными потоками, являются несущественными. Однако по мере повышения быстродействия и увеличения объема памяти ЭВМ при одновременном снижении затрат на их эксплуатацию возможность доступа к недорогим вычислительным средствам должна отразиться на степени гибкости моделей динамической волны, которая

обеспечила бы возможность их применения для более широкого диапазона природных условий.

Среди рассмотренных разновидностей моделей способностью к точному воспроизведению наиболее широкого диапазона типов волны и характеристик водотоков обладают гидравлические модели, основанные на решении уравнений Сент-Венанта в полном виде. Поскольку модели волны содержат всего один параметр, подлежащий калибровке (коэффициент шероховатости), они очень легко поддаются этой процедуре. Кроме того, поскольку коэффициент шероховатости с определенной степенью точности можно оценить по самым общим сведениям о водотоке, а лучше по некоторому минимальному количеству информации о соотношении между глубиной водотока и расходами, любая из гидравлических моделей паводкового стока или модель Маскингама – Кунга может применяться в случаях недостатка необходимых данных наблюдений за притоком и оттоком (например, для рек, на которых не велись гидрометрические работы или для прогнозирования антропогенных изменений речного стока). Гидравлические модели (модели динамической волны) обладают преимуществами по сравнению со всеми остальными моделями в ситуациях, когда 1) становятся существенными эффекты, связанные с возвратными потоками, обусловленными приливно-отливными явлениями, впадением крупных притоков, наличием плотин и (или) мостов, и 2) может иметь место распространение волн вверх по течению, связанное с крупными приливами и штормовыми явлениями или впадением очень крупных притоков. Наиболее эффективная и гибкая среди полных гидравлических моделей – это модель динамической волны, основанная на использовании неявной численной схемы. Ниже следует детальное описание одной из таких моделей.

14.9. Структура модели динамической волны FLDWAV. Модель FLDWAV представляет собой синтез двух широко применяющихся моделей, DWOPER [34] и DAMBRK [35]. Кроме того FLDWAV обладает такими возможностями моделирования, которых не имеет ни одна другая модель. FLDWAV – это обобщенная модель динамической волны, предназначенная для воспроизведения одномерного неустановившегося течения в одиночном водотоке или в реке, имеющей притоки. Эта модель основана на неявной (четырехточечной, нелинейной) конечно-разностной схеме решения уравнений Сент-Венанта. Модель FLDWAV имеет следующие специальные характеристики: позволяет задавать переменные расчетные шаги по времени Δt и пространству Δx, неправильную геометрию поперечного сечения водотока, емкости, находящиеся за пределами русла, коэффициенты шероховатости, изменяющиеся в

зависимости от расхода или абсолютных отметок водной поверхности, а также от расстояния, измеряемого вдоль водотока; позволяет с помощью метода линейной интерполяции рассчитывать сечения и коэффициенты шероховатости между ними, автоматически рассчитывать начальные значения расходов в условиях установившегося течения и абсолютные отметки водной поверхности для всех поперечных сечений вдоль водотока, рассчитывать или задавать в табличной форме данные режимных наблюдений (гидрографы) на внешних границах второго или первого рода, а также однозначные или с гистерезисом соотношения между глубиной водотока и его расходом; задавать переменные во времени латеральные притоки (оттоки), внутренние граничные условия, позволяющие учитывать временные явления: прорывы плотин, водосбросы, работу шлюзов, течения у опор мостов, а также переливы воды через искусственно создаваемые насыпи; рассчитывать резко изгибающиеся в пределах поймы потоки, приуроченные к долинам с меандрирующими реками; учитывать прорывы прибрежных валов и (или) переливы через них воды; включает специальный расчетный метод, обеспечивающий устойчивость численной схемы в случае, когда моделируются потоки, режим которых изменяется от сверхкритического до спокойного, или же потоки, изменяющиеся во времени и в пространстве, вдоль направления течения; содержит метод автоматической калибровки, предназначенный для определения переменных значений коэффициента шероховатости с помощью наблюденных гидрографов, относящихся к различным сечениям вдоль водотока.

Программа FLDWAV написана на языке FORTRAN IV; она имеет модульную структуру, причем каждая из подпрограмм требует объем оперативной памяти не более 64,000 байт. Вся программа в целом занимает примерно 256 000 байт машинной памяти. Размеры массивов, использующихся в программе, являются переменными и настраиваются на размеры системы массивов, описывающих исходные значения параметров, характеризующих конкретную нестационарную систему стока, применительно к которой разрабатывается модель. Исходная информация, предназначенная для расчетов по этой программе, записывается в свободном или фиксированном формате. Тип программного вывода определяется пользователем и может быть табличным и (или) графическим.

14.10. Базовый алгоритм. Модель FLDWAV основана на неявной конечно-разностной схеме решения исходных уравнений Сент-Венанта, описывающих нестационарные потоки. В исходном виде эта система уравнений включает уравнение сохранения массы, т. е.

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial (A + A_0)}{\partial t} - q = 0, \qquad (14.61)$$

и уравнение сохранения момента, т. е.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial (Q^2/A)}{\partial x} + gA\left(\frac{\partial h}{\partial x} + S_f + S_e\right) + L + W_f B = 0 \ , \qquad (14.62)$$

где

$$S_f = \frac{n^2 |Q| Q}{2.21 A^2 R^{4/3}} = \frac{|Q| Q}{K_c^2} \ , \qquad (14.63)$$

$$S_e = \frac{K_e \partial (Q/A)^2}{2g \ \partial x} \ , \qquad (14.64)$$

$$W_f = C_w |V_r| V_r \ . \qquad (14.65)$$

здесь x – расстояние вдоль продольной оси, ориентированной по руслу водотока, t – время, Q – расход, A – активная площадь поперечного сечения, A_0 – неактивная площадь поперечного сечения (часть долины за пределами русла, где формируется его емкость), q – латеральный приток (со знаком плюс) или отток (со знаком минус), g – ускорение силы тяжести, h – отметка водной поверхности, B – ширина русла водотока по водной поверхности, L – количество движения, передаваемое латеральным притоком, S_f – угол трения, определяемый из уравнения Маннинга, n – коэффициент шероховатости Маннинга, R – гидравлический радиус, приближенно задаваемый как A/B, K_c – коэффициент проводимости русла, S_e – локальный градиент потока, K_e – коэффициент расширения (со знаком минус) или сжатия (со знаком плюс), W_f – поправка на силу ветра, C_w – безразмерный ветровой коэффициент, V_r – скорость ветра (V_w) по отношению к скорости руслового течения, где ω– острый угол между направлением ветра и направлением речного течения и V_w имеет знак "минус", если ветер направлен по течению.

В неявной конечно-разностной схеме, по которой отыскивается решение уравнений (14.61) и (14.62) относительно h и Q, непрерывная расчетная область аппроксимируется прямоугольной сеткой дискретных точек так, как это показано на рис. 14.1. Расчетные точки (узлы) могут быть удалены друг от друга на одинаковые и неодинаковые интервалы Δt и Δx (по осям t и x соответственно). Каждый узел обозначается подстрочным индексом i, определяющим его местоположение на оси x, и надстрочным индексом j, соответствующим некоторому моменту на шкале времени. Для преобразования нелинейных конечно-разностных уравнений Сент-Венанта в нелинейные алгебраические уравнения применяется неявная четырехточечная конечно-разностная схема с весовыми коэффициентами. Получающиеся в результате такой аппроксимации уравнения выглядят следующим образом:

$$\frac{\partial K}{\partial t} = (K_i^{j+1} + K_{i+1}^{j+1} - K_i^j - K_{i+1}^j)/(2\ \Delta t^j)\ , \tag{14.66}$$

$$\frac{\partial K}{\partial x} = \theta/\Delta x_i (K_{i+1}^{j+1} - K_i^{j+1}) + (1-\theta)/\Delta x_i (K_{i+1}^j - K_i^j)\ , \tag{14.67}$$

$$K = 0{,}5\theta(K_i^{j+1} + K_{i+1}^{j+1}) + 0{,}5(1-\theta)(K_i^j + K^j{}_{i+1})\ , \tag{14.68}$$

где K – некоторый мнимый параметр, соответствующий любой из переменных, входящих в вышеприведенные дифференциальные уравнения, θ – весовой коэффициент, изменяющийся в диапазоне от 0,5 до 1, i – подстрочный индекс, обозначающий последовательный номер поперечного сечения или отрезка Δx, j – надстрочный индекс, обозначающий порядковый номер временно́го среза в расчетной области $x - t$. Если весовой коэффициент θ принимает значение 0,5, получающаяся в результате схема известна под названием "черного ящика", в то время как расчетная схема, в которой $\theta = 1$, называется "полностью неявной" схемой. Для обеспечения безусловной линейной устойчивости численной схемы и достижения приемлемой точности рекомендуется значение θ задавать близким к 0,5 [32]. По мере изменения θ от 0,5 до 1,0 точность решения снижается. Этот эффект становится более четко выраженным с увеличением размера временного шага. В модели FLDWAV предусмотрена возможность задания θ в качестве исходного параметра. Для минимизации потерь точности, возникающих при стремлении избежать неустойчивости или псевдоустойчивости решений (как это иногда имеет место в случаях, когда значение θ принимается равным 0,5), часто θ задается в диапазоне 0,55 – 0,60.

Подставляя конечно-разностные аппроксимации, задаваемые уравнениями (14.66)–(14.68), в уравнения (14.61) и (14.62) (вместо входящих в них членов, содержащих и не содержащих производные) и умножая их на Δx_i, получим следующие конечно-разностные уравнения:

$$\begin{aligned}\theta(Q_{i+1}^{j+1} - Q_i^{j+1} - \bar{q}_i^{j+1}\ \Delta x_i) + (1-\theta)(Q_{i+1}^j - Q_i^j - \bar{q}_i^j\ \Delta x_i) \\ + 0{,}5\ \Delta x_i/\Delta t^j[(A+A_0)_i^{j+1} + (A+A_0)_{i+1}^{j+1} - (A+A_0)_i^j \\ - (A+A_0)_{i+1}^j] = 0\ ,\end{aligned} \tag{14.69}$$

$$\begin{aligned}0{,}5\ \Delta x_i/\Delta t^j(Q_{i+1}^{j+1} + Q_i^{j+1} - Q_i^j - Q_{i+1}^j) + \theta[(Q^2/A)_{i+1}^{j+1} - (Q^2/A)_i^{j+1} \\ + g\bar{A}_i^{j+1}(h_{i+1}^{j+1} - h_i^{j+1} + \Delta\ x_i\bar{S}_{f_i}^{j+1} + \Delta x_i\bar{S}_{e_i}^{j+1}) \\ + \Delta x_i(L + \bar{W}_f\bar{B})_i^{j+1}] + (1-\theta)[(Q^2/A)_{i+1}^j - (Q^2/A)_i^j \\ + g\bar{A}_i^j(h_{i+1}^j - h_i^j + \Delta x_i\bar{S}_{f_i}^j + \Delta x_i\bar{S}_{e_i}^j) + \Delta x_i(L + \bar{W}_f\bar{B})_i^j] = 0\ .\end{aligned} \tag{14.70}$$

$$\bar{A}_i = 0{,}5(A_i + A_{i+1}), \tag{14.71}$$

$$\bar{B}_i = 0{,}5(B_i + B_{i+1}), \tag{14.72}$$

$$\bar{S}_{f_i} = \frac{\bar{n}_i^2 |\bar{Q}_i| \bar{Q}_i}{2{,}21 \bar{A}_i^2 \bar{R}_i^{4/3}} = |\bar{Q}_i| \bar{Q}_i / \bar{K}_{c_i}^2, \tag{14.73}$$

$$\bar{Q}_i = 0{,}5(Q_i + Q_{i+1}), \tag{14.74}$$

$$R_i = \bar{A}_i / \bar{B}_i, \tag{14.75}$$

$$\bar{K}_{c_i} = 0{,}5(K_{c_i} + K_{c_{i+1}}), \tag{14.76}$$

$$\bar{S}_{e_i} = K_{e_i}[(Q/A)_{i+1}^2 - (Q/A)_i^2]/(2g\,\Delta x_i), \tag{14.77}$$

$$\bar{W}_{f_i} = C_{w_i} |\bar{V}_{r_i}| \bar{V}_{r_i}, \tag{14.78}$$

$$\bar{V}_{r_i} = \bar{Q}_i / \bar{A}_i - \bar{V}_{w_i} \cos\omega, \tag{14.79}$$

$$\bar{L}_i = -(\bar{q} v_{x_i}) \quad \text{(латеральный приток)}, \tag{14.80}$$

$$L_i = -(\bar{q}\bar{Q}/\bar{A})_i \quad \text{(объемный латеральный отток)}, \tag{14.81}$$

$$L_i = -(0{,}5\bar{q}\bar{Q}/\bar{A})_i \quad \text{(инфильтрационные потери из речного русла)}. \tag{14.82}$$

Черта (–) над переменными обозначает среднее значение данной переменной на отрезке длиной Δx_i, т. е. на отрезке между сечениями i и $i + 1$. Подстрочный индекс i, стоящий у q, v_x, A, B, S_f, Q, S_e, W_f, V_r и V_w, обозначает скорее номер отрезка Δx_i, а не номер сечения (узла). Нумерация узлов начинается с 1 и заканчивается N, тогда как нумерация отрезков начинается с 1 и заканчивается $N - 1$.

Уравнения (14.69) и (14.70) являются нелинейными по отношению к неизвестным h и Q в точках i и $i + 1$ в момент времени $j + 1$. Все члены уравнений, относящиеся к j-му моменту времени, известны, либо будучи заданными в качестве начальных условий, либо на основании предшествующих расчетов. В качестве начальных условий выступают значения h и Q в каждой расчетной точке (узле) вдоль оси x на начальный момент времени $j = 1$.

Уравнения (14.69) и (14.70) представляют собой нелинейные алгебраические уравнения, которые невозможно решить прямым (явным) способом, поскольку в этих двух уравнениях содержатся четыре неизвестных значения h и Q: в точках i и $i + 1$ на момент времени $j + 1$. Однако если аналогичные уравнения записать для каждого из $N - 1$ отрезков длиной Δx, расположенных между верхним и нижним створами рассматриваемого водотока, в результате получим $2N - 2$ уравнений с $2N$ неизвестными (N обозначает общее количество расчетных точек

или сечений.) Дополнительные два уравнения, необходимые для определенности системы, составляют задаваемые граничные условия: одно – в головном створе водотока и другое – в замыкающем створе. Получаемая в результате система, состоящая из $2N$ нелинейных уравнений с $2N$ неизвестными, решается методом Ньютона – Рафсона, который впервые применили к решению неявных нелинейных аналогов уравнений Сент-Венанта Амин и Фанг [7].

14.10.1. Метод Ньютона – Рафсона. Метод Ньютона – Рафсона представляет собой функциональную итерационную процедуру решения системы нелинейных уравнений. Этот метод основан на разложении нелинейной функции в ряды Тейлора; при этом все члены второго и более высоких порядков опускаются. Получаемый в результате алгоритм выглядит следующим образом:

$$J'(X^k)\,\Delta X = -f(X^k), \qquad (14.83)$$

где X^k – некоторая векторная величина, J' – якобиан (матрица коэффициентов, составленная частными производными, определяющимися значениями X^k), $f(X^k)$ – нелинейное уравнение, записанное через значения X^k, и ΔX – вектор, содержащий $2N$ неизвестных. Выражение (14.83) представляет собой систему уравнений, в которой неизвестный вектор ΔX является линейным. Решение уравнения (14.83) относительно неизвестного ΔX достигается одним из соответствующих методов матричных преобразований, в частности методом исключений Гаусса. В действительности вектор ΔX представляет собой разницу между начальной оценкой истинной расчетной величины и уточненной оценкой, т. е.

$$\Delta X = X^{k+1} - X^k, \qquad (14.84)$$

где k – номер итерации, X^k – начальная оценка (приближенное значение), X^{k+1} – уточненная оценка. Сходимость итерационного решения обычно достигается за одну или две итерации, когда вектор ΔX, содержащий неизвестные значения расходов (Q_l^{j+1}, Q_{l+1}^{j+1}) и отметок водной поверхности (h_l^{j+1}, h_{l+1}^{j+1}), принимает значения, меньшие критерия сходимости, задаваемого при решении каждой конкретной задачи на модели FLDWAV. Обычно принимается, что условие сходимости решения, получаемого относительно отметок водной поверхности, достигнуто, если погрешность вычислений (ϵ_h) не превышает 0,01 фута. Условие же сходимости для расходов задается в размерности фут^3/с в соответствии со следующей зависимостью:

$$\epsilon_Q = \epsilon_h \hat{B} \hat{V}, \qquad (14.85)$$

где B и V – репрезентативные значения ширины русла и скорости течения соответственно.

Процесс сходимости зависит от того, насколько хорошо задано первое приближение вектора X^k. Достаточно точно заданные начальные условия, т. е. исходные значения расходов и отметок водной поверхности на момент времени $t = 0$, составляют первый набор значений X^k. Первые оценки значений X^k на последующие временные шаги могут быть получены путем экстраполяции решений, относящихся к предыдущим временным шагам, в соответствии со следующим алгоритмом:

$$X^k = X^{j-1} + (X^{j-1} - X^{j-2})\alpha' \, \Delta t^j / \Delta t^{j-1}, \tag{14.86}$$

где Δt^j и Δt^{j-1} – размеры временны́х шагов между временны́ми срезами, соответствующими расчетным векторам X^j и X^{j-1}. Весовой коэффициент может задаваться в диапазоне от нуля до единицы.

Якобиан, т. е. матрица коэффициентов исходных уравнений $J'(X^k)$, состоит из элементов $(a_{l,k})$, расположенных вдоль главной диагонали с двумя элементами в 1-й и $2N$-й строках, соответствующими внешним граничным условиям, задаваемым соответственно в верхнем и нижнем створах; все остальные строки содержат по четыре элемента, которые представляют собой частные производные уравнений (14.69) и (14.70), относящиеся к четырем неизвестным (Q_i^{j+1}, h_i^{j+1}, Q_{i+1}^{j+1}, h_{i+1}^{j+1}). Каждая смежная пара строк представляет собой результат последовательного приложения уравнений (14.69) и (14.70) к каждому из отрезков Δx_i, на которые водоток разбивается на протяжении от верхней до нижней границы.

Полагая, что некоторая переменная $\hat{C}$ репрезентативна для уравнения (14.69), а переменная $\hat{M}$ – для уравнения (14.70), их производные можно записать следующим образом:

$$a_{l,k} = \partial \hat{C} / \partial Q_i^{j+1} = -\theta, \tag{14.87}$$

$$a_{l,k+1} = \partial \hat{C} / \partial h_i^{j+1} = (B + B_0)_i^{j+1} 0{,}5 \, \Delta x_i / \Delta t^j, \tag{14.88}$$

$$a_{l,k+2} = \partial \hat{C} / \partial Q_{i+1}^{j+1} = \theta, \tag{14.89}$$

$$a_{l,k+3} = \partial \hat{C} / \partial h_{i+1}^{j+1} = (B + B_0)_{i+1}^{j+1} 0{,}5 \, \Delta x_i / \Delta t^j, \tag{14.90}$$

$$a_{l+1,k} = \partial \hat{M} / \partial Q_i^{j+1} = 0{,}5 \, \Delta x_i / \Delta t^j + \theta \{ -2(Q/A)_i^{j+1} + g \bar{A}_i^{j+1} \, \Delta x_i [(\partial \bar{S}_f / \partial Q)_i^{j+1} + (\partial \bar{S}_e / \partial Q)_i^{j+1}] + \Delta x_i (\partial L / \partial Q)_i^{j+1} \}, \tag{14.91}$$

$$a_{l+1,k+1} = \partial\hat{M}/\partial h_i^{j+1} = \theta\{(BQ^2/A^2)_i^{j+1} + 0{,}5gB_i^{j+1}(h_{i+1}^{j+1} - h_i^{j+1} + \Delta x_i \bar{S}_{fi}^{j+1} + \Delta x_i \bar{S}_{ei}^{j+1}) + g\bar{A}_i^{j+1}[-1 + \Delta x_i(\partial\bar{S}_f/\partial h)_i^{j+1} + \Delta x_i(\partial\bar{S}_e/\partial h)_i^{j+1}] + \Delta x_i[(\partial L/\partial h)_i^{j+1} + 0{,}5(\overline{W}_f\, \mathrm{d}B/\mathrm{d}h)_i^{j+1}]\}, \quad (14.92)$$

$$a_{l+1,k+2} = \partial\hat{M}/\partial Q_{i+1}^{j+1} = 0{,}5\ \Delta x_i/\Delta t^j + \theta\{2(Q/A)_i^{j+1} + g\bar{A}_i^{j+1}\ \Delta x_i[(\partial\bar{S}_f/\partial Q)_{i+1}^{j+1} + (\partial\bar{S}_e/\partial Q)_{i+}^{j+}] + \Delta x_i(\partial L/\partial Q)_{i+1}^{j+1}\}, \quad (14.93)$$

$$a_{l+1,k+3} = \partial\hat{M}/\partial h_{i+1}^{j+1} = \theta\{(-BQ^2/A^2)_{i+1}^{j+1} + 0{,}5gB_{i+1}^{j+1}(h_{i+1}^{j+1} - h_i^{j+1} + \Delta x_i \bar{S}_{fi}^{j+1} + \Delta x_i \bar{S}_{ei}^{j+1}) + g\bar{A}_i^{j+1}[1 + \Delta x_i(\partial\bar{S}_f/\partial h)_{i+1}^{j+1} + \Delta x_i(\partial\bar{S}_e/\partial h)_{i+1}^{j+1}]\ \Delta x_i[(\partial L/\partial h)_{i+1}^{j+1} + 0{,}5(\overline{W}_f\, \mathrm{d}B/\mathrm{d}h)_{i+1}^{j+1}]\}, \quad (14.94)$$

где

$$\partial\bar{S}_f/\partial Q = \bar{S}_f/(1/\bar{Q} + 1/\bar{n}\ \Delta\bar{n}/\Delta\bar{Q}), \quad (14.95)$$

$$\partial\bar{S}_f/\partial h = 2\bar{S}_f\left[\frac{\mathrm{d}\bar{n}/\mathrm{d}h}{\bar{n}} - \frac{5B}{6\bar{A}} + \frac{\mathrm{d}B/\mathrm{d}h}{3\bar{B}}\right] = \frac{-\bar{S}_f\ \mathrm{d}K_c/\mathrm{d}h}{\bar{K}_c}, \quad (14.96)$$

$$\mathrm{d}B/\mathrm{d}h = \Delta B/\Delta h, \quad (14.97)$$

$$\mathrm{d}\bar{n}/\mathrm{d}h = 0{,}5\ \Delta\bar{n}/\Delta\bar{h}, \quad (14.98)$$

$$\mathrm{d}K_c/\mathrm{d}h = \Delta K_c/\Delta h, \quad (14.99)$$

$$(\partial\bar{S}_e/\partial Q)_i^{j+1} = [-K_eQ/(g\ \Delta x A^2)]_i^{j+1}, \quad (14.100)$$

$$(\partial\bar{S}_e/\partial Q)_{i+1}^{j+1} = [K_eQ/(g\ \Delta x A^2)]_{i+1}^{j+1}, \quad (14.101)$$

$$(\partial\tilde{S}_e/\partial h)_i^{j+1} = [K_eQ^2B/(g\ \Delta x A^3)]_i^{j+1}, \quad (14.102)$$

$$(\partial\tilde{S}_e/\partial h)_{i+1}^{j+1} = [-K_eQ^2B/(g\ \Delta x A^3)]_{i+1}^{j+1}, \quad (14.103)$$

$$\partial L/\partial Q = 0, \quad (14.104)$$

(латеральный приток)

$$\partial L/\partial h = 0, \quad (14.105)$$

$$\partial L/\partial Q = -0{,}5\bar{q}/\bar{A}, \quad (14.106)$$

(объемный латеральный отток)

$$\partial L/\partial h = 0{,}5\bar{q}\bar{Q}B/\bar{A}^2, \quad (14.107)$$

$$\partial L/\partial Q = -0{,}25\bar{q}/\bar{A}, \quad (14.108)$$

(инфильтрационные потери из речного русла)

$$\partial L/\partial h = 0{,}25\bar{q}\bar{Q}B/\bar{A}^2. \quad (14.109)$$

В уравнениях (14.87) – (14.94) подстрочные индексы l и k обозначают порядковые номера строки и столбца, к которым относится данный элемент $a_{l,\ k}$ якобиана. Индекс l для первого отрезка Δx имеет значение 2 и возрастает с шагом, равным 2, для каждого последующего отрезка Δx, в процессе движения от верхней границы водотока к нижней. Индекс k имеет значение, равное 1, для первого отрезка Δx и возрастает с шагом, равным 2, для каждого последующего отрезка Δx.

Таким образом, метод Ньютона – Рафсона позволяет получить систему, состоящую из $2N$ x $2N$ линейных уравнений. Якобиан, или матрица коэффициентов этой системы, включает выражения, записанные в частных производных через первые оценки векторного множества X^k. Правая часть уравнения (14.83) представляет собой остаток – некоторый вектор, значения которого получены в результате решения уравнений (14.69) и (14.70) по расчетным значениям X^k, относящимся к неизвестным расходам и отметкам водной поверхности. Решение линейной системы, описываемой уравнением (14.83), позволяет получить значение поправки, вносимой в первые пробные (оценочные) значения неизвестных.

14.10.2. Расчет матрицы коэффициентов. Для обеспечения гибкости неявной расчетной схемы крайне необходим эффективный метод матричных преобразований. Уравнение (14.83) решается с помощью некоторой определенной модификации метода исключений Гаусса, предназначенной для решения системы линейных уравнений. Используя матричные обозначения, уравнение (14.83) можно переписать следующим образом:

$$[A]X = R \qquad (14.110)$$

где $[A]$ – матрица коэффициентов с элементами $a_{l,k}$, X, R – векторы столбцов матрицы, состоящие соответственно из компонентов x_l и r_l. Матрица коэффициентов заполнена главным образом нулевыми элементами, за исключением четырех элементов в каждой строке, расположенных вдоль главной оси матрицы. Эффективный расчетный метод был разработан Фридом [30]. Согласно этому методу: 1) в расчетах не принимает участие ни один из нулевых элементов, за счет чего количество необходимых операций (сложения, вычитания, умножения, деления) снизилось с $16/3N^3 + 8N^2 + 14/3N$ до $38N - 19$; 2) запоминаются только ненулевые элементы, и тем самым объем памяти, необходимый для хранения матрицы $[A]$, снизился с $2N$ x $2N$ до $2N$ x 4, где N – общее количество сечений русла вдоль водотока. Уменьшение размеров исходной матрицы до $2N$ x 4 приводит к тому, что подстрочный индекс k, фигурирующий в уравнениях (14.87) и (14.94), не возрастает для

каждого последующего отрезка Δx, т. е. k принимает значения 1, 2, 3, 4 для всех l строк.

Эффективное решение уравнения (14.109) может быть достигнуто с использованием следующего компактного пятидиагонального модифицированного метода исключений Гаусса. Расчеты, смысл которых заключается в исключении элементов, расположенных ниже главной диагонали, выполняются при последовательном переборе индекса $l = 2, 4, 6 \ldots 2N-2$ и проводятся по следующим формулам:

$$a_{l,2} = a_{l,1}/a_{l-1,k'+1}\, a_{l-1,k'+2} + a_{l,2}\,, \tag{14.111}$$

$$r_l = -a_{l,1}/a_{l-1,k'+1} r_{l-1} + r_l\,, \tag{14.112}$$

$$a_{l+1,2} = -a_{l+1,1}/a_{l-1,k'+1} a_{l-1,k'+2} + a_{l+1,2}\,, \tag{14.113}$$

$$r_{l+1} = -a_{l+1,1}/a_{l-1,k'+1} r_{l-1} + r_{l+1}\,, \tag{14.114}$$

$$a_{l+1,3} = -a_{l+1,2}/a_{l,2} a_{l,3} + a_{l+1,3}\,, \tag{14.115}$$

$$a_{l+1,4} = -a_{l+1,2}/a_{l,2} a_{l,4} + a_{l+1,4}\,, \tag{14.116}$$

$$r_{l+1} = -a_{l+1,2}/a_{l,2} r_l + r_{l+1}\,, \tag{14.117}$$

где $k' = 0$ при $l = 2$ и $k' = 2$ при $l > 2$. Компоненты расчетного вектора $X(x_l)$ получают путем обратной подстановки, начиная с $l = 2N$ и последовательно перемещаясь до $l = 1$. Таким образом,

$$x_{2N} = (-a_{2N,3}/a_{2N-1,3} r_{2N-1} + r_{2N})/(-a_{2N,3}/a_{2N-1,3} a_{2N-1,4} + a_{2N,4})\,, \tag{14.118}$$

$$x_l = (r_l - a_{l,k'+2} x_{l+1})/a_{l,k'+1} \quad \ldots\ l = 2N-1, 2N-3, \ldots 3, 1\,, \tag{14.119}$$

$$x_l = (r_l - a_{l,4} x_{l+2} - a_{l,3} x_{l+1})/a_{l,2} \ldots l = 2N-2, 2N-4, \ldots 4, 2\,, \tag{14.120}$$

где $k' = 2$ при $l > 1$ и $k' = 0$ при $l = 1$.

14.10.3. Усовершенствования, внесенные в расчетный алгоритм. Программа FLDWAV содержит автоматическую процедуру, основанную на использовании достоинств четырехточечной нелинейной неявной конечно-разностной схемы. Это усовершенствование особенно целесообразно в случае, когда рассматриваются гидрографы быстрого подъема уровня воды в руслах, сечения которых характеризуются значительной изменчивостью в вертикальной плоскости и (или) вдоль оси x. В этой ситуации могут возникнуть вычислительные проблемы, которые проявляются в том, что не достигается сходимость итерационного алгоритма Ньюто-

на – Рафсона или, к примеру, получаются слишком заниженными расчетные значения глубины потока на передней границе движущейся волны с резким фронтом. Когда начинают ощущаться подобные обстоятельства, прибегают к автоматической процедуре, реализующейся в два этапа.

В первую очередь вполовину уменьшается текущий временной шаг Δt и вычисления на нем повторяются. Если после этого остается та же проблема, Δt снова делится пополам и расчеты повторяются. Так продолжается до тех пор, пока не будет получено приемлемое решение или временной шаг не уменьшится до 1/16 его исходного размера. Если достигается удовлетворительное решение, переходят к расчетам на следующем временно́м шаге, размер которого равен его исходному значению Δt. Если решение, полученное с временны́м шагом, равным $\Delta t/16$, является неудовлетворительным, весовой коэффициент θ увеличивается на 0,1, а временной шаг задается равным $\Delta t/2$. После того как достигается удовлетворительное решение, θ и временно́й шаг вновь принимают свои прежние значения. Если получаемые решения являются неудовлетворительными, расчеты продолжаются с постепенным увеличением θ до 1,0, после чего автоматическая процедура прерывается и решение, полученное при $\theta = 1{,}0$ и $\Delta t/2$, используется для продолжения вычислений на следующие моменты времени, причем в этом случае вновь задаются исходные значения θ и Δt. В большинстве случаев вычислительные трудности можно преодолеть ценой одно- или двукратного уменьшения временно́го шага.

14.11. Внешние границы и начальные условия. Для получения решений уравнений Сент-Венанта должны быть заданы внешние границы, а именно граница на головном створе рассматриваемого водотока и на его замыкающем створе. На практике при решении большинства задач неустановившегося течения условия, определяющие нарушения режима водотока, задаются на одной или обеих внешних границах.

14.11.1. Верхняя граница водотока. На модели FLDWAV предусмотрены две возможности задания граничных условий на верхнем створе: либо через удельные расходы, либо через ряды наблюдений за изменениями отметок водной поверхности (гидрографы). Если используется гидрограф расходов $Q(t)$, уравнение, описывающее условие на границе, выглядит следующим образом:

$$\hat{B}_1 = Q_1^{j+1} - Q(t) = 0. \qquad (14.121)$$

В этом случае частные производные, входящие в якобиан, определяются как

$$a_{1,k} = \partial \hat{B}_1 / \partial Q_1 = 1 , \quad (14.122)$$

$$a_{1,k+1} = \partial \hat{B}_1 / \partial h_1 = 0 . \quad (14.123)$$

Если в качестве граничного условия используются данные наблюдений за отметками водной поверхности $h(t)$, то уравнение, описывающее это условие, можно записать как

$$\hat{B}_1 = h_1^{j+1} - h(t) = 0 . \quad (14.124)$$

В этом случае частные производные составляют

$$a_{1,k} = \partial \hat{B}_1 / \partial Q_1 = \epsilon , \quad (14.125)$$

$$a_{1,k+1} = \partial \hat{B}_1 / \partial h_1 = 1 , \quad (14.126)$$

где ϵ – некоторое произвольное малое число, например 0,0001. Это число вводится для того, чтобы элемент матрицы коэффициентов $a_{1,1}$ не принимал нулевого значения, что позволяет при использовании вышеописанного метода матричных преобразований проводить расчеты без перестановки рядов, необходимой для исключения нулевых элементов, расположенных вдоль главной диагонали.

Гидрографы, использующиеся в качестве граничного условия на головном створе, не должны зависеть от условий стока на участках, расположенных ниже по течению от этой границы.

14.11.2. Нижняя граница водотока. В качестве граничного условия на нижнем створе могут задаваться удельные расходы или данные режимных наблюдений за изменениями отметок водной поверхности. Если граничное условие задается гидрографом стока $Q'(t)$, то уравнение на границе выглядит следующим образом:

$$\hat{B}_N = Q_N^{j+1} - Q'(t) = 0 , \quad (14.127)$$

а частные производные, входящие в якобиан, составляют

$$a_{2N,k+2} = \partial \hat{B}_N / \partial Q_N = 1 , \quad (14.128)$$

$$a_{2N,k+3} = \partial \hat{B}_N / \partial h_N = 0 . \quad (14.129)$$

Данные об изменениях на границе отметок водной поверхности $h'(t)$, связанных, в частности, с фактическими или прогнозными приливно-отливными явлениями, описываются уравнением

$$\hat{B}_N = h_N^{j+1} - h'(t) = 0 , \quad (14.130)$$

а частные производные составляют

$$a_{2N,k+2} = \partial \hat{B}_N / \partial Q_N = 0 , \quad (14.131)$$

$$a_{2N,k+3} = \partial \hat{B}_N / \partial h_N = 1 . \qquad (14.132)$$

Кроме того, в качестве граничного условия на нижнем створе часто используются соотношения между расходом и глубиной водотока или отметками водной поверхности, в частности однозначные кривые расхода, задаваемые в табличной (кусочно-линейной) форме, включающей значения Q_k, h_k. Из таблицы можно получить любое значение расхода Q', соответствующее любой отметке водной поверхности h_N^{j+1} на нижней границе, методом линейной интерполяции по следующей формуле:

$$Q' = Q_k + (Q_{k+1} - Q_k)(h_N^{j+1} - h_k)/(h_{k+1} - h_k) . \qquad (14.133)$$

В этом случае граничное условие на нижней границе описывается уравнением

$$\hat{B}_N = Q_N^{j+1} - Q' = 0 , \qquad (14.134)$$

а частные производные составляют

$$a_{2N,k+2} = \partial \hat{B}_N / \partial Q_N = 1 , \qquad (14.135)$$

$$a_{2N,k+3} = \partial \hat{B}_N / \partial h_N = -(Q_{k+1} - Q_k)/(h_{k+1} - h_k) . \qquad (14.136)$$

В качестве граничного условия на нижнем створе может задаваться кривая расхода, имеющая гистерезис и для нормального потока описывающаяся уравнением Маннинга. Гистерезис связан с тем, что в расчетных зависимостях в основном фигурирует уклон водной поверхности, а не уклон дна русла водотока. В этом случае уравнение на нижней границе имеет вид

$$\hat{B}_N = Q_N^{j+1} - QN = 0 , \qquad (14.137)$$

где

$$QN = 1{,}49\left(\frac{A^{5/3}}{nB^{2/3}}\right)_N^{j+1}\left(\frac{h_{N-1}^j - h_N^j}{\Delta x_{N-1}}\right)^{1/2} = K_{c_N}\left(\frac{h_{N-1}^j - h_N^j}{\Delta x_{N-1}}\right)^{1/2} \qquad (14.138)$$

и

$$a_{2N,k+2} = \partial \hat{B}_N / \partial Q_N = 1 + QN/n_N^{j+1}(\Delta n/\Delta Q)_N^{j+1} , \qquad (14.139)$$

$$a_{2N,k+3} = \partial \hat{B}_N / \partial h_N = \frac{QN}{3}\left(3\,\frac{\Delta n/\Delta h}{n} + 2\,\frac{\Delta B/\Delta h}{B} - \frac{5B}{A}\right)_N^{j+1} = \frac{-QN}{K_{c_N}}\,\frac{\Delta K_c}{\Delta h} . \qquad (14.140)$$

В качестве нижней границы может задаваться сечение с критической скоростью течения; граничное условие в этом случае задается

уравнениями

$$\hat{B}_N = Q_N^{j+1} - QC = 0, \tag{14.141}$$

где

$$QC = (\sqrt{g/B}A^{3/2})_N^{j+1}, \tag{14.142}$$

и

$$a_{2N,k+2} = \partial\hat{B}_N/\partial Q_N = 1, \tag{14.143}$$

$$a_{2N,k+3} = \partial\hat{B}_N/\partial h_N = \frac{QC}{2}\left(\frac{\Delta B/\Delta h}{B} - 3\frac{B}{A}\right)_N^{j+1}. \tag{14.144}$$

Поток через нижнюю границу рассматриваемого отрезка водотока не должен зависеть от условий стока ниже по течению. Конечно, всегда существуют некоторые несущественные воздействия на поток, обусловленные изменчивостью геометрии сечений русла вниз по течению относительно местоположения заданной границы. Однако влиянием этих неоднородностей в большинстве случаев можно пренебречь. Исключение составляют ситуации, когда неоднородности настолько резко выражены, что возникают существенные возвратные потоки или понижения уровня воды в реке. Следует избегать задания нижней границы на створе, ниже которого находятся водохранилища или крупные притоки, поскольку с ними связаны возвратные потоки, оказывающие влияние на характер граничных условий в этом створе. Если подобные ситуации неизбежны, то тогда отрезок русла, применительно к которому записаны уравнения Сент-Венанта, необходимо продлить вниз по течению до точки, расположенной ниже места впадения притока или плотины, если речь идет о водохранилище. В ряде случаев моделируемый отрезок водотока можно укоротить и его нижнюю границу передвинуть вверх по потоку до точки, где влияние, оказываемое возвратными потоками, является несущественным.

14.11.3. Начальные условия. Для получения решения уравнений Сент-Венанта должны быть заданы начальные значения отметок водной поверхности h и расходов Q на момент времени $t = 0$. Начальные условия на модели FLDWAV могут быть заданы одним из следующих способов: 1) по результатам наблюдений на гидрометрических станциях с последующей интерполяцией значений на промежуточные створы; эта процедура должна выполняться достаточно точно, чтобы обеспечить сходимость итерационного метода Ньютона – Рафсона, применяющегося для решения конечно-разностных аналогов уравнений Сент-Венанта (ошибки затухают после нескольких временны́х шагов); 2) в виде значений, рассчитанных при моделировании предшествующих нестационарных условий стока (такой способ задания начальных условий часто применяется при прогнозировании паводка с шагом в одни сутки); 3) в виде рас-

четных значений, полученных в результате моделирования установившихся возвратных потоков.

В условиях стационарного течения расход во всех сечениях водотока можно определить следующей зависимостью:

$$Q_{i+1} = Q_i + \bar{q}_i\,\Delta x_i \qquad \ldots\ i = 1,2,3,\ \ldots, N-1\,, \tag{14.145}$$

где Q_1 – принятый стационарный расход на верхней границе в момент времени $t = 0$, $\bar{q}_i$ – известный средний латеральный приток (отток) вдоль каждого отрезка Δx на момент времени $t = 0$. Отметки водной поверхности h_i рассчитываются в соответствии со следующим выражением, являющимся упрощенным аналогом уравнения сохранения моментов (14.62), записанного применительно к стационарному течению:

$$(Q^2/A)_{i+1} - (Q^2/A)_i + g\bar{A}_i(h_{i+1} - h_i + \Delta x_i \bar{S}_{fi}) = 0\,, \tag{14.146}$$

где $\bar{A}_i$ и $\bar{S}_{fi}$ определяются соответственно из уравнений (14.71) и (14.73). Для потоков с нормальной скоростью течения расчеты ведутся в направлении от нижнего створа к верхнему ($i = N-1, \ldots 3, 2, 1$); для сверхкритических потоков – от верхнего створа к нижнему. Исходное значение отметки водной поверхности h_N может быть установлено прямыми замерами или получено из соответствующего граничного условия для расхода Q_N через нижний створ. Уравнение (14.146) можно решить методом Ньютона – Рафсона в модификации, относящейся к одиночному нелинейному уравнению. В этом случае, если объединить уравнения (14.83) и (14.84), в скалярной форме можно записать следующее рекуррентное соотношение:

$$x^{k+1} = x^k - f(x^k)/f'(x^k)\,, \tag{14.147}$$

где x представляет собой неизвестную величину h_i, k – количество итераций, $f(x^k)$ – уравнение (14.146), решенное с некоторым пробным значением x^k, $f'(x^k)$ – уравнение, производное от уравнения (14.146), записанное относительно неизвестной h_i и решенное со значением x^k. Производная уравнения (14.146) выражается следующей зависимостью:

$$f'(x^k) = \mathrm{d}f(x^k)/\mathrm{d}h_i = (Q^2B/A^2)_i + 0{,}5gB_i(h_{i+1} - h_i + \bar{S}_{fi}\,\Delta x_i) + g\bar{A}_i[-1 + \Delta x_i(\mathrm{d}\bar{S}_{fi}/\mathrm{d}h_i)]\,, \tag{14.148}$$

где $\mathrm{d}\bar{S}_f/\mathrm{d}h_1$ определяется из уравнения (14.96).

14.12. Внутренние граничные условия. В качестве внутренних границ могут выступать плотины, мосты или пороги (короткие перекаты), расположенные вдоль русла водотока; для них уравнения Сент-Венанта не-

применимы. На этих участках изменения скорости течения происходят быстрее, чем того требуют условия применимости уравнений Сент-Венанта. Для моделирования быстро изменяющихся потоков могут применяться полученные эмпирическим путем зависимости между отметками водной поверхности и расходами, устанавливаемые, например, на водосливах. На модели FLDWAV нестационарные течения в водотоке воспроизводятся в том числе и в точках, где поток претерпевает быстрые изменения; при этом используются внутренние граничные условия. Внутренние граничные условия задаются в сечениях, совпадающих с верхней и нижней границами той части русла водотока, где имеют место быстрые изменения потока. Длина отрезка Δx между этими двумя сечениями может принимать любое приемлемое значение от нуля до фактического замеренного расстояния. Поскольку для описания процессов стока, протекающих в пределах любого другого отрезка Δx, необходимы два уравнения (уравнения Сент-Венанта), внутренние граничные условия на отрезке Δx также требуют записи двух уравнений. Второе из требуемых уравнений представляет собой закон сохранения массы с пренебрежимо малым членом, соответствующим изменяющейся во времени емкости, т. е.

$$\hat{B}_{I2} = Q_i^{j+1} - Q_{i+1}^{j+1} = 0 . \qquad (14.149)$$

Частные производные, входящие в якобиан, составляют

$$a_{l+1,k} = \partial \hat{B}_{I2}/\partial Q_i = 1 , \qquad (14.150)$$

$$a_{l+1,k+1} = \partial \hat{B}_{I2}/\partial h_i = 0 , \qquad (14.151)$$

$$a_{l+1,k+2} = \partial \hat{B}_{I2}/\partial Q_{i+1} = -1 , \qquad (14.152)$$

$$a_{l+1,k+3} = \partial \hat{B}_{I2}/\partial h_{i+1} = 0 . \qquad (14.153)$$

Первое из двух требуемых уравнений – это эмпирическая зависимость, описывающая быстро изменяющееся течение.

14.12.1. Критические потоки. Если внутренним граничным условием описывается критический поток, то к уравнению (14.149) добавляется еще следующее уравнение:

$$\hat{B}_{I1} = Q_i^{j+1} - \sqrt{g}(A^{3/2}/B^{1/2})_i^{j+1} = 0 . \qquad (14.154)$$

В этом случае частные производные определяются как

$$a_{l,k} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial Q_i = 1 , \qquad (14.155)$$

$$a_{l,k+1} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial h_i = 0{,}5\sqrt{g}\,[\Delta B/\Delta h(A/B)^{3/2} - 3(AB)^{1/2}]_i^{j+1} . \qquad (14.156)$$

14.12.2. Плотины. Внутреннее граничное условие, задаваемое на плотине, может учитывать любое сочетание потоков, в частности течения в водосливах (неконтролируемые переливы через плотину, постоянные затворы, временные затворы), переливы через береговые дамбы, постоянные (независимые от напора) течения и аварийные водосливы, связанные с временными нарушениями сплошности тела плотины. Общее уравнение потока в створе плотины выглядит следующим образом:

$$\hat{B}_{\Pi} = Q_i^{j+1} - Q_d = 0\,, \tag{14.157}$$

где

$$Q_d = Q_{br} + Q_s\,; \tag{14.158}$$

здесь Q_{br} – временный аварийный поток, который может быть нулевым, Q_s – сумма всех остальных типов потоков. Аварийные водосливы могут рассматриваться как переливы через тело плотины по широкому фронту с введением поправки на эффекты затопления, т. е.

где
$$Q_{br} = K_s Q'_{br}\,, \tag{14.159}$$

$$Q'_{br} = 3{,}1b(h_i^{j+1} - h_{br})^{3/2} + 2{,}45z(h_i^{j+1} - h_{br})^{5/2}, \tag{14.160}$$

$$K_s = 1 - 27{,}8(h_r - 0{,}67)^3 \quad \ldots\ h_r > 0{,}67\,, \tag{14.161}$$

$$K_s = 1 \quad \ldots\ h_r \leqslant 0{,}67\,, \tag{14.162}$$

$$h_r = (h_{i+1}^{j+1} - h_{br})/(h_i^{j+1} - h_{br})\,, \tag{14.163}$$

$$b = \hat{b} \quad \ldots\ t_{br} > \tau_{br}\,, \tag{14.164}$$

$$b = \hat{b}t_{br}/\tau_{br} \quad \ldots\ t_{br} \leqslant \tau_{br}\,, \tag{14.165}$$

$$h_{br} = h_{bm} \quad \ldots\ t_{br} > \tau_{br}\,, \tag{14.166}$$

$$h_{br} = h_d - (h_d - h_{bm})t_{br}/\tau_{br} \quad \ldots\ t_{br} \leqslant \tau_{br}\,, \tag{14.167}$$

где K_s – поправочный коэффициент на затопление, учитывающий влияние, оказываемое на отметки водной поверхности h_{i+1} в точках, расположенных от плотины ниже по течению, b – мгновенная ширина прорыва в теле плотины по его нижней границе, $\hat{b}$ – окончательная максимальная ширина прорыва по его нижней границе, t_{br} – время с начала образования прорыва, τ_{br} – интервал времени, необходимый для полного формирования прорыва, h_b – абсолютная отметка дна прорыва, h_{bm} – окончательная отметка дна прорыва (обычно принимается, что она совпадает с отметкой основания плотины), h_d – отметка гребня плотины, z – уклон боковой поверхности прорыва ($1 : z$, 1 – по вертикали, z – по го-

ризонтали). Значения $\hat{b}$, τ_{br}, h_{br}, h_d, h_{bm} и z должны быть известны или должны приниматься по аналогии с другими плотинами, на которых складывались подобные аварийные ситуации. Промоина начинает формироваться в момент, когда значение h_i^{j+1} равняется или превосходит h_f – некоторую заданную отметку, представляющую собой величину превышения, которое должно быть достигнуто для того, чтобы начался процесс разрушения плотины. Сумма всех остальных потоков Q_s составляет

$$Q_s = K_{ss}Q_{ss} + Q_g + K_{cs}Q_{cs} + Q_t\,, \tag{14.168}$$

$$Q_{ss} = c_s L_s (h_i^{j+1} - h_s)^{3/2}\,, \tag{14.169}$$

$$Q_g = \sqrt{2g}\, c_g A_g (h_i^{j+1} - h_g)^{1/2}\,, \tag{14.170}$$

$$Q_{cs} = c_d L_d (h_i^{j+1} - h_d)^{3/2}\,, \tag{14.171}$$

$$K_{ss} = 1 - 27{,}8(h_{rs} - 0{,}67)^3 \quad \ldots\ h_{rs} > 0{,}67\,, \tag{14.172}$$

$$h_{rs} = (h_{i+1}^{j+1} - h_s)/(h_i^{j+1} - h_s)\,, \tag{14.173}$$

$$K_{cs} = 1 - 27{,}8(h_{rc} - 0{,}67)^3, \quad \ldots\ h_{rc} > 0{,}67\,, \tag{14.174}$$

$$h_{rc} = (h_{i+1}^{j+1} - h_d)/(h_i^{j+1} - h_d)\,, \tag{14.175}$$

где K_{ss} и K_{cs} – поправочные коэффициенты на затопление для водосливов и гребня плотины соответственно, c_s, c_g и c_d – коэффициенты расхода через водосливы, затворы и гребень плотины соответственно, L_s – протяженность водослива, A_g – площадь, образующаяся при открывании затвора, L_d – длина гребня плотины за вычетом L_s, h_s – отметка гребня водослива, h_g – отметка центральной точки затвора (затворов), Q_t – постоянный, не зависящий от напора расход. Следует отметить также, что переменные во времени параметры затворов (c_g и A_g) можно задать в виде табличных (кусочно-линейных) значений, соответствующих некоторым фиксированным моментам времени t. Более детальные сведения о характерном диапазоне изменений параметров, входящих в уравнения (14.157)–(14.175), приведены в работе [35].

Частные производные, входящие в уравнение (14.157), определяются как

$$a_{I,k} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial Q_i = 1\,, \tag{14.176}$$

$$a_{I,k+1} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial h_i = -K_s \partial Q'_{br}/\partial h_i - Q'_{br}\partial K_s/\partial h_i - \partial Q_s/\partial h_i\,, \tag{14.177}$$

где

$$\partial Q'_{br}/\partial h_i = 4{,}65b(h_i^{j+1} - h_{br})^{1/2} + 6{,}13z(h_i^{j+1} - h_{br})^{3/2}, \tag{14.178}$$

$$\partial K_s/\partial h_i = 83{,}4(h_r - 0{,}67)^2 h_r/(h_i^{j+1} - h_{br}) , \tag{14.179}$$

$$\begin{aligned}\partial Q_s/\partial h_i = {} & 1{,}5K_{ss}c_s L_s(h_i^{j+1} - h_s)^{1/2} + 83{,}4Q_{ss}(h_{rs} - \\ & 0{,}67)^2 h_{rs}/(h_i^{j+1} - h_s) \\ & + 0{,}5\sqrt{2g}c_g A_g/(h_i^{j+1} - h_g)^{1/2} + 1{,}5K_{cs}c_d L_d(h_i^{j+1} - h_d)^{1/2} \\ & + 83{,}4Q_{cs}(h_{rc} - 0{,}67)^2 h_{rc}/(h_i^{j+1} - h_d) ,\end{aligned} \tag{14.180}$$

и

$$a_{I,k+2} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial Q_{i+1} = 0 , \tag{14.181}$$

$$a_{I,k+3} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial h_{i+1} = -Q'_{br}\partial K_s/\partial h_{i+1} - \partial Q_s/\partial h_{i+1} , \tag{14.182}$$

где

$$\partial K_s/\partial h_{i+1} = -83{,}4(h_r - 0{,}67)^2/(h_i^{j+1} - h_{br}) , \tag{14.183}$$

$$\begin{aligned}\partial Q_s/\partial h_{i+1} = {} & -83{,}4Q_{ss}(h_{rs} - 0{,}67)^2/(h_i^{j+1} - h_s) , \\ & -83{,}4Q_{cs}(h_{rc} - 0{,}67)^2/(h_i^{j+1} - h_d) .\end{aligned} \tag{14.184}$$

14.12.3. Мосты и дамбы. Еще одной разновидностью внутренних граничных условий является течение в створе мостов и в ряде случаев переливы через дамбы, которые сооружаются для того, чтобы препятствовать затоплению пойменной части долины. Общий поток Q_{be} в таких условиях можно определить как сумму, включающую потоки между опорами моста Q_{bo} переливы через дамбы Q_{em} и потоки через изменяющиеся во времени промоины в дамбе Q_{br}. Уравнение, описывающее внутренние граничные условия в створе моста, защищенного береговым валом, выглядит следующим образом:

$$\hat{B}_{i1} = Q_i^{j+1} - Q_{be} , \tag{14.185}$$

где

$$Q_{be} = Q_{bo} + Q_{em} + Q_{br} , \tag{14.186}$$

$$Q_{bo} = \sqrt{2g}c_b A_{i+1}^{j+1}(h_i^{j+1} - h_{i+1}^{j+1})^{1/2} , \tag{14.187}$$

$$Q_{em} = K_{em}L_{em}c_{em}(h_i^{j+1} - h_{em})^{3/2} , \tag{14.188}$$

$$K_{em} = 1 - 27{,}8(h_{re} - 0{,}67)^3 \quad \ldots\ h_{re} > 0{,}67 , \tag{14.189}$$

$$h_{re} = (h_{i+1}^{j+1} - h_e)/(h_i^{j+1} - h_{em}) , \tag{14.190}$$

где c_b – коэффициент расхода в створе моста, учитывающий наличие опор, угол между направлением течения и створом и др. (см. [16]), c_{em}, L_{em}, K_{em} – коэффициент расхода, протяженность дамбы и поп-

равочный коэффициент на затопление для случая переливов через дамбу соответственно [35]; поток через промоину в дамбе Q_{br} определяется в соответствии с уравнениями (14.159)–(14.167), за исключением того что h_d заменяется на h_e – отметку верхней поверхности дамбы.

Частные производные уравнения (14.185) составляют

$$a_{l,k} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial Q_i = 1\,, \tag{14.191}$$

$$a_{l,k+1} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial h_i = -0{,}5Q_{bo}/(h_i^{j+1} - h_{i+1}^{j+1}) - 1{,}5Q_{em}/(h_i^{j+1} - h_{em}) + 83{,}4Q_{em}/K_{em}(h_{re} - 0{,}67)^2 h_{re}/(h_i^{j+1} - h_{em}) - \partial Q_{br}/\partial h_i\,, \tag{14.192}$$

$$a_{l,k+2} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial Q_{i+1} = 0\,, \tag{14.193}$$

$$a_{l,k+3} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial h_{i+1} = Q_{bo}[0{,}5/(h_i^{j+1} - h_{i+1}^{j+1}) - B_i^{j+1}/A_i^{j+1}] + 83{,}4Q_{em}/K_{em}(h_{re} - 0{,}67)^2/(h_i^{j+1} - h_{em}) - \partial Q_{br}/\partial h_{i+1}\,, \tag{14.194}$$

где $\partial Q_{br}/\partial h_i$ тождественно выражению $K_s \partial Q'_{br}/\partial h_i + Q'_{br}\,\partial K_s/\partial h_i$ в уравнении (14.177) и ∂h_{i+1} тождественно выражению $Q'_{br}\,\partial K_s/\partial h_{i+1}$ в уравнении (14.182), за исключением того что вместо h_d здесь стоит h_e.

14.12.4. Шлюзы и плотины. На реке могут находиться небольшие плотины со шлюзами, управляемыми вручную. Через эти шлюзы вода пропускается таким образом, чтобы их глубина оставалась достаточной для обеспечения безопасной навигации выше по течению. Шлюзы предназначены для прохождения через плотину кораблей, барж и т. д. Хотя фактический режим работы шлюзов, который следовало бы задать на модели FLDWAV, может быть неизвестен, в качестве внутреннего граничного условия можно ориентировочно задать условие постоянства отметок водной поверхности, т. е.

$$\hat{B}_{I1} = h_i^{j+1} - h_t = 0\,, \tag{14.195}$$

где h_t – контрольная отметка воды в водохранилище, которую оператор на плотине старается поддерживать путем управления затворами. Контрольная отметка воды в водохранилище может иметь постоянное значение или приниматься как функция времени. Если расчетные отметки h_{i+1} превышают заданную контрольную отметку, тогда считается, что поток подчиняется уравнениям Сент-Венанта.

Все частные производные уравнения (14.195) равны нулю, за исклю-

чением одной, а именно

$$a_{I,k+1} = \partial B_{I1}/\partial h_i = 1 . \qquad (14.196)$$

14.12.5. Кривые расхода. Как говорилось выше, в разд 14.11, если принимается, что сток ниже некоторого внутреннего граничного сечения оказывает несущественное влияние на поток в этом сечении, в качестве внутреннего граничного условия может задаваться кривая расходов. Уравнение, описывающее этот тип внутреннего граничного условия, имеет вид

$$\hat{B}_{I1} = Q_i^{j+1} - Q' = 0 , \qquad (14.197)$$

где Q' определяется согласно уравнению (14.133). Частные производные определяются как

$$a_{I,k} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial Q_i = 1 , \qquad (14.198)$$

$$a_{I,k+1} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial h_i = -(Q_{k+1} - Q_k)/(h_{k+1} - h_k) , \qquad (14.199)$$

$$a_{I,k+2} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial Q_{i+1} = 0 , \qquad (14.200)$$

$$a_{I,k+3} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial h_{i+1} = 0 . \qquad (14.201)$$

14.13. Поперечные сечения. *14.13.1. Активные сечения потока.* Та часть поперечного сечения русла, в которой имеет место водный поток, называется активной. Программой FLDWAV предусматривается возможность задания активных сечений потока, имеющих правильную и неправильную геометрическую форму. Для каждого поперечного сечения в табличной форме задаются значения ширины русла и отметок водной поверхности, которые в целом составляют некоторую кусочно-линейную зависимость. Опыт показывает, что практически во всех случаях данное сечение достаточно адекватно может быть описано примерно восемью или меньшим числом замеров ширины и соответствующих отметок водной поверхности. Сечение, в котором отметки водной поверхности меньше некоторой заданной минимальной отметки, ниже которой уровень воды не должен снижаться, моделируется поперечным сечением с малым расходом, площадь которого может принимать нулевое значение. В первую очередь на модели рассчитывается общая площадь поперечного сечения, соответствующая ширине русла по водной поверхности. В процессе решения уравнений неустановившегося течения любые значения площади или ширины сечения, соответствующие определенной отметке водной поверхности, получаются методом линейной интерполяции из ранее заданных кусочно-линейных зависимостей

между шириной русла и отметками воды или из ранее рассчитанных на модели соотношений между площадью сечения русла и отметками.

Сечения, совпадающие с местоположением гидрометрических станций, обычно используются в качестве расчетных точек в плоскости $x - t$. Сечения задаются также в тех точках вдоль реки, где наблюдается значительная поперечная изменчивость параметров стока, или в точках впадения основных притоков. Обычно при моделировании крупных природных водотоков сечения располагаются на большем удалении друг от друга, чем при моделировании небольших водотоков, поскольку степень изменчивости характеристик в поперечном сечении крупных водотоков ниже, чем малых. Расстояние между соседними сечениями может варьировать от нескольких сот футов до нескольких миль. Помимо поперечной изменчивости русла на выбор длины отрезков Δx оказывает влияние также точность решения. Наилучшая точность решения достигается в случае, если соотношение между максимальной длиной отрезка Δx_m и Δt удовлетворяет следующему неравенству:

$$\Delta x_m \leqslant c\Delta t\,, \tag{14.202}$$

где c – средняя волновая скорость перемещения некоторой характерной для нестационарного потока точки, например средней точки гидрографа. Первоначальная оценка волновой скорости может быть получена из уравнения (14.32) или по данным наблюдений за расходами, а размер временно́го шага Δt выбирается в соответствии с уравнением (14.34). Поскольку c может изменяться вдоль направления русла, Δx_m также может варьировать в том же направлении.

В ряде случаев общее количество сечений в соответствии с изменениями их геометрических параметров может быть уменьшено путем сведения ряда соседних сечений в одно среднее. Ширина $\overline{B}$ этого среднего сечения может быть рассчитана по значениям ширины всех остальных сечений, участвующих в этом осреднении, по следующей зависимости:

$$\overline{B} = 0{,}5\,[(B_i + B_{i+1})\,\Delta d_i + (B_{i+1} + B_{i+2})\,\Delta d_{i+1} + \ \ldots\ (B_{I-1}^{I} + B_I^{I})\,\Delta d_{I-1}^{I}]\Big/\sum_{1}^{I'}\Delta d_i\,, \tag{14.203}$$

где $\overline{B}$ – осредненная по некоторому расстоянию ширина, соответствующая определенной глубине водотока, B_i – ширина i-го сечения в пределах некоторого отрезка, к которому приурочено несколько (I') сечений, сводимых в одно среднее, Δd_i – расстояния между отдельными сечениями. Общая протяженность данного отрезка водотока $\Sigma\Delta d_i$, определяемая в соответствии с уравнением (14.203), должна быть меньше Δx_m, которое оценивается исходя из неравенства (14.202).

14.13.2. Внерусловые емкости. В некоторое сечение могут попасть участки долины, в пределах которых скорость течения в направлении x пренебрежимо мала по сравнению со скоростью в активной части сечения. Неактивная часть поперечного сечения известна под названием мертвой или внерусловой емкости. Концепция внерусловых емкостей служит хорошим объяснением существования затопленных участков со стоячей водой, теснин или ответвлений основного русла, которые связаны с этим руслом, однако не пропускают через себя поток и служат лишь в качестве емкостей, хранящих сток. Другим эффективным приложением концепции внерусловой емкости является моделирование покрытых густой растительностью пойменных участков, которые накапливают часть паводковых вод, движущихся по руслу водотока. В каждом их этих случаев, задавая для той части паводковых вод, которые содержатся в зоне мертвой емкости, нулевую скорость течения, мы придем к более реалистичной модели, чем если бы задавали среднее значение скорости, получающееся в результате осреднения скорости течения в основном русле и нулевой скорости в зоне мертвой емкости. Свойства той части сечения, которая приурочена к зоне мертвой емкости, описываются таким же образом, как и свойствава активных участков сечения.

14.13.3. Сечения, генерируемые методом линейной интерполяции. Программой FLDWAV предусматривается возможность генерирования дополнительных сечений между двумя смежными заданными сечениями. Характеристики потока в дополнительных сечениях оцениваются методом линейной интерполяции. Эта возможность программы облегчает регулирование необходимой протяженности отрезков Δx, оцениваемой в соответствии с неравенством (14.202). Значения ширины активной части таких дополнительных сечений и части сечений, соответствующей зонам внерусловой емкости, определяются методом интерполяции.

14.14. Трение в русле. Для описания сопротивления, оказываемого потоку руслом, имеющим неровности, связанные с формой ложа, береговой растительностью, всевозможными препятствиями, изгибами русла и потерями на турбулентные вихревые потоки, используется коэффициент шероховатости Маннинга n. Коэффициент Маннинга n определяется для каждого отрезка водотока Δx как некоторая определенная функция отметки водной поверхности или расхода согласно табличной (кусочно-линейной) зависимости между n и соответствующей независимой переменной (h или Q). Для получения n, соответствующих промежуточным значениям h или Q, не вошедшим в таблицу, в программе FLDWAV используется метод линейной интерполяции.

Согласно альтернативному подходу, эффекты трения могут учитываться коэффициентом проводимости русла K_c, который может быть задан на модели FLDWAV как некая табличная функция отметки водной поверхности. Коэффициент проводимости русла связан с коэффициентом Маннинга n и параметрами поперечного сечения функциональной зависимостью, т. е.

$$K_c = 1{,}49AR^{2/3}/n \ . \qquad (14.204)$$

В случаях когда разрез включает отмели и достаточно широкую плоскую пойму, для расчетов лучше использовать K_c, а не n. В ряде случаев, когда вода затопляет пойму, значения гидравлического радиуса R могут испытывать разрыв. На модели такие разрывы могут задаваться значениями коэффициента проводимости, являющимися функцией отметок водной поверхности, причем эти значения в окрестностях разрыва задаются плавной функцией. Такой подход обеспечивает более реалистичную аппроксимацию потоков и помогает избежать проблем, связанных с численными методами расчетов.

Модели руслового стока часто оказываются чувствительными к коэффициенту Маннинга n или K_c. Значение n может быть определено в отсутствие необходимых исходных данных (результатов наблюдений за состоянием водотока и расходами), однако наиболее качественные результаты получаются в случае, когда коэффициент Маннинга n отыскивается в процессе решения обратной задачи по результатам воспроизведения данных предшествующих наблюдений за режимом отметок водной поверхности и расходами. Процедура согласования параметров или калибровка модели может проводиться либо методом проб и ошибок, либо автоматически с привлечением некоторого итерационного алгоритма. Ниже приведено описание одного из таких алгоритмов автоматизированной калибровки.

14.15. Латеральные притоки. В модели FLDWAV впадение в реку небольших притоков и поверхностный сток учитываются входящим в уравнения (14.61) и (14.62) членом q, имитирующим суммарный латеральный приток. Принимается, что латеральные притоки не зависят от потока в реке, к которому они прибавляются. Они задаются на модели как граничное условие второго рода, т. е. изменяющиеся во времени расходы (с равномерным или неравномерным шагом по времени). Они могут задаваться на любой отрезок водотока Δx как сумма всех латеральных притоков в пределах этого отрезка. Оттоки можно имитировать путем замены знака плюс, стоящего перед соответствующим значением расхода, на минус. Для определения расходов в

интервалы времени, не заданные на входе, используется метод линейной интерполяции.

14.16. Модифицированные уравнения Сент-Венанта, описывающие паводковый сток. Структура неустановившегося течения в природных реках, имеющих извилистое русло и широкую пойму, осложняется большими различиями между геометрическими и гидравлическими характеристиками, присущими речному руслу и пойме, а также огромной разницей в значениях коэффициента гидравлической шероховатости. Кроме того, структура потока осложняется тем, что главное русло меандрирует в границах поймы. Это приводит к тому, что часть общего потока ищет кратчайшие пути движения и продолжает двигаться вниз по течению скорее по более спрямленному из имеющихся в пределах поймы отрезку, чем по более изогнутому отрезку меандрирующего русла. Эта тенденция к поиску потоком кратчайших путей движения усиливается с повышением продольного уклона поймы в целом и не зависит от уклона основного русла. Вместе с тем подобное явление нивелируется с увеличением коэффициента гидравлической шероховатости поймы. Дальнейшее усложнение структуры потока связано с теми участками поймы, которые функционируют как зоны "мертвой емкости" – зоны, в пределах которых скорости течения пренебрежимо малы.

Модель FLDWAV включает уравнения Сент-Венанта в модифицированной форме, лежащие в основе альтернативного метода моделирования потоков в меандрирующих реках с пойменными пространствами. Модификация одномерных уравнений Сент-Венанта позволяет избежать, казалось бы, очевидной необходимости применения более сложных и требующих больших затрат машинного времени двумерных уравнений. Согласно принятому подходу, одномерные уравнения видоизменяются таким образом, что потоки в меандрирующем русле и в пойме моделируются раздельно. Следовательно, в модели на физически значимом уровне учитываются различия в гидравлических свойствах и расстояниях, которые потоки проходят в русловой и пойменной частях долины, однако при этом не нарушаются рамки предпосылок одномерной модели. Такой подход отличается от общепринятого подхода к моделированию неустановившихся потоков в реках с пойменными пространствами, согласно которому либо поток усредняется по общему сечению (включающему русло и пойму), либо пойма рассматривается как внерусловая емкость, а длины отрезков русла и поймы принимаются одинаковыми.

Уравнения Сент-Венанта в модифицированном виде выглядят следующим образом:

$$\frac{\partial(K_{cn}Q)}{\partial x_{cn}} + \frac{\partial(K_{lf}Q)}{\partial x_{lf}} + \frac{\partial(K_{rf}Q)}{\partial x_{rf}} + \frac{\partial(A_{cn} + A_{lf} + A_{rf} + A_0)}{\partial t} - q = 0, \quad (14.205)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{\partial(K_{cn}^2Q^2/A_{cn})}{\partial x_{cn}}+\frac{\partial(K_{lf}^2Q^2/A_{lf})}{\partial x_{lf}}+\frac{\partial(K_{rf}^2Q^2/A_{rf})}{\partial x_{rf}}+$$

$$gA_{cn}\left(\frac{\partial h}{\partial x_{cn}}+S_{f_{cn}}+S_e\right)+gA_{lf}\left(\frac{\partial h}{\partial x_{lf}}+S_{f_{lf}}\right)+gA_{rf}\left(\frac{\partial h}{\partial x_{rf}}+S_{f_{rf}}\right)=0\,. \tag{14.206}$$

Параметры K_{cn}, K_{lf}, K_{rf} представляют собой соответственно долю участия в общем стоке Q потоков в русле и на участках поймы, расположенных слева и справа от него. Они определяются следующим образом:

$$K_{cn}=1/(1+k_l+k_r)\,, \tag{14.207}$$

$$K_{lf}=k_l/(1+k_l+k_r)\,, \tag{14.208}$$

$$K_{rf}=k_r/(1+k_l+k_r)\,, \tag{14.209}$$

и

$$k_l=\frac{Q_{lf}}{Q_{cn}}=\frac{n_{cn}A_{lf}}{n_{lf}A_{cn}}\left(\frac{R_{lf}}{R_{cn}}\right)^{2/3}\left(\frac{\Delta x_{cn}}{\Delta x_{lf}}\right)^{1/2}, \tag{14.210}$$

$$k_r=\frac{Q_{rf}}{Q_{cn}}=\frac{n_{cn}A_{rf}}{n_{rf}A_{cn}}\left(\frac{R_{rf}}{R_{cn}}\right)^{2/3}\left(\frac{\Delta x_{cn}}{\Delta x_{rf}}\right)^{1/2}. \tag{14.211}$$

Уравнения (14.210) и (14.211) описывают отношения расхода в русловом сечении к расходам на участках поймы, расположенных слева и справа от русла; потоки выражаются теми же условными обозначениями, которые входят в уравнение Маннинга, с той лишь разницей, что гидравлический уклон заменен примерно соответствующим ему значением уклона водной поверхности $\Delta h/\Delta x$. Члены уравнения (14.206), включающие угол трения, аналогичны таким же членам в уравнении (14.73).

Уравнения (14.205) и (14.206) аппроксимируются четырехточечной конечно-разностной схемой с весовыми коэффициентами, описываемой уравнениями (14.66)–(14.68). Получаемые в итоге конечно-разностные уравнения, аналогичные уравнениям (14.69)–(14.70), решаются итерационным методом Ньютона – Рафсона, предназначенным для решения нелинейных уравнений и основанным на использовании специального метода, который предполагает построение пятидиагональных матриц, описываемых уравнениями (14.111)–(14.120). Принимается, что, до тех пор пока отметки воды в реке являются достаточными для того, чтобы ширина водной поверхности B_{lf} и B_{rf} была больше одного фута, коэффициенты K_{lf} и K_{rf} равны нулю. Следовательно, любые члены уравнений (14.205) и (14.206), относящиеся к левым и правым участкам поймы, принимают нулевые значения, поскольку равны нулю производные, связанные с этими членами уравнений. Это позволяет избежать

сложностей вычислительного плана (в частности, деления на нуль и др.), возникающих в процессе машинных расчетов.

14.17. Сверхкритические или смешанные потоки. При рассмотрении предыдущих вопросов принималось, что в любом поперечном сечении на некотором отрезке водотока течение является спокойным. Когда поток становится сверхкритическим, требуется иное задание внешних граничных условий. Сверхкритические потоки могут формироваться на протяжении всего отрезка реки или же на отдельных участках этого отрезка. Первая ситуация моделируется проще, а вторая ("смешанные потоки") вызывает определенные затруднения. Поток может расцениваться как смешанный как во временно́м разрезе, так и в пространстве, вдоль направления течения реки. Участки с определенным типом течения (сверхкритическим или спокойным) должны определяться на каждый временно́й шаг, и для каждого отдельного отрезка со сверхкритическим или спокойным характером течения должны задаваться различные типы граничных условий.

Сверхкритическое течение возникает в ситуации, когда число Фрунда F_i больше критического расхода, т. е.

$$F_i = Q_i/(\sqrt{g/B_i}A_i^{3/2}) > F_c\ , \qquad (14.212)$$

где F_c – число Фрунда для критического потока. Значение F_c принимается равным 1,0, хотя в ряде случаев для нивелировки эффектов, связанных с применением численных методов решения, может несколько изменяться. Течение носит спокойный характер, если $F_i < F_c$, а критическое течение возникает при $F_i = F_c$. Априорная оценка условий формирования сверхкритического течения может быть достаточно просто получена на основании анализа уклона дна русла: сверхкритические потоки встречаются при условии, что $S_0 > S_c$, где S_c (критический уклон) можно выразить следующей зависимостью:

$$S_c = gn^2/[2{,}21(A/B)^{1/3}]\ . \qquad (14.213)$$

14.17.1. Сверхкритические потоки. Если поток является сверхкритическим на всем протяжении отрезка водотока, отпадает необходимость в граничном условии на его нижней границе, поскольку нарушения потока не могут распространяться вверх по течению. Следовательно, это граничное условие является избыточным. Однако для определенности система неявных конечно-разностных уравнений должна включать $2N$ уравнений, соответствующих $2N$ неизвестным. Дополнительным уравнением, обеспечивающим определенность системы, является уравне-

ние, описывающее дополнительное условие на верхней границе. Это уравнение записывается в виде зависимости между глубиной водотока и его расходом, т. е.

где
$$\hat{B}_2 = Q_1^{j+1} - QS = 0\,, \tag{14.214}$$

$$QS = \left(\frac{1{,}486A^{5/3}}{nB^{2/3}}\right)_1^{j+1}\left(\frac{h_1^j - h_2^j}{\Delta x_1}\right)^{1/2} = K_{c_1}\left(\frac{h_1^j - h_2^j}{\Delta x_1}\right)^{1/2}. \tag{14.215}$$

Частные производные уравнения (14.214), составляющие якобиан, определяются как

$$a_{2,1} = \partial\hat{B}_2/\partial Q_1 = 1\,, \tag{14.216}$$

$$a_{2,2} = \partial\hat{B}_2/\partial h_1 = \frac{QS}{3}\left(\frac{3\ \mathrm{d}n/\mathrm{d}h}{n} - \frac{5B}{A} + \frac{2\ \mathrm{d}B/\mathrm{d}h}{B}\right)_1^{j+1} = -\frac{QS}{K_{c1}}\frac{\Delta K_{c1}}{\Delta h_1}\,, \tag{14.217}$$

а подстрочный индекс l в уравнениях (14.87)–(14.94) принимает значения, начиная с 3 и возрастая до $2N-2$, с шагом, равным 2. Матричное решение, описываемое уравнениями (14.111)–(14.120), следует несколько модифицировать, поскольку в данном случае имеются два граничных условия на верхней границе и ни одного на нижней. При задании начальных условий можно использовать уравнение (14.145), заменив искомый параметр на h_{i+1}, первый член уравнения (14.146) на $(-Q^2B/A^2)_{i+1}$, B_i на B_{i+1}, а -1, стоящую в скобках, на $+1$. Расчеты выполняются в направлении от головного к замыкающему створу ($i = 1, 2, \ldots, 2N-1$); значения h_i определяются из уравнения Маннинга (14.215), записанного для h_i^{j+1}, причем входящий в него член $(h^j_1 - h^j_2)/\Delta x_1$ заменяется уклоном дна русла между первым и вторым сечениями.

14.17.2. Смешанные потоки. Если в пределах данного отрезка водотока поток изменяется во времени или по длине отрезка от сверхкритического (турбулентного) до ламинарного или наоборот, такой поток называется смешанным. На каждый временной шаг путем расчета числа Фрунда для каждого сечения выявляются подотрезки с турбулентным и ламинарным типом течения, а затем проводится последовательная группировка отрезков Δx_i на подотрезки со спокойным и сверхкритическим течением. После этого с использованием уравнений Сент-Венанта для каждого подотрезка получают решение; расчеты начинаются с подотрезка, расположенного в самой верхней части течения, и продолжаются последовательно для подотрезков, расположенных ниже по течению, до тех пор пока не будут получены решения для каждого из них. Для каждого подотрезка задаются соответствующие уравнения, описывающие внешние граничные условия.

Если тип течения изменяется от ламинарного к турбулентному, то в качестве условия на нижней границе подотрезка с ламинарным течением выступает уравнение (14.140), описывающее критический поток. Условие на верхней границе подотрезка с турбулентным типом течения задается двумя уравнениями:

$$\hat{B}_{I1} = Q_1^{j+1} - Q' = 0\,, \tag{14.218}$$

$$\hat{B}_{I2} = h_1^{j+1} - h_c = 0\,, \tag{14.219}$$

$$a_{1,1} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial Q_1 = 1\,, \tag{14.220}$$

$$a_{1,2} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial h_1 = 0\,, \tag{14.221}$$

$$a_{2,1} = \partial \hat{B}_{I2}/\partial Q_1 = 0\,, \tag{14.222}$$

$$a_{2,2} = \partial B_{I2}/\partial h_1 = 1\,, \tag{14.223}$$

где Q' – расчетный расход на нижней границе подотрезка с ламинарным типом течения, Q_1^{j+1} – расход через это же сечение, выступающее на этот раз в качестве первого подотрезка с турбулентным течением, h_c – критическая отметка водной поверхности, рассчитанная на нижней границе подотрезка с ламинарным течением, h_1^{j+1} – отметка уреза воды в первом сечении подотрезка с турбулентным типом течения. Для подотрезков со сверхкритическим течением нет необходимости в уравнении, описывающем условие на нижней границе.

Если тип потока изменяется от турбулентного к ламинарному, уравнение, описывающее условие на верхней границе подотрезка с ламинарным течением, имеет следующий вид:

$$\hat{B}_{I1} = Q_1^{j+1} - Q'' = 0\,, \tag{14.224}$$

где Q'' – расчетный расход через последнее сечение отрезка с турбулентным течением, Q_1^{j+1} – расход через первое сечение подотрезка с ламинарным типом течения. В случае когда за подотрезком с ламинарным течением следует подотрезок с турбулентным течением, в качестве граничного условия на его нижней границе может выступать уравнение (14.140); если же подотрезок с ламинарным течением является последним в пределах данного отрезка водотока, соответствующее условие описывается уравнениями (14.126)–(14.140). Глубина потока в первом сечении подотрезка с ламинарным типом течения определяется граничным условием, задаваемым на его нижней границе; к таким участкам водотока применимы уравнения Сент-Венанта. Между последним сечением подотрезка, характеризующегося турбулентным

типом течения, и первым сечением подотрезка с ламинарным течением происходит гидравлический скачок, однако это явление непосредственно в уравнении не учитывается. Для того чтобы учесть возможную динамику этого гидравлического скачка, прежде чем перейти к расчетам на следующем временном шаге, предпринимаются следующие действия: 1) отметки водной поверхности в первом сечении подотрезка с ламинарным течением экстраполируются на несколько сечений, расположенных выше по течению вблизи нижней границы подотрезка с турбулентным течением; 2) последовательно рассчитываются значения глубины потока (отметки водной поверхности) в тех же сечениях в пределах отрезка со сверхкритическим течением; 3) эти отметки водной поверхности последовательно сравниваются с отметками, полученными в результате экстраполяции, и в качестве первого сечения подотрезка с ламинарным типом течения принимается сечение, ближайшее к точке, где эти два значения отметок совпали.

14.18. Системы речных русел. При моделировании нестационарных потоков в системе речных русел достаточно точные решения могут быть получены с использованием неявных конечно-разностных аппроксимаций уравнений Сент-Венанта, поскольку реакция системы как единого целого на каждом временно́м шаге оценивается в рамках определенного критерия сходимости. Однако при использовании для моделирования системы речных русел неявных схем эффективность машинных расчетов достигается с трудом. Уравнения, соответствующие законам сохранения массы и моментов в точке слияния двух водотоков, составляют матрицу коэффициентов (якобиан), использующуюся в методе Ньютона – Рафсона; элементы этой матрицы располагаются в виде узкой полосы вдоль главной диагонали матрицы. Расположение элементов в пределах столбцов якобиана зависит от порядковых номеров смежных сечений в окрестностях точки слияния. Появление таких элементов, лежащих за пределами главной диагонали, приводит к образованию "рассеянной" матрицы, содержащей относительно малое количество ненулевых элементов. Несмотря на то что для анализа рассеянных матриц используются специальные расчетные методы, затраты машинного времени, необходимого для расчета таких матриц общепринятыми методами, настолько велики, что делают неявный метод нереализуемым. Аналогичная ситуация складывается также в связи с неявными методами решения линеаризованных уравнений, которые могут оперировать с системой линейных уравнений, аналогичной якобиану. Для достижения эффективных результатов машинных расчетов процесса стока в системах речных русел в модели FLDWAV предусмотрен выбор одного из двух алгоритмов.

Первый из них, называемый релаксационным алгоритмом, разработан применительно к разветвленной (древовидной) системе речных русел, в которой основной водоток имеет некоторое количество сливающихся с ним притоков. В случае необходимости метод релаксации может использоваться применительно к разветвленным системам с притоками второго порядка (притоками притоков). В такой ситуации производится переобозначение порядков элементов системы стока, т. е. в качестве основного водотока принимается другая ветвь системы. При использовании релаксационного алгоритма рассеянная матрица не формируется; якобиан всегда представляет собой матрицу с диагональной полосой ненулевых элементов, как в случае с отрезком одиночного водотока.

Второй алгоритм, называемый сетевым алгоритмом, может применяться для моделирования практически любой природной системы речных русел (разветвленных систем, имеющих любой порядок притоков; русел, разделяющихся на отдельные ветви у островов, в дельтах, в обводных каналах, расположенных между двумя параллельными водотоками; притоков, соединенных между собой разветвленными руслами). Сетевой алгоритм приводит к формированию рассеянной матрицы, которая рассчитывается с использованием специального матричного метода; его описание дано ниже. Релаксационный алгоритм несколько эффективнее сетевого алгоритма, однако первый не обладает универсальностью последнего.

14.18.1. Релаксационный алгоритм. Согласно алгоритму, основанному на использовании метода релаксации, на каждый временной шаг уравнения Сент-Венанта решаются вначале для основного водотока, а затем отдельно для каждого притока разветвленной сети первого порядка. Расход притоков в точках слияния каждого из них с основным руслом рассматривается как боковой приток (q); первая оценка его значения получается в результате решения уравнений Сент-Венанта для основного водотока. Расход в пределах каждого притока зависит от граничного условия, задаваемого на его верхней границе, от латеральных притоков воды вдоль его русла и отметки водной поверхности в точке слияния с основным руслом (нижнего граничного условия, задаваемого на притоке); значения отметок получаются в результате моделирования процесса стока в основном русле. Поскольку расходы в основном русле и его притоках взаимосвязаны, для расчетов используют итерационный или релаксационный алгоритм [31]:

$$q^* = \alpha q + (1 - \alpha) q^{**}, \tag{14.225}$$

где α – некоторый весовой коэффициент ($0 < \alpha \leqslant 1$), q – расчетный расход притоков в точках их слияния с основным руслом, q^{**} – предыду-

щая оценка q, q^* – новая оценка q. Сходимость вычислительного алгоритма достигается в момент, когда q достаточно близко совпадает с q^{**}; т. е. $|q - q^{**}| < \epsilon_Q$. Обычно для этого бывает достаточно одной или двух итераций. Вместе с тем существенное влияние на эффективность вычислительного алгоритма оказывает весовой коэффициент. Задание оптимальных значений α может уменьшить необходимое количество итераций вполовину. Подобрать α априорно достаточно сложно, поскольку для каждой древовидной системы русел этот коэффициент принимает свое значение. Хорошим первым приближением может служить значение, попадающее в диапазон $0{,}6 \leqslant \alpha \leqslant 0{,}8$.

В число параметров, задаваемых на модели, входит острый угол ω_t, образуемый притоком с основным руслом. Это позволяет членом $-qv_x$, входящим в уравнение (14.80), аналогичное закону сохранения моментов (уравнение (14.62)), учитывать момент, создаваемый при впадении притока. Скорость течения в притоке в точке его слияния с основным руслом определяется как

$$V_x = (Q/A)_N \cos \omega_t , \qquad (14.226)$$

где N – порядковый номер последнего сечения притока.

14.18.2. Сетевой алгоритм. Сетевой алгоритм применяется в случаях, когда система речных русел включает какой-либо один или все перечисляемые ниже элементы: 1) притоки второго или более высоких порядков; 2) разветвления русла у островов при условии, что остров не пересекает ни одно из ответвлений русла, пересекает одно или два ответвления; 3) древовидные протоки, соединяющие некоторые участки разветвляющихся рукавов; 4) древовидную систему, связанную с дельтовыми речными образованиями. В основе алгоритма лежит аппроксимация точек слияния русел (точек впадения притоков, соединения речных рукавов) внутренними граничными условиями, которые описываются с помощью следующих трех уравнений:

$$\hat{B}_{I1} = Q_i^{j+1} + Q_{i'}^{j+1} - Q_{i'+1}^{j+1} - \Delta s/\Delta t^j = 0 , \qquad (14.227)$$

$$\hat{B}_{I2} = 2g(h_i^{j+1} - h_{i'+1}^{j+1}) + (Q^2/A^2)_i^{j+1} - \Upsilon(Q^2/A^2)_{i'+1}^{j+1} = 0 , \qquad (14.228)$$

$$\hat{B}_{I3} = 2g(h_{i'}^{j+1} - h_{i'+1}^{j+1}) + (Q^2/A^2)_{i'}^{j+1} - \Upsilon(Q^2/A^2)_{i'+1}^{j+1} = 0 , \qquad (14.229)$$

где

$$\frac{\Delta s}{\Delta t} = \Delta x_i/(6\ \Delta t^j)\tilde{B}(h_i^{j+1} + h_{i'}^{j+1} + h_{i+1}^{j+1} - h_i^j - h_{i'}^j - h_{i'+1}^j) , \qquad (14.230)$$

$$i' = i + m + 1 , \qquad (14.231)$$

$$\tilde{B} = B_i^j + B_{i'+1}^j + B_{i'}^j \cos \omega_t , \qquad (14.232)$$

$$\Upsilon = 1 + C_m + C_f, \tag{14.233}$$

$$C_m = (0,1 + 0,83Q^j_{i'}/Q^j_{i'+1})(\omega_t/90)^{\mu}, \tag{14.234}$$

$$C_f = 2g\ \Delta x_i \bar{n}^2/[2,21(\bar{D}^{4/3})^j], \tag{14.235}$$

где $\bar{D}$ – средняя глубина потока в точке слияния, n – значение коэффициента Маннинга n в точке слияния, ω_t – острый угол, образуемый линией, проведенной от точки слияния вверх по течению реки, и руслом притока, μ – показатель степень, принимающийся равным единице, m– общее количество отрезков Δx, на которое разветвленное русло разбивается в направлении вверх или вниз по потоку. Параметры C_m и C_f рассматриваются соответственно как потери напора, происходящие в результате перемешивания [66], и эффекты, связанные с трением. В программе FLDWAV они задаются нулевыми значениями.

Частные производные уравнения (14.227), составляющие якобиан, определяются как

$$a_{l,l-1} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial Q_i = 1, \tag{14.236}$$

$$a_{l,l} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial h_i = -\tilde{B}\ \Delta x_i/(6\ \Delta t^j), \tag{14.237}$$

$$a_{l,l+k'} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial Q_{i'} = 1, \tag{14.238}$$

$$a_{l,l+k'+1} = \partial \hat{B} h_{i'} = -\tilde{B}\ \Delta x_i/(6\ \Delta t^j), \tag{14.239}$$

$$a_{l,l+k'+2} = \partial \hat{B}_{I1}/Q_{i'+1} = -1, \tag{14.240}$$

$$a_{l,l+k'+3} = \partial \hat{B}_{I1}/\partial h_{i'+1} = -\tilde{B}\ \Delta x_i/(6\ \Delta t^j). \tag{14.241}$$

Частные производные уравнения (14.228) составляют

$$a_{l',l'-k'} = \partial \hat{B}_{I2}/\partial Q_i = 2(Q/A^2)^{j+1}_i, \tag{14.242}$$

$$a_{l',l'-k'+1} = \partial \hat{B}_{I2}/\partial h_i = 2g - 2(Q^2B/A^3)^{j+1}_i, \tag{14.243}$$

$$a_{l',l'-1} = \partial \hat{B}_{I2}/Q_{i'+1} = 2\Upsilon(Q/A^2)^{j+1}_{i'+1}, \tag{14.244}$$

$$a_{l',l'} = \partial \tilde{B}_{I2}/\partial h_{i'+1} = -2g - 2\Upsilon(Q^2B/A^3)^{j+1}_{i'+1}. \tag{14.245}$$

Частные производные уравнения (14.229) составляют

$$a_{l'+1,l'-1} = \partial \hat{B}_{I3}/\partial Q_{i'} = 2(Q/A^2)^{j+1}_{i'}, \tag{14.246}$$

$$a_{l'+1,l'} = \partial \hat{B}_{I3}/\partial h_{i'} = 2g - 2(Q^2B/A^3)^{j+1}_{i'}, \tag{14.247}$$

$$a_{l'+1,\ l'+1} = \partial \hat{B}_{I3}/\partial Q_{i'+1} = -2\Upsilon(Q/A^2)_{i'+1}^{j+1}, \qquad (14.248)$$

$$a_{l'+1,l'+2} = \partial \hat{B}_{I3}/\partial h_{i'+1} = -2g + 2\Upsilon(Q^2 B/A^3)_{i'+1}^{j+1}. \qquad (14.249)$$

Подстрочный индекс l соответствует порядковому номеру самого первого в верхней части русла сечения. Индексы l', k', k'' определяются автоматически таким образом, чтобы минимизировать количество элементов в якобиане, не попадающих на главную диагональ, а также минимизировать возможность появления таких элементов в ходе процедуры исключения, являющейся составной частью метода анализа матриц. Кроме того, особенно важным с позиции минимизации этой возможности является принятый порядок последовательной нумерации сечений в пределах рассматриваемой системы речных русел. Схема нумерации должна быть следующей: сечения нумеруются последовательно вниз по течению до первой точки слияния двух элементов древовидной системы; затем следующий порядковый номер приписывается самому верхнему сечению самого верхнего русла этой разветвленной системы притоков, и нумерация продолжается вниз по течению притока до следующей точки слияния; затем нумеруется самое верхнее сечение этого следующего притока, и порядковые номера сечений возрастают в направлении его течения до новой точки слияния; эта процедура повторяется до тех пор, пока не будут пронумерованы все сечения первой системы притоков, включая сечение в точке самого первого слияния элементов древовидной системы; после этого нумерация продолжается вдоль следующей, расположенной ниже по течению системы притоков. Разветвления русла на отдельные рукава нумеруются аналогичным образом.

Эффективность вычислений повышается в случае, если используется специально разработанный метод матричного анализа, относящийся к группе методов исключения Гаусса. Этот метод, основанный на использовании задаваемых особым образом ключей, кодирующих тип каждого сечения в общей системе речных русел, оперирует только с ненулевыми элементами. В модели принята следующая нумерация ключей: 1) обычное сечение; 2) верхняя граница; 3) нижняя граница; 4) сечение в точке впадения древовидной системы притоков; 5) сечение в точке впадения древовидной системы притоков в ответвленный рукав основного русла; 6) сечение в точке разделения русла на два рукава, огибающие остров; 7) сечение в точке слияния двух рукавов, огибающих остров; 8) сечение в системе протоков, соединяющих две другие ветви основного русла; 9) сечение в системе протоков, соединяющих данный рукав русла с другим рукавом разветвленного русла.

Расчет параметров процесса стока в системах речных русел выполняется с помощью трех подпрограмм, входящих в состав программы

FLDWAV. Первая подпрограмма предназначена для определения номера строки и столбца, соответствующего данной производной якобиана, вторая – для расчета этих производных; с помощью третьей подпрограммы осуществляется расчет матрицы. Якобиан представляет собой матрицу, состоящую из $2N$ x $2N$ элементов. Количество операций (сложения, вычитания, умножения, деления), требующихся для расчета матрицы, составляет примерно $(102 + 46\,J)N$, где J – общее число точек слияния. Сопоставьте эту цифру с количеством операций, выполняемых при использовании других методов: релаксационного алгоритма $(95N - 48)$, расчетов параметров одиночного русла на базе уравнений (14.111)–(14.119) $(38N - 19)$ и стандартного метода исключений Гаусса (для матрицы размером $2N$ x $2N$ количество операций в этом случае составляет $16/3N^3 + 8N^2 + 14/3N$). В этом случае для моделирования системы речных русел требуется в 2–3 раза больше машинного времени, чем для моделирования одиночного русла (при условии, что и система русел, и одиночное русло имеют одинаковое число (N) сечений).

14.19. Влияние прирусловых валов на процессы речного стока. Программа FLDWAV позволяет моделировать потоки, переливающиеся через прирусловые валы, расположенные либо вдоль одной стороны, либо по обеим сторонам русла, поскольку входящее в модель уравнение, описывающее течение через продольную грань запруды, позволяет учитывать в пределах любого количества отрезков Δx перелив потока из одного русла в другое, в качестве которого рассматривается пойма (т. е. часть долины по другую сторону прируслового вала). Система русел, включающая пойменные русла, может моделироваться релаксационным методом в том случае, если пойменное русло либо напрямую связано с основным водотоком, впадая в него где-то ниже по течению, либо не связано с ним, как, например, в случае, когда часть поймы окаймляется дугообразным прирусловым валом и на ней в период паводка образуется бессточный водоем. Система речных русел может моделироваться сетевым методом только тогда, когда пойма имеет гидравлическую связь с основным руслом. Гидравлическая связь может осуществляться либо в точках естественного слияния русел, либо искусственным путем – через дренажную трубу, по которой вода движется самотеком (дренажный сток в таких сооружениях управляется специальными заслонками). Влияние, которое могут оказывать переливы через прирусловые валы на потоки в пределах пойменных участков, учитывается поправочным коэффициентом на затопление K_{le}. Этот прием аналогичен заданию внутренних граничных условий на плотине. Кроме того, вода может попадать из основного водотока на пойму через динамичные, из-

меняющиеся во времени расщелины (промоины) в прирусловых валах. Это явление описывается уравнением движения воды через промоину, аналогичным уравнению, описывающему внутренние граничные условия на плотине.

Поток, переливающийся через прирусловый вал или попадающий на пойму через промоины, продолжает двигаться по пойме. Она в этом случае рассматривается как приток основного водотока, вдоль которого расположен прирусловый вал. Русло этого притока (поймы) должно задаваться на модели как водоток с низким фиктивным значением расхода, т. е. водоток, в котором имеет место незначительное стационарное течение воды во все моменты времени, за исключением тех, когда в результате перелива через прирусловый вал или по промоинам на пойменные участки начинает поступать вода. Задание на модели некоторого незначительного расхода в пойменном русле, реализуемое граничным условием на верхней границе этого "притока", необходимо для того, чтобы уравнение Сент-Венанта, описывающее поток на пойме, не утрачивало своей справедливости в любой момент времени, рассматриваемый в процессе моделирования. Вместе с тем ни в случае, если пойма имеет гидравлическую связь с основным водотоком, ни в случае, когда поток отсекается дугообразным прирусловым валом и превращается в замкнутый водоем, задаваемый на модели фиктивный расход не прибавляется к расходу в основном русле.

В зависимости от соотношения отметок основного русла и поймы (т. е. притока) поток, переливающийся через прирусловый вал, может изменить свое направление и вернуться из поймы снова в основное русло. Каждому отрезку основного русла Δx_i соответствует отрезок пойменного русла Δx_m. Каждому отрезку Δx_i присваиваются значения поправочного коэффициента на затопление K_{le}, коэффициента, учитывающего потери напора при переливе через продольную грань прируслового вала C_{le}, а также средняя отметка h_{le} вершины прируслового вала. Переливы через прирусловый вал учитываются на модели как латеральные притоки или оттоки q, задаваемые в уравнения (14.61) и (14.62). Когда на модели рассчитывается поток в основном русле, то переливы воды через прирусловый вал на пойму рассматриваются как объемный латеральный отток. Когда же рассчитывается поток в пределах пойменной части долины, то переливы через прирусловый вал в пойму рассматриваются как латеральный приток. В каждом из этих случаев расход потока,переливающегося через прирусловый вал, рассчитывается следующим образом:

$$q_{le_i} = S_g C_{le_i} K_{le_i} (\hat{h} - h_{le_i})^{3/2} \quad \ldots \hat{h} > h_{le_i}, \qquad (14.250)$$

где

$$S_g = (\hat{h} - \tilde{h})/|\hat{h} - \tilde{h}|, \tag{14.251}$$

$$\hat{h} = \bar{h}_i \quad \ldots \bar{h}_i > h_{t_m}, \tag{14.252}$$

$$\hat{h} = \bar{h}_{t_m} \quad \ldots \bar{h}_i < h_{t_m}, \tag{14.253}$$

$$\tilde{h} = \bar{h}_{t_m} \quad \ldots \bar{h} > h_{t_m}, \tag{14.254}$$

$$\tilde{h} = \bar{h}_i \quad \ldots \bar{h}_i < h_{t_m}, \tag{14.255}$$

$$\bar{h}_i = 0{,}5(h_i^{j+1} + h_i^{j+1}), \tag{14.256}$$

$$\bar{h}_{t_m} = 0{,}5(h_{t_m}^{j+1} + h_{t_m+1}^{j+1}), \tag{14.257}$$

$$K_{le_i} = 1 \quad \ldots \gamma \leqslant 0{,}67, \tag{14.258}$$

$$K_{le_i} = 1 - 27{,}8(\gamma - 0{,}67)^3 \quad \ldots \gamma > 0{,}67, \tag{14.259}$$

$$\gamma = (\tilde{h} - h_{le_i})(\hat{h} - h_{le_i}), \tag{14.260}$$

где S_g определяет соответствующий знак (минус для оттока, плюс для притока), $\bar{h}_i$ – средняя для отрезка Δx_i отметка водной поверхности, h_{t_m} – отметка водной поверхности, усредненная по этому же отрезку Δx на пойме. Разумеется, латеральный приток может быть нулевым. Это имеет место в случаях, когда отметки водной поверхности основного водотока и пойменного потока не превышают отметку верхней грани прируслового вала или же отметки поверхности основного и пойменного потоков в точности равны между собой, т. е.

$$q_{le_i} = 0 \quad \ldots \hat{h} < h_{le_i},\ \tilde{h} < h_{le_i}, \tag{14.261}$$

$$q_{le_i} = 0 \quad \ldots \hat{h} = \tilde{h}. \tag{14.262}$$

В соответствующие элементы якобиана в решении Ньютона – Рафсона должны быть включены дополнительные члены, ответственные за учет латерального притока (оттока). В уравнение (14.88) должен быть включен следующий дополнительный член:

$$-\theta\ \Delta x_i\ \partial q/\partial h_i = -\theta\ \Delta x_i q_{le_i}\left[\frac{1{,}5\ \partial\hat{h}/\partial h_i}{(\hat{h} - h_{le_i})} - \frac{83{,}4(\gamma - 0{,}67)^2\ \partial\gamma/\partial h_i}{K_{le_i}}\right] \tag{14.263}$$

где

$$\partial\hat{h}/\partial h_i = 0{,}5 \quad \ldots \bar{h}_i > \bar{h}_{t_m}, \tag{14.264}$$

$$\partial\hat{h}/\partial h_i = 0 \quad \ldots \bar{h}_i \leqslant \bar{h}_{t_m}, \tag{14.265}$$

$$\partial\gamma/\partial h_i = -0{,}5\gamma/(\hat{h} - h_{le_i}) \quad \ldots \bar{h}_i > \bar{h}_{t_m},\ \gamma > 0{,}67, \qquad (14.266)$$

$$\partial\gamma/\partial h_i = 0{,}5/(\hat{h} - h_{le_i}) \quad \ldots \bar{h}_i < \bar{h}_{t_m},\ \gamma > 0{,}67. \qquad (14.267)$$

В качестве дополнительного члена в уравнение (14.90) должна войти производная $\partial q/\partial h_{i+1}$, которая определяется тем же выражением, что и уравнение (14.263), за исключением того, что h_i заменяется h_{i+1}. Когда уравнения Сент-Венанта используются для расчета потока на отрезке Δx_m в пределах поймы, уравнение (14.263) входит дополнительным членом в уравнения (14.88) и (14.90). Однако в этом случае выражения, входящие в уравнения (14.263) – (14.267), должны быть несколько модифицированы: $\hat{h}$, $\tilde{h}$ и h_i следует заменить соответственно на $\bar{h}_t$, $\bar{h}_i$ и h_{i_m}.

Принимается, что поток, переливающийся через прирусловый вал, течет в направлении, перпендикулярном направлению течения в пойме. Таким образом, латеральный поток не оказывает влияния на уравнение (14.62), соответствующее закону сохранения моментов, за исключением тех случаев, когда он рассматривается как объемный латеральный отток. В такой ситуации следует пользоваться уравнениями (14.106) и (14.107).

14.20. Калибровка модели (автоматизированная). Калибровка представляет собой процесс, в ходе которого проводится согласование параметров модели; она завершается в момент, когда результаты моделирования совпадут с замеренными (наблюденными) условиями стока. Наиболее важным моментом при калибровке моделей динамической волны, к разряду которых относится модель FLDWAV, является определение коэффициента Маннинга n, который зачастую варьирует в зависимости от расхода и положения уровня воды, а также изменяется в пространстве – вдоль направления водотока. Калибровка может проводиться вручную, методом проб и ошибок. Наряду с этим в модели FLDWAV предусмотрена возможность автоматического определения оптимального значения коэффициента Маннинга n, который минимизировал бы расхождение между расчетными и наблюденными гидрографами. Для этой цели используется высокоэффективный метод оптимизации [36]. Этот метод применим как для отрезка одиночного водотока, так и для древовидной системы русел, которая поддается моделированию с помощью релаксационного алгоритма. Коэффициент Маннинга n и коэффициент проводимости русла K_c могут первоначально задаваться постоянными или в виде кусочных линейных функций, учитывающих в пределах каждого отрезка водотока (ограниченного с обеих сторон гидрометрическими станциями, на которых проводились наблюдения за

отметками водной поверхности) зависимость этих коэффициентов либо от расхода, либо от отметок.

Согласно методу автоматической калибровки, оптимальные значения коэффициента Маннинга n отыскиваются последовательно для каждого отрезка, ограниченного гидрометрическими станциями. Эта процедура начинается с отрезка, расположенного в самой верхней части течения, и продолжается от отрезка к отрезку вниз по направлению течения. Древовидная система речных русел разбивается на ряд одиночных отрезков, связанных между собой соответствующими внешними граничными условиями. Вначале проводится калибровка параметров притоков, а затем – калибровка параметров основного водотока; рассчитанные на откалиброванной модели расходы в притоках прибавляются к расходу в основном русле в качестве латеральных притоков. Наблюденные гидрографы расходов задаются на верхней границе соответствующих отрезков основного водотока, а наблюденные на гидрометрической станции гидрографы, отражающие режим отметок водной поверхности в нижнем створе каждого соответствующего отрезка, – в качестве нижнего граничного условия. Расчетные графики изменения отметок воды во времени на верхней границе сопоставляются с наблюденными гидрографами, относящимися к тем же точкам. Затем для некоторых интервалов ($j = 1, 2, 3, \ldots J$) расхода или отметок водной поверхности рассчитываются систематическое отклонение Φ_j и среднеквадратичная погрешность. С помощью этих оценок значения коэффициента Маннинга n или коэффициента K_c могут рассчитываться в процессе калибровки модели как функции расхода или положения уровня. Для каждого интервала значений расхода улучшение оптимальной оценки коэффициента Маннинга n (n_j^{k+1}) достигается с помощью модифицированного итерационного метода Ньютона – Рафсона, т. е.

$$n_j^{k+1} = n_j^k - \frac{\Phi_j^k (n_j^k - n_j^{k-1})}{(\Phi_j^k - \Phi_j^{k-1})} \qquad \ldots k > 2;\ j = 1, 2, \ldots J, \quad (14.268)$$

где надстрочный индекс k обозначает порядковый номер итерации, а Φ_j представляет собой систематическое отклонение в j-м диапазоне значений расхода. Уравнение (14.268) применимо только для второй и последующих итераций, в связи с чем для первой итерации должно использоваться следующее выражение:

$$n_j^{k+1} = n_j^k (1{,}0 - 0{,}01 \Phi_j^k / |\Phi_j^k|) \qquad \ldots k = 1;\ j = 1, 2, \ldots J, \quad (14.269)$$

согласно которому постепенное уточнение коэффициента Маннинга n проводится в направлении поиска оптимума, определяемого членом $-\Phi_j^k / |\Phi_j^k|$. Условие сходимости уравнения (14.268) описывается

квадратичной зависимостью; обычно оно выполняется за три-пять итераций. Уточненные значения коэффициента Маннинга n, получаемые по уравнению (14.268), подставляются в расчетные зависимости, и цикл повторяется до тех пор, пока не отыскивается минимальная среднеквадратичная погрешность. После этого в памяти машины запоминаются значения расходов, рассчитанные на нижней границе данного участка с использованием оптимального коэффициента Маннинга n. На следующем шаге вычислений они задаются в качестве граничного условия на верхней границе следующего отрезка, расположенного ниже по течению.

Затраты машинного времени на процедуру калибровки почти в два раза превышают затраты на моделирование того же водотока с помощью программы FLDWAV без соответствующей калибровки модели.

14.21. Некоторые примеры применения модели FLDWAV. В этом разделе приведены четыре примера использования модели FLDWAV: 1) процесс стока в протяженной реке, русло которой имеет очень пологий уклон, а нарастание волны паводка происходит медленно; 2) сток в древовидной речной системе, состоящей из четырех протяженных рек с небольшим уклоном русла и нарастающей с умеренной скоростью волной паводка; в речных руслах, составляющих эту систему, имеют место возвратные течения; 3) сток в крупной пологонаклонной древовидной речной системе, находящейся под воздействием сильных приливно-отливных явлений в ее устье; 4) сток в реке с умеренным уклоном русла, образовавшийся в результате прохождения паводковой волны в связи с разрушением плотины. Эти примеры иллюстрируют широкий диапазон возможных значений характеристик паводковой волны и параметров русла, применительно к которому модель динамической волны является наиболее приемлемой из числа известных моделей стока и в принципе позволяет получать наиболее точные результаты.

14.21.1. Нижнее течение реки Миссисипи. Программа FLDWAV использовалась для моделирования отрезка в нижнем течении Миссисипи протяженностью 466,7 км, расположенного между Ред-Ривер-Лендингом и Венисом (схематично этот участок реки показан на рис. 14.2). Для составления модели рассматриваемого участка использовались данные режимных наблюдений, полученные по шести гидрометрическим станциям, расположенным в пределах этого отрезка реки: в Батон-Руже, Доналдсонвилле, Резерве, Карролтоне, Шалметте и Пуэнт-а-ла-Аше. Этот отрезок в нижнем течении Миссисипи на большей части его протяженности заключен между двумя прирусловыми валами, хотя на верхних 112 км имеют место пойменные потоки. В пределах рассматриваемого участка река, имеющая пойму, сложенную аллювием, меандрирует меж-

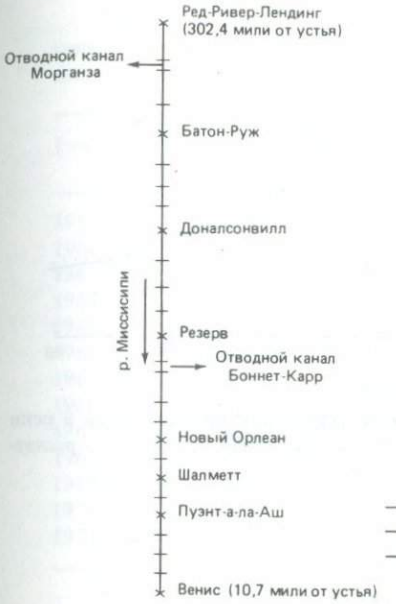


Рис. 14.2. Схема отрезка в нижнем течении реки Миссисипи. *1* – гидрометрическая станция и расчетная точка; *2* – расчетная точка; *3* – латеральный приток или отток.

ду глубоководными плесами и сравнительно более мелководными перекатами; коэффициент извилистости русла на этом отрезке составляет 1,6. Глубина реки в период меженного стока колеблется от 9 м на некоторых перекатах примерно до 60 м на плесах. Средняя ширина русла составляет приблизительно 0,8 км. Средний уклон дна русла реки очень невелик – 0,0000064. Коэффициент шероховатости Маннинга n изменяется примерно от 0,012 до 0,030. Расход реки колеблется от 2700 $м^3/с$ в период меженного стока до 32 400 $м^3/с$ и более во время паводков. Для описания условий стока на этом почти 467-км отрезке реки на неодинаковых расстояниях друг от друга, варьирующих от 8 до 32 км, были заданы 25 поперечных сечений.

Калибровка модели FLDWAV вначале проводилась с использованием автоматической процедуры по данным наблюдения за волной весеннего паводка 1969 г. В процессе расчетов временной шаг задавался равным 24 ч. Затем с использованием множества коэффициентов шероховатости Маннинга n, откалиброванных по значениям расхода в пределах каждого отрезка реки, ограниченного гидрометрическими станциями, снова моделировался паводок 1969 г., но уже по кривым изменения отметок водной поверхности (положения уровня), относящимся к верхней и нижней границам рассматриваемого участка реки (т. е. соответственно к створам у Ред-Ривер-Лендинга и Вениса). Расчетные кривые изменения

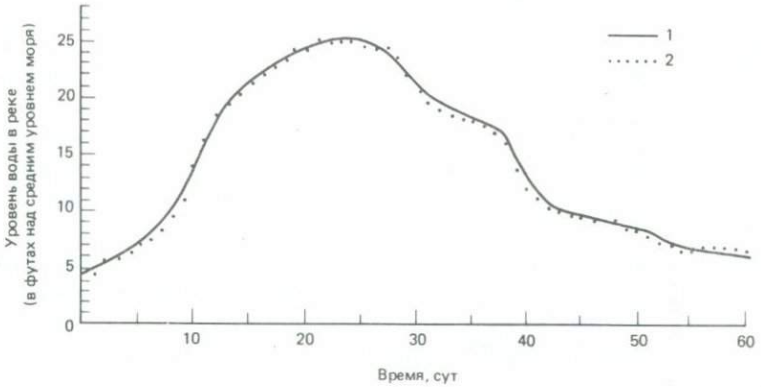


Рис. 14.3. Фактические и расчетные кривые изменения уровней воды в реке у Доналдсонвилла в период паводка 1966 г. *1* – наблюденная кривая; *2* – расчетная кривая. Среднеквадратичная погрешность 0,14 м.

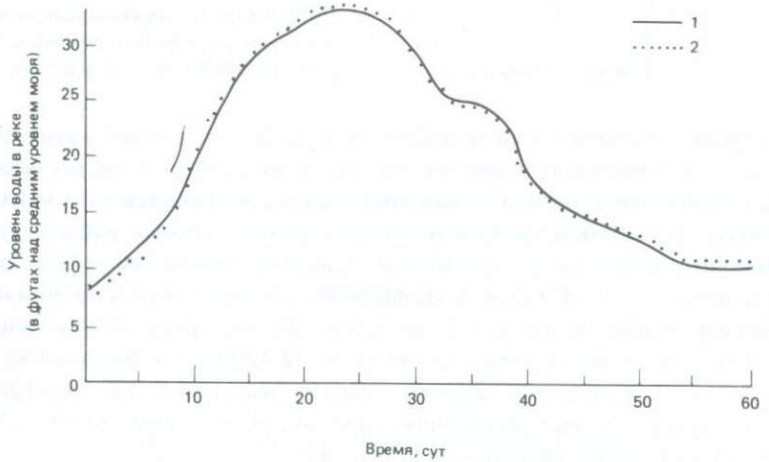


Рис. 14.4. Фактические и расчетные кривые изменения уровней воды в реке у Батон-Ружа в период паводка 1966 г. *1* – наблюденная кривая; *2* – расчетная кривая. Среднеквадратичная погрешность 0,12 м.

уровней воды в реке в створах шести гидрометрических станций, расположенных в пределах рассматриваемого участка, сопоставлялись с наблюденными кривыми. В качестве статистической меры точности калибровки использовалась среднеквадратичная погрешность. Величина этой погрешности в данном случае варьировала от 0,05 до 0,11 м, в среднем составляя 0,08 м.

Таблица 14.1. Результаты моделирования паводков в нижнем течении реки Миссисипи (на отрезке от Ред-Ривер-Лендинга до Вениса), имевших место в период с 1959 по 1971 г.

Год	Среднеквадратичная погрешность, футы	Расход в период паводка, 1000 куб. фут/с
1959	0,62	750
1960	0,31	850
1961	0,47	1220
1962	0,61	1155
1963	0,38	905
1964	0,51	1140
1965	0,44	1040
1966	0,38	1090
1967	0,38	700
1968	0,36	980
1969*	0,25	1065
1970	0,91	1080
1971	0,46	940

*Год, по которому проводилась калибровка модели.

Затем с использованием значений коэффициента Маннинга n, откалиброванных по данным наблюдений за паводком 1969 г., моделировались некоторые паводки, имевшие место в прошлом – за период с 1959 по 1971 г. В качестве примера на рис. 14.3 и 14.4 показаны расчетные и фактические кривые изменения положения уровня в период паводка 1966 г. Среднеквадратичные погрешности для створов всех шести гидрометрических станций в период рассматривавшихся на модели паводков приведены в табл. 14.1. Усредненная по всем паводкам среднеквадратичная погрешность составила 0,14 м. Эта величина сопоставима с погрешностью в 0,08 м, полученной по результатам калибровки паводка 1969 г. Это свидетельствует о том, что коэффициент шероховатости на рассматриваемом отрезке реки Миссисипи от паводка к паводку существенно не изменялся. На работу программы в режиме калибровки затрачивается 7 с машинного времени вычислительной системы IBM 360/ 195; прямая задача решается за 6 с.

14.21.2. Речная система Миссисипи – Огайо – Камберленд – Теннесси. На модели FLDWAV имитировался также сток в речной системе Миссисипи – Огайо – Камберленд – Теннесси (МОКТ) общей протяженностью 629 км. Схематически эта речная система изображена на рис. 14.5.

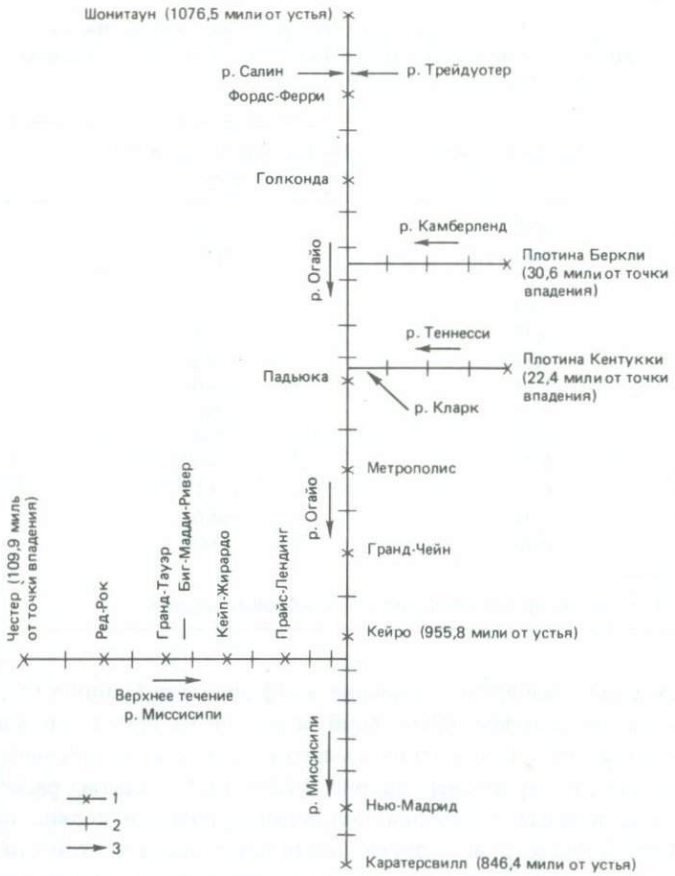


Рис. 14.5. Схема речной системы Миссисипи – Огайо – Камберленд – Теннесси (МОКТ). *1* – гидрометрическая станция и расчетная точка; *2* – расчетная точка; *3* – латеральный приток.

Для проведения модельных расчетов использовались данные наблюдений по 11 гидрометрическим станциям, расположенным в пределах рассматриваемой системы: Фордс-Ферри, Голконда, Падьюка, Метрополис, Гранд-Чейн, Кейро, Нью-Мадрид, Ред-Рок, Гранд-Тауэр, Кейп-Жирардо и Прайс-Лендинг.

Перед началом моделирования этой речной системы была проведена схематизация природных условий: в качестве основного русла был принят сегмент Огайо – нижнее течение Миссисипи; реки Камберленд, Теннесси и верхнее течение Миссисипи рассматривались в качестве притоков первого порядка. Уклон дна русла этих водотоков небольшой; он варьи-

рует в диапазоне от 0,000047 до 0,000095. Каждый из рукавов речной системы находится под влиянием возвратных потоков из рукавов, расположенных ниже по течению. Общий расход в системе изменяется приблизительно от 3240 $м^3/с$ в период меженного стока до 45 900 $м^3/с$ во время паводков. Для описания условий стока в речной системе МОКТ на неодинаковом расстоянии друг от друга, варьирующем от 0,8 до 32 км, были заданы 45 поперечных сечений.

С целью определения соотношений $n - Q$ для каждого из 15 отрезков системы МОКТ, ограниченных створами с гидрометрическими станциями, проводилась ее калибровка. Временной шаг задавался равным 24 ч. На калибровку модели FLDWAV затрачивается 25 с работы центрального процессора вычислительной системы IBM 360/195; для решения прямой задачи требуется всего 15 с машинного времени. Автоматическая калибровка модели выполнялась по паводку 1970 г. Усредненная по 15 рассматриваемым отрезкам среднеквадратичная погрешность составила 0,18 м. Типичные кривые, отражающие изменения фактических и расчетных отметок водной поверхности в створе гидрометрических станций Кейро и Кейп-Жирардо, приведены соответственно на рис. 14.6 и 14.7.

С использованием откалиброванных зависимостей $n - Q$ моделировался паводок 1969 г. В качестве верхних граничных условий на модели задавались кривые изменения уровней в створах у Шоунитауна и Честера, а также гидрографы расходов в створах плотин Беркли и Кен-

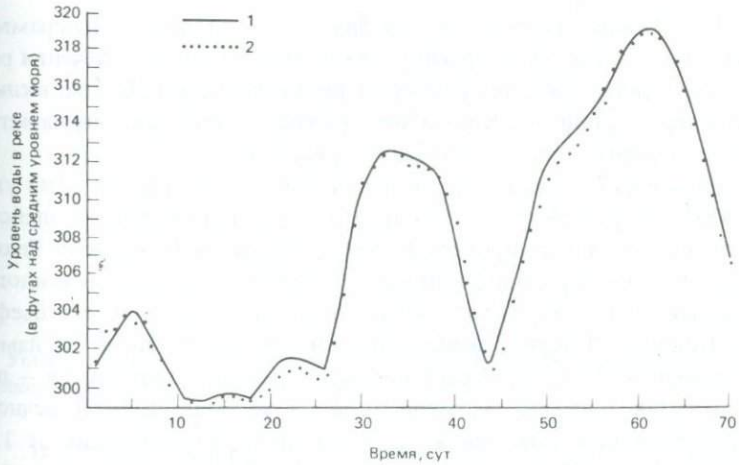


Рис. 14.6. Фактические и расчетные кривые изменения уровней воды в реке у Кейро в период паводка 1970 г. *1* – наблюденная кривая; *2* – расчетная кривая. Среднеквадратичная погрешность 0,19 м.

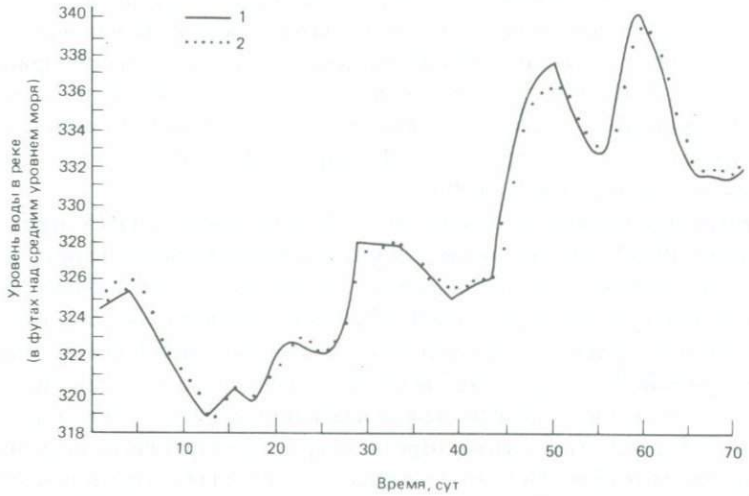


Рис. 14.7. Фактические и расчетные кривые изменения уровней воды в реке у Кейп-Жирардо в период паводка 1970 г. *1* – наблюденная кривая; *2* – расчетная кривая. Среднеквадратичная погрешность 0,15 м.

тукки; в качестве нижнего граничного условия на створе у Каратерсвилла задавалась кривая расходов. Усредненная по 11 промежуточным гидрометрическим станциям среднеквадратичная погрешность составила 0,17 м.

14.21.3. Речная система Колумбия – Уилламетт. Программа FLDWAV применялась для моделирования отрезка нижнего течения реки Колумбия (ниже плотины Бонвилл) протяженностью 208 км, включая 40-км отрезок притока Колумбии – нижнее течение реки Уилламетт. Схематически речная система показана на рис. 14.8.

Рассматриваемый участок реки Колумбия имеет очень пологий уклон (0,000011); речной сток в его пределах формируется под воздействием приливно-отливных процессов, приуроченных к побережью Тихого океана. Влияние приливно-отливных явлений в периоды меженного стока сказывается далеко вверх по течению, вплоть до нижнего бьефа плотины Бонвилл. В период меженного стока может иметь место изменение направления течения в реке на значительном ее протяжении – до Ванкувера. Для описания условий стока в рассматриваемой речной системе на неравных расстояниях друг от друга, варьирующих от 1,0 до 19 км, были заданы 25 поперечных сечений. В процессе моделирования временной шаг задавался равным одному часу; для расчетов на каждый временно́й шаг потребовалось около 11 с машинного времени вычислительной системы IBM 360/5.

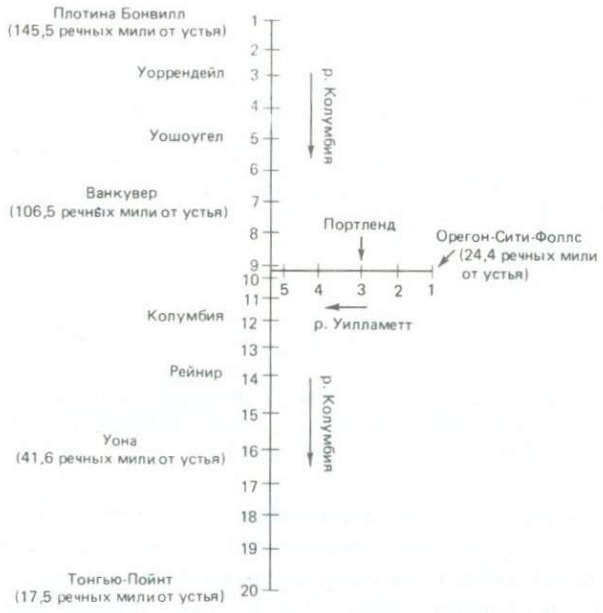


Рис. 14.8. Схема нижнего течения речной системы Колумбия – Уилламетт.

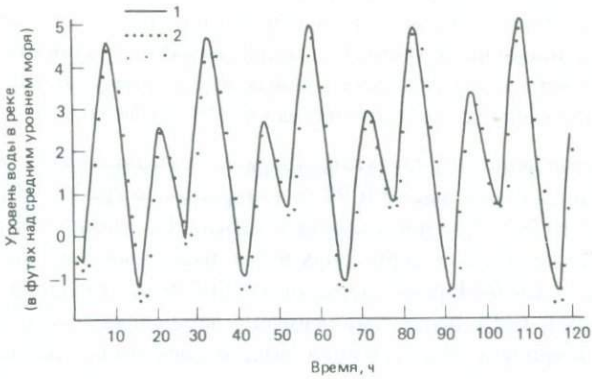


Рис. 14.9. Фактические и расчетные кривые изменения уровней воды в реке у Уона. *1* – наблюденная кривая; *2* – расчетная кривая. Среднеквадратичная погрешность 0,10 м.

Вначале по четырем суткам в августе 1973 г. была проведена калибровка модели речной системы. Для создания модели использовалась информация по семи промежуточным гидрометрическим станциям (Уоррендейл, Уошоугел, Ванкувер, Портленд, Колумбия-Сити, Рейнир и

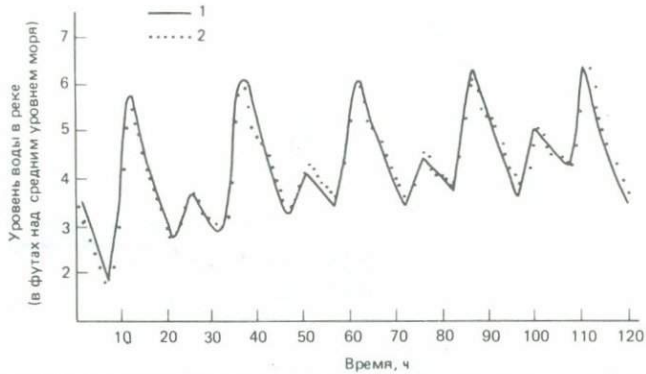


Рис. 14.10. Фактические и расчетные кривые изменения уровней воды в реке у Портленда. *1* – наблюденная кривая; *2* – расчетная кривая. Среднеквадратичная погрешность 0,06 м.

Уона), а также по гидрометрическим станциям, расположенным на границах речной системы: Бонвилл, Орегон-Фоллс и Тонгью-Пойнт. Затем с использованием откалиброванных зависимостей $n - Q$ моделировался другой период времени – другие 5 сут в августе 1973 г. В качестве граничных условий на верхней и нижней границах участка задавались соответственно наблюденные гидрографы расходов и кривые изменения уровней. Усредненная по всем гидрометрическим станциям среднеквадратичная погрешность по результатам моделирования составила 0,06 м. Примеры расчетных и фактических кривых изменения уровней у Портленда и Уоны показаны соответственно на рис. 14.9 и 14.10.

14.21.4. Наводнение в результате прорыва плотины Титон. Прорыв земляной плотины Титон высотой 90 м и шириной по гребню 900 м произошел 5 июня 1976 г. Авария привела к гибели 11 человек; без крова остались 25 000 человек. Ущерб, нанесенный населению в нижней части долины Титон – Снейк-Ривер, исчисляется 400 млн. долларов. Геологической службой США были организованы наблюдения за динамикой промоины. В комплекс исследований вошли следующие работы: описание изменений емкости водохранилища и режима реки в створах, расположенных ниже по течению, оценка значений коэффициента шероховатости Маннинга n примерно через каждые 8 км, косвенные определения паводковых расходов на трех участках, замеры времени наступления пика паводка и отметок поверхности паводковой волны в ее максимальной точке. Затопленная территория показана на рис. 14.11.

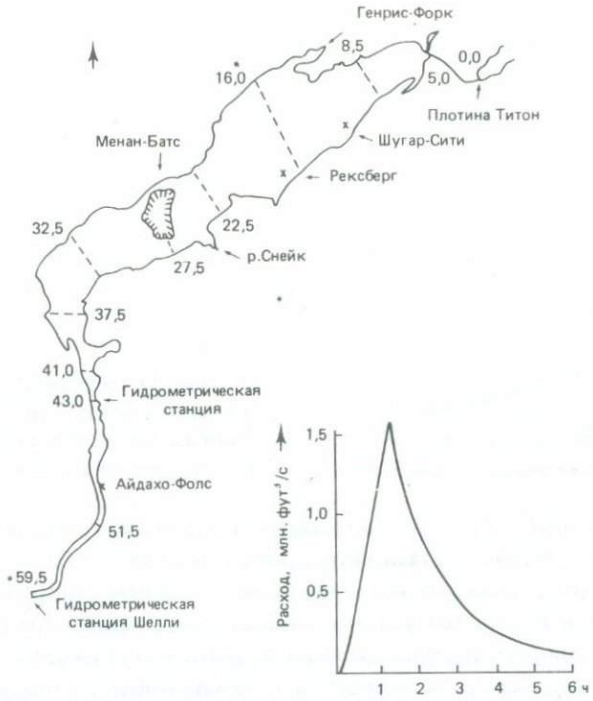


Рис. 14.11. Гидрограф расходов на замыкающем створе и схема затопленной территории ниже плотины Титон. Звездочка указывает, что расстояние приведено в милях по отношению к створу плотины Титон.

Для воспроизведения условий затопления нижней части долины, сложившихся после прорыва плотины Титон, в подпрограмме DAMBRK задавались следующие параметры промоины: $\tau_{br} = 1,25$ ч, $\hat{b} = 45$ м, $z = 0$, $h_{bm} = 0,0$, $h_f = h_d = 78,45$ м, $Q = 432$ м^3/с. Начальная глубина водохранилища составляла 78,45 м. На участке долины Титон – Снейк-Ривер протяженностью 96 км, расположенном ниже плотины, задавались 12 поперечных сечений (см. рис. 14.11). Средний уклон дна русла на этом 96-км отрезке долины составляет 0,00135. Ширина каждого из сечений задавалась равной одному из пяти фиксированных значений. Самый нижний отрезок рассматриваемого участка долины протяженностью 8 км представлен узким каньоном (шириной приблизительно 300 м), переходящим выше по течению в широкую долину, которая после прорыва плотины была затоплена до ширины, составляющей примерно 14 км. Согласно выполненным оценкам, значения коэффициента Маннинга n колеблются в диапазоне 0,028 – 0,047. Методом интер-

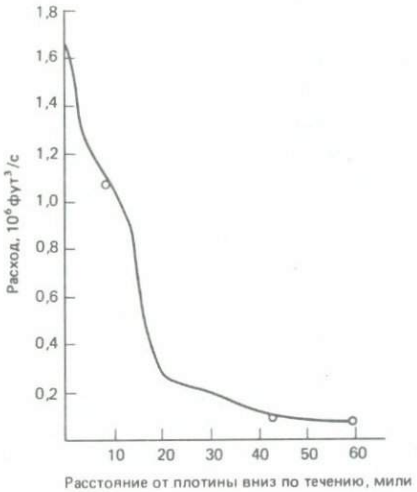


Рис. 14.12. График расходов в период паводка при прорыве плотины Титон. Кружком обозначены замеренные значения.

поляции были получены дополнительные сечения, в результате чего длина расчетных отрезков стала укладываться в интервал 0,8 – 2,4 км. Принимается, что граничным условием в замыкающем створе рассматриваемого отрезка является условие второго рода, задаваемое гистерезисными кривыми расхода, описываемыми уравнением (14.136).

Расчетный гидрограф, относящийся к замыкающему створу, показан на рис. 14.11. Он характеризуется следующими параметрами: расход в точке максимума 44 604 м^3/с, время запаздывания максимума 1,25 ч, общая продолжительность прохождения волны паводка около 6 ч. Расход в точке максимума примерно в 20 раз выше, чем в период спада. Изменения расчетного объема стока во времени отличаются от фактических изменений не более чем на 5%. На рис. 14.12 приведена расчетная кривая изменения паводковых расходов на 60-км отрезке долины, расположенном ниже плотины. На график нанесены также три точки, соответствующие определенным косвенным путем фактическим значениям расходов в створах, находящихся в 13,6, 68,8 и 95,2 км от плотины. Среднее расхождение между расчетными и фактическими значениями составляет 4,8%. На рисунке отчетливо видно, что по мере движения паводковой волны вниз по долине значения паводкового расхода быстро затухают. На модели принималось, что потери на инфильтрацию и наполнение понижений, расположенных за прирусловыми валами, изменяются от нуля до –0,027 м^3/с · м. Эти потери учитывались в уравнении (14.61) членом q, соответствующим латеральному оттоку.

Априорно заданные параметры промоины τ_{br} и $\hat{b}$ оказались очень неточными, что обусловило высокую степень неопределенности при

моделировании распространения волн паводка, вызванного прорывом плотины. Однако проведенный анализ чувствительности модели [35] показал, что расхождения между расчетными и истинными величинами расходов, являющиеся значительными у плотины Титон, быстро уменьшаются вниз по направлению течения. На расстоянии в 23 км от плотины при изменении параметра $\hat{b}$ в два, а τ_{br} в 0,3–2 раза расходы изменяются в диапазоне +15÷–8%. Тенденция к очень быстрому затуханию паводковой волны и быстрому уменьшению чувствительности пиковых расходов к параметрам плотины в случае с аварией на плотине Титон объясняется наличием здесь широкой долины. Если бы узкий каньон простирался на всем протяжении этого 96-км участка реки до гидрометрической станции Шелли, не происходило бы такое сильное затухание паводковых расходов, а изменения этих значений, связанные с изменением параметров $\hat{b}$ и τ_{br} , были бы более существенными. В этом случае величина паводкового расхода уменьшилась бы на расстоянии 96 км до 9450 м^3/с, а не до 1809 м^3/с, как это имеет место в действительности. На расстоянии в 95 км от плотины расхождение между замеренными и расчетными значениями пиковых расходов при этом составляло бы ~ 27%, а не 5%, характеризующих погрешность моделирования стока в долине той ширины, какую она имеет на самом деле.

Расчетные значения отметок водной поверхности в период паводка хорошо согласуются с замеренными значениями. Средняя абсолютная погрешность составила 0,45 м, а среднеарифметическая погрешность всего – 0,06 м. В точках замера расходов расчетные времена запаздывания паводковой волны сопоставлялись с соответствующими фактическими значениями. Как было подсчитано, они различаются менее чем на 10%.

Как правило, в ходе модельных расчетов паводка, связанного с прорывом плотины Титон, рассматривались 78 отрезков Δx, моделируемый интервал времени составлял 55 ч с момента прорыва, и начальный временной шаг Δt задавался равным 0,06 ч. По мере того как волна паводка перемещалась вниз по течению и естественная дисперсия увеличивала время ее подъема, это начальное значение автоматически постепенно повышалось до 0,5 ч. При таком наборе параметров время расчетов на вычислительной системе IBM 360/195 составило всего 19 с.

14.22. Перспективы моделирования руслового стока. В перспективе гидрологические модели (особенно модель Маскингама – Кунга) найдут более широкое применение. Они, в частности, будут использоваться в качестве составного элемента моделей отклика водосборного бассейна на атмосферные осадки, предназначенных для воспроизведения поверхностного и руслового стока, формирующегося в верхних частях

речных систем, являющихся областью питания более крупных, обладающих более пологим уклоном водосборов. В этой связи особую важность приобретает оценка возможностей и ограничений упрощенных моделей, а также анализ их соотношения с другими моделями стока, в особенности полными моделями. Такой анализ может быть проведен по аналогии с подходом, применявшимся в работах [21, 72, 83, 58, 59]. Он должен заключаться в количественной оценке характеристик моделей и иметь результаты, доступные для понимания специалистами в области гидротехники.

Представляется, что тенденция к повышению быстродействия и объема оперативной памяти больших и малых ЭВМ сохранится и в 80-е годы. Кроме того, более широким и экономически приемлемым станет доступ к таким вычислительным средствам, принадлежащим крупным и небольшим агентствам, университетам и фирмам, предназначенным для оказания инженерам консультативной помощи. По этим причинам, а также в связи с широким диапазоном применимости моделей паводкового стока, основанных на использовании полных уравнений Сент-Венанта, наибольшее внимание специалистов в области разработки моделей и их использования для решения инженерных задач будет сосредоточено именно на этом классе моделей. Поскольку в связи с высокой вычислительной эффективностью при решении большинства задач паводкового стока наиболее перспективными среди полных гидравлических моделей являются динамические модели, основанные на использовании неявных конечно-разностных методов, многие новые возможности моделирования, которые могут возникнуть в будущем, будут связаны с этим типом моделей. Некоторые из этих новых возможностей могут быть связаны: 1) с разработкой усовершенствованных одномерных моделей меандрирующих рек с крайне извилистыми пойменными потоками и большой разницей между гидравлическими свойствами русла и поймы, в частности между значениями гидравлической шероховатости и скорости распространения волны паводка; некоторые усилия в этом направлении были предприняты уже в настоящее время [88, 33, 100, 105]; 2) с анализом влияния нелинейных членов, входящих в уравнения Сент-Венанта, на устойчивость и точность решений, получаемых с использованием неявных конечно-разностных схем; 3) с разработкой методов, которые путем сглаживания получаемых решений, проводящегося вручную или в автоматическом режиме, могли бы предотвращать неустойчивость нелинейной схемы, возникающую в связи с высокой степенью изменчивости свойств потока по высоте и вдоль русла по направлению течения.

Обширной областью совершенствования методов гидрологического моделирования является повышение возможностей моделей павод-

кового стока в направлении учета существенного для решаемой задачи влияния мостов, промоин в прирусловых валах или переливов через валы, ледового покрова, заторов на реке во время ледохода, водообмена с подземными водоносными горизонтами, осуществляющегося путем высачивания в дно и боковые границы русла и инфильтрации на пойменных участках, а также изменений отметок дна русла и коэффициента его шероховатости, обусловленных переносом механических осадков. В настоящее время в отношении каждого из перечисленных вопросов существуют довольно полные теоретические представления, однако на их реализацию в моделях паводкового стока не обращалось достаточного внимания. Можно назвать ряд исследований, проведенных в этой области: по вопросам влияния переноса механических осадков на отметки дна русла работы [14, 82], по вопросам взаимодействия поверхностных и подземных вод работы [76, 86, 44, 18, 77]; эффекты, связанные с образованием заторов во время ледохода, рассматривались в работе [101], а влияние, оказываемое на процесс речного стока прирусловыми валами, а также мостами, дамбами и другими инженерными сооружениями, – в работах [3, 23, 34, 35].

Для получения хороших результатов большое значение имеет калибровка моделей паводкового стока. Процесс калибровки диффузионных и динамических гидравлических моделей в приложении к сложным системам водотоков зачастую требует больших затрат машинного времени и определенного опыта решения подобных задач. К настоящему времени сформировалась потребность в создании объективного методологического подхода к вопросам калибровки, которая в принципе может удовлетворяться путем применения метода проб и ошибок или автоматически (см., например, работы [109, 36]).

Разработка моделей паводкового стока должна базироваться на модульном принципе. Это позволит выбирать различные сочетания внешних и внутренних граничных условий, соответствующие данному конкретному случаю, и тем самым позволит использовать одну и ту же модель для широкого диапазона природных ситуаций.

Возникла также потребность в разработке современных методов, позволивших бы усовершенствовать процедуру моделирования нестационарных потоков (в частности, осуществлять прогнозирование паводков) в реальном времени. Одним из возможных подходов к решению этой проблемы является подход, базирующийся на теории фильтров, в том числе метод, в котором используется фильтр Калмана [15].

Для быстрого получения не требующих больших денежных затрат данных о геометрических параметрах сечения водотока и коэффициенте шероховатости русла, т. е. о величинах, входящих в модели гидравли-

ческого типа, необходима разработка методов автоматической обработки данных. Источником получения таких данных должны стать дистанционные методы, а также традиционные наземные съемки и измерения [60].

Литература

1. *Abbott M.B.* (1966) An Introduction to the Method of Characteristics. New York: American Elsevier.
2. *Abbott M.B.* (1976) Discussion of review of models of tidal waters by J.B. Hinwood and I.G. Wallis, J. Hydraulic Div., ASCE, 102 (HY8), 1145–1148.
3. *Abbott M.B., Cunge J.A.* (1975) Two-dimensional modeling of tidal deltas and estuaries. In: *Mahmood K., Yevjevich V.* (eds), Unsteady Flow in Open Channels, Fort Collins, Colorado: Water Resources Publications, Chapter 18, pp. 763–812.
4. *Abbott M.B., Ionescu F.* (1967) On the numerical computation of nearly horizontal flows. J. Hydraulic Res., 5(2), 97–117.
5. *Amein M.* (1966) Streamflow routing on computer by characteristics. Water Resources Res. 2(1), 123–130.
6. *Amein M., Chu H.L.* (1975) Implicit numerical modeling of unsteady flows. J. Hydraulic Div., ASCE, **101**(HY6), 93–108.
7. *Amein M., Fang C.S.* (1970) Implicit flood routing in natural channels. J. Hydraulic. Div., ASCE, **96**, (HY12), 2481–2500.
8. *Balloffet A.* (1969) One-dimensional analysis of floods and tides in open channels. J. Hydraulic Div., ASCE, **95** (HY4), 1429–1451.
9. *Baltzer R.A., Lai C.* (1968) Computer simulation of unsteady flow in waterways. J. Hydraulic Div., ASCE, **94** (HY4), 1083–1117.
10. *Bennett J.P.* (1975) General model to simulate flow in branched estuaries. In: Symp. on Modeling Techniques, Vol. I, 2nd Annual Symp. of Waterways, Harbors, and Coastal Engng. Div., ASCE, pp. 643–662.
11. *Boussinesq J.* (1871) Theory of the liquid intumescence, called a solitary wave or a wave of translation, propagated in a channel of rectangular cross section. Comptes Rendus Acad. Sci., Paris, **72**, 755–759.
12. *Brakensiek D.L.* (1965) An implicit flood routing method. Paper presented at Hydraulic Div. Specialty Conf. ASCE, Tucson, Arizona.
13. *Chaudhry Y. M., Contractor D.N.* (1973) Application of implicit method to surges in channels. Water Resources Res., 9(6), 1605–1612.
14. *Chen Y.H., Simons D.B.* (1975) Mathematical modeling of alluvial channels. In: Symp. on Modeling Techniques, Vol. I, 2nd Annual Symp. of Waterways, Harbors, and Coastal Engng. Div., ASCE, pp. 466–483.
15. *Chiu C.-L., Isu E.O.* (1978) Kalman filter in open channel flow estimation. J. Hydraulic Div., ASCE, **104** (HY8), 1137–1152.
16. *Chow V.T.* (1959) Open-Channel Hydraulics, New York: McGraw-Hill Book Co., pp. 601–604.
17. *Contractor D.N., Wiggert J.M.* (1972) Numerical Studies of Unsteady Flow in the James River. Bul. 51, VPI-WRRC 51, Water Resources Research Center, Virginia Poly Institute and State Univ., Blacksburg, Virginia.
18. *Cooley R.L., Westphal J.A.* (1974) An Evaluation of the Theory of Groundwater and River-water Interchange, Winnemucca Reach of the Humbolt River, Nevada. Tech.

Report Series H-W No. 19, Center for Water Resources Research, Desert Research Institute, Reno, Nevada.

19. *Cooley R.L., Moin S.A.* (1976) Finite element solution of Saint-Venant equations. J. Hydraulic Div., ASCE, **102** (HY6), 759–775.
20. *Cunge J.A.* (1966) Etude d'un Schema de Differences Finies Applique a l'integration Numerique d'un Certain Type d'equation Hyperbolique d'ecoulement (Study of a Finite Difference Scheme, Applied to Numerical Integration of the Certain Type of Hyperbolic Flow Equation). Thesis, Grenoble University, France.
21. *Cunge J.A.* (1969) On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum method). J. Hydraulic Res., 7(2), 205–230.
22. *Cunge J.A.* (1975a) Rapidly varying flow in power and pumping canals. In: *Mahmood K., Yevjevich V.* (eds), Unsteady Flow in Open Channels, Vol. II. Fort Collins, Colorado: Water Resources Publications, Chapter 14, pp. 539–586.
23. *Cunge J.A.* (1975b) Two-dimensional modeling of flood plains. In: *Mahmood K., Yevjevich V.* (eds), Unsteady Flow in Open Channels, Vol. II. Fort Collins, Colorado: Water Resources Publications, Chapter 17, pp. 705–762.
24. *Diskin M.H.* (1967) On the solution of the Muskingum method of flood routing equation. J. Hydrol., **5**, 286–289.
25. *Dooge J.C.I.* (1973) Linear Theory of Hydraulic Systems, Tech. Bul. No. 1468, USDA Agricultural Research Service, Beltsville, Maryland.
26. *Dooge J.C.I., Strupczewski W.G., Napiorkowski J.J.* (1982) Hydrodynamic derivation of storage parameters of the Muskingum model. J. Hydrol., **54**, 371–387.
27. *Dronkers J.J.* (1964) Tidal Computations in Rivers and Coastal Waters. New York: Interscience Publishers, Inc.
28. *Dronkers J.J.* (1969) Tidal computations for rivers, coastal areas, and seas. J. Hydraulic Div., ASCE, **96** (HY1), 29–77.
29. *Ellis J.* (1970) Unsteady flow in channel of variable cross section. J. Hydraulic. Div., ASCE, 96 (HY10), 1927–1945.
30. *Fread D.L.* (1971) Discussion of implicit flood routing in natural channels by M. Amein, C.S. Fang. J. Hydraulic Div., ASCE, **97** (HY7), 1156–1159.
31. *Fread D.L.* (1973) Technique for implicit dynamic routing in rivers with tributaries. Water Resources Res., 9(4), 918–926.
32. *Fread D.L.* (1974) Numerical Properties of Implicit Four-point Finite Difference Equations of Unsteady Flow. NOAA Tech. Memo NWS HYDRO-18, U.S. Department of Commerce, National Weather Service, Silver Spring, Maryland.
33. *Fread D.L.* (1976) Flood routing in meandering rivers with flood plains. In: Symp. on Inland Waterways for Navigation, Flood Control and Water Diversion, Vol. I, ASCE, pp. 16–35.
34. *Fread D.L.* (1978) NWS operational dynamic wave model. In: Verification of Mathematical and Physical Models, Proc. of 26th Annual Hydr. Div. Specialty Conf., ASCE, College Park, Maryland, pp. 455–464.
35. *Fread D.L.* (1980) Capabilities of NWS model to forecast flash floods caused by dam failures. In: Proc. of 2nd Conf. on Flash Floods, Atlanta, Georgia, American Met. Soc., pp. 171–178.
36. *Fread D.L., Smith G.F.* (1978) Calibration technique for 1-D unsteady flow models. J. Hydraulic Div., ASCE, **104** (HY7), 1027–1044.
37. *Freeze R.A.* (1972) Role of subsurface flow in generating surface runoff, 1. Base flow contributions to channel flow. Water Resources Res., 8(3), 609–623.
38. *Garrison J.M., Granju J.P., Price J.T.* (1969) Unsteady flow simulation in rivers and reservoirs. J. Hydraulic Div., ASCE, **95** (HY5), 1559–1576.

39. *Goodrich R.D.* (1931) Rapid calculation of reservoir discharge. Civil Eng., **1**, 417–418.
40. *Gray W.G., Pinder G.F., Brebbia C.A.* (1977) Finite Elements in Water Resources. London: Pentech Press.
41. *Greco F., Panattoni L.* (1975) An implicit method to solve Saint-Venant equations. J. Hydraulic., 24, 171–185.
42. *Grupert J.P.* (1976) Numerical computation of two-dimensional flows. J. Waterways, Harbors, Coastal Engng. Div., ASCE, **102** (WW1), 1–12.
43. *Gunaratnam D.J., Perkins F.E.* (1970) Numerical Solution of Unsteady Flows in Open Channels. Hydrodynamic Lab. Report 127, Dept. of Civil Engng., Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.
44. *Hall F.R., Moench A.F.* (1972) Application of the convolution equation to stream-aquifer relationships. Water Resources Res., 8(2), 487–493.
45. *Harder J.A., Armacost L.V.* (1966) Wave Propagation in Rivers. Hydraulic Engng. Lab., Report No. 1, Series 8, University of California, Berkeley, California.
46. *Harley B.M.* (1967) Linear Routing in Uniform Channels. Thesis, University College, Cork, Ireland.
47. *Harley B.M., Perkins F.E., Eagleson P.S.* (1970) A Modular Distributed Model of Catchment Dynamics, Hydrodynamics Lab. Report 133, Department of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.
48. *Harris G.S.* (1970) Real time routing of flood hydrographs in storm sewers. J. Hydraulic Div., ASCE, **96** (HY6), 1247–1260.
49. *Harrison A.S., Bueltel C.J.* (1973) Computer Simulation of Missouri River Floods, Part I, U.S. Army Corps of Engineers, Missouri River Div., Omaha, Nebraska.
50. *Henderson F.M.* (1966) Open Channel Flow. New York: Macmillan Co., pp. 285–287.
51. *Hinwood J.B., Wallis I.G.* (1975a) Classification of models of tidal waters. J. Hydraulic Div., ASCE, **101** (HY10), 1315–1331.
52. *Hinwood J.B., Wallis I.G.* (1975b) Review of models of tidal waters. J. Hydraulic Div., ASCE, **101** (HY11), 1405–1421.
53. *Isaacson E., Stoker J.J., Troesch A.* (1954) Numerical Solution of Flood Prediction and River Regulation Problems. Report II. New York University Institute of Mathematical Science, IMM-205, New York.
54. *Isaacson E., Stoker J.J., Troesch A.* (1956) Numerical Solution of Flood Prediction and River Regulation Problems, Report III. New York University Institute of Mathematical Science, IMM-NYU-235, New York.
55. *Johnson B.H.* (1974) Unsteady Flow Computations on the Ohio – Cumberland – Tennessee – Mississippi River System. Tech. Report H-74-8, Hydraulics Lab., Waterways Experiment Station, US Army Corps of Engineers, Vicksburg, Mississippi.
56. *Kamphuis J.W.* (1970) Mathematical tidal study of St. Lawrence River. J. Hydraulic Div., ASCE, 96 (HY3), 643–664.
57. *Keefer T.N., McQuivey R.S.* (1974) Multiple linearization flow routing model. J. Hydraulic Div., ASCE, **100** (HY7), 1031–1046.
58. *Koussis A.D.* (1978) Theoretical estimations of flood routing parameters. J. Hydraulic Div., ASCE, **104** (HY1), 109–115.
59. *Koussis A.D.* (1980) Comparison of Muskingum method difference schemes. J. Hydraulic Div., ASCE, **106** (HY5), 925–929.
60. *Lai C., Schaffranek R.W., Baltzer R.A.* (1980) An operational system for implementing simulation models: a case study. In: Proc. of Verification of Mathematical and

Physical Models, 26th Annual Hydrol. Div., Specialty Conf., ASCE, College Park, Maryland, pp. 415–454.
61. *Laplace P.S.* (1776) Recherches sur Quelques Points due Systeme du Monde (Researches on Some Points of World System). Memoirs, Vol. 9, Acad. Sci., Paris.
62. *Liggett J.A., Woolhiser D.A.* (1967) Difference solutions of the shallow-water equation. J. Engng. Mech. Div., ESCE, **95** (EM2), 39–71.
63. *Liggett J.A.* (1975) Basic equations of unsteady flow. In: *Mahmood K., Yevjevich V.* (eds), Unsteady Flow in Open Channels, Vol. I, Fort Collins, Colorado: Water Resource Publications, Chapter 2, pp. 29–62.
64. *Liggett J.A., Cunge J.A.* (1975) Numerical methods of solution of the unsteady flow equations. In: *Mahmood K., Yevjevich V.* (eds), Unsteady Flow in Open Channels, Vol. I. Fort Collins, Colorado: Water Resources Publications, Chapter 4, pp. 89–182.
65. *Lighthill M.J., Whitham G.B.* (1955) On kinematic floods, I: Flood movements in long rivers. In: Proc. Royal Society Lond., **A229**, 281–316.
66. *Lin J.O., Soong H.K.* (1979) Junction losses in open channel flows. Water Resources., **15**(2), 414–418.
67. *Linsley R.K.* (1971) A Critical Review of Currently Available Hydrologic Models for Analysis of Urban Stormwater Runoff. Report, Hydrocomp International Inc., Palo Alto, California.
68. *Linsley R.K., Kohler M.A., Paulhus J.L.H.* (1949) Applied Hydrology. New York: McGraw-Hill Book Co., pp. 502–530.
69. *Maddaus W.O.* (1969) A Distributed Linear Representation of Surface Runoff. Hydrodynamics Lab. Report 115, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, Massachusetts.
70. *Martin C.S., DeFazio F.G.* (1969) Open channel surge simulation by digital computer. J. Hydraulic Div., ASCE, **95** (HY6), 2049–2070.
71. *McCarthy G.T.* (1938) The unit hydrograph and flood routing. Paper presented at Conf. of the North Atlantic Div. of US Corps of Engineers, New London, Connecticut.
72. *Miller W.A., Cunge J.A.* (1975) Simplified equations of unsteady flow. In: *Mahmood K., Yevjevich V.* (eds), Unsteady Flow in Open Channels, Vol. I. Fort Collins, Colorado: Water Resources Publication, Chapter 5, pp. 183–257.
73. *Miller W.A., Yevjevich V.* (1975) Unsteady Flow in Open Channels, Bibliography, Vol. III. Fort Collins, Colorado: Water Resources Publications.
74. *Nash J.E.* (1959) A note on the Muskingum method of flood routing. J. Geophys. Res., **64**, 1053–1056.
75. *Newton Sir I.* (1687) Propositions. Book 2 in Principia, pp. 44–46, Royal Society, London.
76. *Pinder G.F., Sauer S.P.* (1971) Numerical simulation of flood wave modification due to bank storage effects. Water Resources Res., 7(1), 63–70.
77. *Pogge E.C., Chiang W.-L.* (1977) Further Development of a Stream – Aquifer System Model. Kansas Water Resources Research Institute, University of Kansas, Lawrence, Kansas.
78. *Poisson S.D.* (1816) Memoir on the Theory of Waves. Memoirs, Vol. 1, Acad. Sci., Paris, pp. 71–186.
79. *Ponce V.M.* (1981) Development of an Algorithm for the Linearized Diffusion Method of Flood Routing. SDSU Civil Engineering Series No. 811444, San Diego State University, San Diego, California.

80. *Ponce V.M.,* Simons D.B. (1977) Shallow wave propagation in open channel flow. J. Hydraulic Div., ASCE, **103** (HY12), 1461–1476.
81. *Ponce V.M., Yevjevich V.* (1978) Muskingum – Cunge method with variable parameters. J. Hydraulic Div., ASCE, **104** (HY12), 1663–1667.
82. *Ponce V.M., Indlekofer H., Simons D.B.* (1979) The convergence of implicit bed transient models. J. Hydraulic Div., ASCE, **105** (HY4), 351–363.
83. *Ponce V.M., Li R.M., Simons D.B.* (1978) Applicability of kinematic and diffusion models. J. Hydraulic Div., ASCE, **104** (HY3), 353–360.
84. *Preissmann A.* (1961) Propagation of translatory waves in channels and rivers. In: Proc., First Congress of French Assoc. for Computation, Grenoble, France, pp. 433–442.
85. *Puls L.G.* (1928) Construction of Flood Routing Curves. House Document 185, US 70th Congress, 1st session, Washington, DC, pp. 46–52.
86. *Quick M.C., Pipes A.* (1975) Nonlinear channel routing by computer. J. Hydr. Div., ASCE, **101** (HY6), 651–664.
87. *Quinn F.H., Wylie E.B.* (1972) Transient analysis of the Detroit River by the implicit method. Water Resources Res., 8(6), 1461–1469.
88. *Radojkovic M.* (1976) Mathematical modeling of rivers with flood plains. In: Symp. on Inland Waterways for Navigation, Flood Control and Water Diversions, Vol. I, ASCE, pp. 56–64.
89. *Rockwood D.M.* (1958) Columbia Basin stream flow routing computer. Transactions, ASCE, **126** (4), 32–56.
90. *Saint-Venant B. De* (1871) Theory of unsteady water flow, with application to river floods and to propagation of tides in river channels. Comptes Rendus Acad. Sci., Paris, **73,** 148–154, 237–240. (Translated into English by US Corps of Engineers, No. 49-g, Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, 1949.)
91. *Sauer V.B.* (1973) Unit-response method of open-channel flood routing. J. Hydraulic Div., ASCE, **99** (HY1), 179–193.
92. *Singh V.P., McCann R.C.* (1980) Some notes on Muskingum method of flood routing. J. Hydrol., **48**(3), 343–361.
93. *Stoker J.J.* (1953) Numerical Solution of Flood Prediction and River Regulation Problems: Derivation of Basic Theory and Formulation of Numerical Methods of Attack. Report I, New York University Institute of Mathematical Science, Report No. IMM-NYU-200, New York.
94. *Stoker J.J.* (1957) Water Waves. New York: Interscience, pp. 452–455.
95. *Streeter V.L., Wylie E.B.* (1967) Hydraulic Transients. New York: McGraw-Hill Book Co., pp. 239–259.
96. *Strelkoff T.* (1969) The one-dimensional equations of open-channel flow. J. Hydraulic Div., ASCE, **95** (HY3), 861–874.
97. *Strelkoff T.* (1970) Numerical solution of Saint-Venant equations. J. Hydraulic Div., ASCE, **96**(HY1), 223–252.
98. *Strupczewski W., Kundzewicz Z.* (1980) Translatory characteristics of the Muskingum method of flood routing – a comment. J. Hydrol., **98,** 363–368.
99. *Tatum F.E.* (1940) A Simplified Method of Routing Flood Flows Through Natural Valley Storage. Unpublished memo, US Engineers Office, Rock Island, Illinois.
100. *Tingsanchali T., Ackermann N.L.* (1976) Effects of overbank flow in flood computations. J. Hydraulic Div., ASCE, **102** (HY7), 1013–1025.
101. *Uzner M.S., Kennedy J.F.* (1976) Theoretical model of river ice jams. J. Hydraulic Div., ASCE, **102** (HY9), 1365–1383.

102. *Vasiliev O.F., Gladyshev M.T., Pritvits N.A., Sudobicher V.G.* (1975) Methods for the calculation of shock waves in open channels. In: Proc., 11th Congress IAHR, Leningrad, USSR, paper 3.44.
103. *Vicens G.J., Harley B.M., Schaake J.C.* (1975) Flow 2D: a two-dimensional flow model for flood plains and estuaries. In: Symp. Modeling Techniques, Vol. II. 2nd Annual Symp. of Waterways, Harbors, and Coastal Engng. Div., ASCE, pp. 1487–1504.
104. *Weinmann P.E., Laurenson E.M.* (1979) Approximate flood routing methods: a review. J. Hydraulic Div., ASCE, **105** (HY13), Proc., Paper 15057.
105. *Weiss H.W., Midgley D.C.* (1978) Suite of mathematical flood plain models. J. Hydraulic Div., ASCE, **104** (HY3), 361–376.
106. *Wooding R.A.* (1965) A hydraulic model for the catchment-stream problem, I, kinematic wave theory. J. Hydrol., **3**.
107. *Woolhiser D.A., Liggett J.A.* (1967) Unsteady one-dimensional flow over a plane – the rising hydrograph. Water Resources Res., **3**(3), 753–771.
108. *Wylie E.B.* (1970) Unsteady free-surface flow computations. J. Hydraulic Div., ASCE, **96** (HY11), 2241–2251.
109. *Yeh W.W.-G., Becker L.* (1973) Linear programming and channel flow identification. J. Hydraulic Div.,ASCE, **99** (HY11), 2013–2021.

15. Прогнозирование в реальном времени

Э.Ф. Вуд, П.Э. О'Коннелл

15.1. Введение. В последние 20 лет специалистами в области гидрологии были проведены обширные исследования с целью разработки математических моделей, воспроизводящих реакцию процессов стока на атмосферные осадки. В то время как основной научной целью подобных разработок являлось получение более полных представлений о сложных процессах формирования реакции водосборного бассейна, необходимость в их проведении обусловливалась и целями практическими – потребностью в таких моделях для решения задач оперативного управления водными ресурсами. В этой связи можно говорить о том, что одной из основных областей потенциального применения моделей, имитирующих реакцию процессов стока на осадки, является краткосрочное прогнозирование речного стока – область, в которой прогнозы, получаемые на подобных моделях, создают основу для принятия решений в отношении предупреждения и регулирования наводнений, а также регулирования речного стока. Ясно, что надежность таких решений и связанные с ними выгоды или убытки будут определяться достоверностью соответствующих прогнозов.

Достоверность прогнозов зависит главным образом от того, насколько точно математическая модель воспроизводит реакцию водосборного бассейна на дождевые осадки, однако существует и ряд других факторов, оказывающих на нее влияние. Если период времени, на который должен быть дан прогноз, превышает "период запаздывания" водосборного бассейна (являющийся обобщенной мерой запаздывания реакции водосборного бассейна на дождевые осадки), то достоверность прогнозов стока будет в решающей степени зависеть от того, был ли дан прогноз интенсивности дождевых осадков, и если да, то какова его достоверность. Другой важный фактор, определяющий достоверность гидрологического прогнозирования – характер имеющихся данных о дождевых осадках и поверхностном стоке, точнее, то обстоятельство,

---

Eric F. Wood, Department of Civil Engineering, Princeton University, Princeton, NJ, USA. *P. Enda O'Connell,* Department of Civil Engineering, University of Newcastle-upon-Tyne, Newcastle-upon-Tyne, UK.

получают их в реальном времени или нет. Если эта информация получается в реальном времени, то прогнозные значения параметров стока можно скорректировать на любой момент времени по мере получения новой информации. Расширение масштабов применения телеметрических систем и появление возможности определения интенсивности дождевых осадков с помощью радиолокаторов увеличили потенциал моделей, предназначенных для прогнозирования паводков; современное состояние исследований в этой области в значительной степени определяется тем, насколько будет реализован этот потенциал.

15.1.1. Выбор модели. Принимая во внимание, что к настоящему времени было разработано значительное количество моделей, воспроизводящих систему осадки – сток, важным вопросом, возникающим в связи с решением задач прогнозирования в реальном времени, является выбор типа модели. В этой связи необходимо различать следующие три типа моделей:

а) Физически обоснованные модели с распределенными параметрами. Цель создания моделей этого типа – описание поверхностного стока и движения воды в зонах аэрации и полного насыщения с помощью уравнений сохранения массы, энергии и моментов. Согласно принципам, лежащим в основе таких моделей, результирующая система уравнений в частных производных должна решаться численным методом во всех точках трехмерной расчетной сетки, аппроксимирующей все элементы водосборного бассейна.

б) Концептуальные модели с сосредоточенными параметрами. Сущность моделей этого типа заключается в том, что они в своей основе являются квазифизическими: прежде чем приступить к решению соответствующих уравнений сохранения массы, энергии и моментов, описывающих отдельные процессы, которые составляют общую систему дождевые осадки – сток, вводятся упрощенные и вместе с тем правдоподобные концептуальные представления относительно этих процессов. Чаще такой подход предполагает аппроксимацию рассматриваемой природной системы несколькими взаимосвязанными емкостями и вводит простые балансовые процедуры, обеспечивающие в любой момент времени сохранение полного баланса массы между всеми входами, выходами и изменениями емкостей, составляющих саму эту систему. Примером концептуальных моделей подобного типа служит прогнозная модель речного стока, разработанная сотрудниками Национальной службы погоды США.

в) Модели типа "вход-выход" или модели, работающие по принципу "черного ящика". В моделях этого типа внимание концентрируется на установлении взаимосвязи между "входа-

ми" и "выходами" системы, т. е. между интенсивностью дождевых осадков и речным стоком. При этом полностью игнорируется внутренний механизм, обусловливающий наблюдающуюся зависимость между "входами" и "выходами". Такую постановку задачи часто отождествляют с системным подходом, поскольку она целиком опирается на методы, заимствованные из теории систем. Классическим примером моделей этого типа является единичный гидрограф, основанный на условии существования линейной зависимости между эффективными осадками и ливневым стоком. Такой гидрограф может быть получен любым из существующих методов анализа моделей, работающих по принципу "черного ящика".

Принимая во внимание, что в настоящее время физически обоснованные модели нельзя считать до конца разработанными и, даже в случае когда такие модели есть, они требуют огромных затрат машинного времени; во многих ситуациях, связанных с необходимостью прогнозирования в реальном времени, выбор модели будет ограничиваться двумя альтернативами: концептуальными моделями с сосредоточенными параметрами и моделями, работающими по принципу "черного ящика". Затем анализируются такие аспекты, как уровень знаний в рассматриваемой области, объем оперативной памяти и быстродействие ЭВМ, что еще больше ограничивает диапазон приемлемых концептуальных моделей. Кроме того, наиболее сложные из числа концептуальных моделей с сосредоточенными параметрами (типа модели водосборного бассейна Станфорд) не приспособлены для того, чтобы можно было в реальном времени проводить корректировку полученных на них прогнозов в сколь-либо приемлемом диапазоне затрат машинного времени. С другой стороны, можно, по-видимому, говорить о том, что наименьших затрат на вычисления требуют модели, работающие по принципу "черного ящика". Кроме того, поскольку эти модели описываются уравнениями в явном аналитическом виде, для корректировки в реальном времени получаемых на них прогнозов безусловно могут применяться методы анализа, основанные на использовании рекуррентных соотношений.

15.1.2. Использование моделей, воспроизводящих систему осадки – сток, в режиме реального времени. Модель системы осадки – сток характеризуется набором параметров, значения которых обычно определяются в процессе ее калибровки, которая может проводиться различными способами, но в любом случае базируется на анализе согласования между фактической и рассчитанной на модели реакцией водосборного бассейна. С позиции использования гидрологических моделей в реальном времени существенным является различие между двумя способами их реализации:

а) Имитационные модели. Согласно принципам, лежащим в основе этого способа реализации моделей, выходной сигнал получают либо по входным сигналам, относящимся к предшествующим моментам времени (например, по значениям интенсивности дождевых осадков, эвапотранспирации и т. д.), либо в зависимости от типа использующейся модели по выходным сигналам, полученным на *модели* на предыдущие моменты времени. При оценке выходного сигнала модели на текущий момент времени никак не используется информация относительно фактической реакции водосборного бассейна в предшествующие моменты времени, хотя во многих случаях такая информация может использоваться для целей калибровки модели.

б) Настраивающиеся модели. Выходной сигнал моделей этого типа также может быть получен по входам, задаваемым на модель в предыдущие моменты времени. Однако помимо этого при оценке выходного сигнала модели на текущий момент могут использоваться данные, характеризующие *фактическую* реакцию водосборного бассейна на изменение условий питания. Такая адаптивная настройка модели может осуществляться двумя способами: 1) путем задания функциональной зависимости между выходным сигналом модели на текущий момент времени и фактической реакцией природной системы в предыдущие моменты времени или между выходным и входным сигналами модели; 2) путем использования значения рассогласования между самыми последними фактическими и модельными выходными сигналами для оценки выходных сигналов на последующие моменты времени в качестве элемента, реализующего принцип "обратной связи".

Для прогнозирования в реальном времени необходима модель, которая может работать в режиме адаптивной настройки. Первый из двух названных способов настройки модели предполагает, что эта модель работает по принципу обратной связи; иными словами, выходные сигналы на текущий временной шаг подсчитываются в зависимости от выходных сигналов природной системы, наблюдавшихся в предшествующие моменты времени.

Другой важной характеристикой, имеющей значение при обосновании моделей, предназначенных для прогнозирования в реальном времени, является линейность рассматриваемого объекта. Такие модели базируются на фундаментальной предпосылке относительно того, что к сложным гидрологическим системам применим "закон больших систем", суть которого заключается в следующем. Множество нелинейных, характеризующихся распределенными параметрами элементов во многих случаях можно представить в общих чертах линейной моделью с сосредоточенными параметрами и аддитивными случайными помехами.

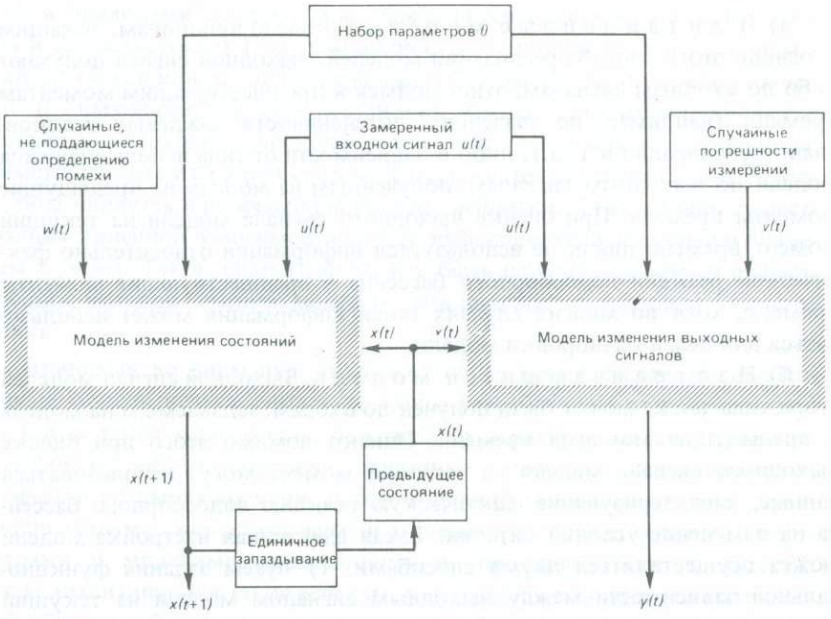


Рис. 15.1. Модель вектора состояний [23].

Круг вопросов, рассматриваемых в настоящей главе, будет ограничен моделями с дискретной разбивкой по времени, т. е. моделями, которые описываются скорее конечно-разностными, а не дифференциальными уравнениями. Если иметь в виду сложившуюся практику проведения гидрологических исследований, такое ограничение следует считать разумным: обычно наблюдения проводятся, а прогнозы получаются на некоторые дискретные моменты времени.

Класс моделей с дискретной разбивкой по времени, использующихся для решения задач адаптивного прогнозирования, в качестве прототипа их математической структуры имеет известную в теории систем дискретную по времени систему Гаусса – Маркова.

На рис. 15.1 приведена блок-диаграмма системы Гаусса – Маркова, которая может быть охарактеризована уравнениями, описывающими пространство состояний:

$$x_{t+1} = F_t x_t + B_t u_t + w_t, \tag{15.1}$$

$$Y_t = H_t x_t + v_t, \tag{15.2}$$

где y_t – вектор выходных сигналов в момент времени t, состоящий из $k \times 1$ элементов, u_t – вектор входных сигналов (или внешних воз-

действий), состоящий из $m \times 1$ элементов, x_t – вектор состояний системы, включающий $n \times 1$ элементов. Переменные F_t, B_t и H_t – матрицы весовых коэффициентов соответствующей размерности; они могут изменяться во времени и не зависеть от времени. Матрицу F_t обычно называют матрицей изменения состояния. Переменные w_t и v_t представляют собой векторы шума, входящие соответственно в уравнения, описывающие состояние системы и выходные сигналы. Во многих случаях принимается, что помехи, входящие в эти уравнения, описываются нормальным распределением со средним значением, равным нулю.

Важно отметить, что единственными переменными, имеющими физический смысл, являются входные и выходные сигналы, поскольку они в принципе поддаются наблюдению и замерам. Состояния не обязательно должны выражаться количественно, некоторой измеренной физической величиной. Понятие о состоянии системы вводится как некий математический эквивалент для того, чтобы использовать представления о причинной обусловленности явлений и внутренней структуры при описании рассматриваемого процесса [6].

Можно назвать ряд работ [36, 38, 17, 18, 32], в которых параметры модели рассматриваются как состояния системы. Наряду с этим во многих случаях задачи ставятся таким образом, что переменные (в частности, интенсивность стока) рассматриваются как параметры состояния системы, а их замеренные значения – как выходные сигналы. В этом случае член уравнения, соответствующий помехам w_t, представляет собой модельный шум, связанный с тем, что уравнение состояния описывает гидрологические процессы неточно: при обосновании модели проводится либо линеаризация динамических параметров рассматриваемых процессов, либо фактическое пространственное распределение некоторых характеристик природного объекта аппроксимируется моделью с сосредоточенными параметрами. При этом член уравнения v_t будет представлять собой погрешности в определении состояний. Учет погрешности моделирования согласуется с упоминавшимся нами ранее в связи с задачей обоснования модели законом больших систем.

При выборе соответствующего решаемой задаче типа модели (либо физически обоснованной модели с распределенными параметрами, либо концептуальной модели с сосредоточенными параметрами, либо модели вход-выход, работающей по принципу "черного ящика") редко возникают ограничения, связанные с той или иной трактовкой пространства состояний на стадии обоснования модели. Примеры, когда все три названных типа моделей формулируются в представлениях пространства состояний, приведены в работах [7, 37, 11]. Решающее ограничение, обусловливающее представительность и адекватность моде-

ли, должно быть связано с процессом идентификации параметров. Этот вопрос будет затронут в разд. 15.3; он непосредственно связан с проблемой однозначности оценок параметров модели по известным значениям входных и выходных сигналов.

Вновь обращаясь к уравнениям (15.1) и (15.2), мы теперь можем сформулировать задачу гидрологического прогнозирования в реальном времени. Можем ли мы отыскать "оптимальные" прогнозные векторы состояний и выходных сигналов, пользуясь "загрязненной" помехами моделью, описывающей динамику состояний рассматриваемой гидрологической системы (уравнение (15.1)), и "загрязненными" помехами значениями выходных сигналов или замеров (уравнение (15.2))? Оптимальным считается прогноз, минимизирующий дисперсию погрешностей прогнозирования. Ответ на поставленный вопрос должен быть положительным: такие оптимальные прогнозные векторы можно получить с помощью алгоритма, основанного на использовании фильтра Калмана [13]. Фильтр Калмана, основанный на использовании фактических замеров, согласует погрешности моделирования и выходных сигналов таким образом, чтобы дисперсия погрешностей вектора состояний была минимальной. Детально этот алгоритм рассматривается в следующем разделе.

Немного отвлекаясь от существа обсуждаемых вопросов, хочется обратить внимание на то, что уравнение (15.1) без члена, соответствующего погрешности моделирования w_t, тождественно детерминированной модели, описывающей динамику гидрологической системы. Если замеры с целью адаптивной настройки модели не проводятся, экстраполяция состояния рассматриваемой системы, проводящаяся по уравнению (15.1), включающему предысторию системы, аналогична процедуре прогнозирования на имитационной модели. Предпосылки для использования уравнений (15.1) и (15.2) при адаптивном прогнозировании в реальном времени создаются самим типом уравнения (15.1) и тем обстоятельством, что его структура основана на предпосылке о зависимости x_{t+1} от x_t.

15.2. Фильтр Калмана: принципы, лежащие в его основе. 15.2.1. *Введение.* Идентификация структуры модели, оценивание параметров и прогнозирование состояний системы могут рассматриваться и рассматриваются как звенья единой цепи. В первых работах, посвященных прогнозированию стохастических процессов и временных рядов, рассматривались стационарные стохастические процессы, протекающие либо в дискретном [19], либо в непрерывном [35] времени. Затем [13, 14] эти результаты были проэкстраполированы на случай нестацио-

нарных процессов с конечным числом интервалов наблюдения, а в последующем и на нелинейные системы и системы, не относящиеся к типу гауссовских.

Состояние системы можно описать двумя уравнениями – уравнением состояния (15.1) и уравнением (15.2), описывающим выходные сигналы модели или результаты замеров фактического отклика системы. Оперируя понятием выходных сигналов, замеренных к некоторому моменту времени t включительно, можно назвать три типа задач, возникающих в связи с оцениванием состояния системы: *фильтрация*[1] – оценивание x_τ при $\tau = t$, *сглаживание* – оценивание x_τ при $\tau < t$ и *прогнозирование* – оценивание x_τ при $\tau > t$. Оценка x_τ часто обозначается как $\hat{x}_\tau \mid t$. Тем самым показывают, что эта оценка получена по замерам, проведенным до момента времени t включительно.

Среди методов фильтрации наибольшее распространение получил метод, разработанный Калманом [13] применительно к оцениванию состояний линейных систем, характеризующихся известными динамическими и стохастическими параметрами в предпосылке, что распределение погрешностей описывается нормальным законом. Отличительная особенность фильтра Калмана заключается в том, что уравнение состояния записывается в виде дифференциального или конечно-разностного уравнения первого порядка (в зависимости от того, рассматривается время непрерывным или дискретным). Как следствие фильтр представляет собой рекуррентное соотношение. В этом отношении фильтр Калмана отличается от фильтра Винера, в соответствии с которым состояние системы описывается коррелограммой, а сам фильтр представляет собой решение интегрального уравнения Винера – Хофа.

Достоинства фильтра Калмана заключаются в следующем:

а) оптимальное прогнозирование на основе оптимальной фильтрации;

б) описание системы через пространство состояний является достаточно универсальным, что позволяет использовать фильтр данной структуры для создания разнообразных гидрологических моделей;

в) существует возможность раздельного задания ошибок моделирования или шума и ошибок измерений;

г) расчеты проводятся по рекуррентным соотношениям, что обусловливает необходимость обработки и хранения в памяти ЭВМ очень небольшого количества исходных данных;

---

[1] Здесь и далее в этой главе речь идет о задачах статистической фильтрации. Не следует путать с понятием фильтрации в задачах по динамике подземных вод. – *Прим. ред.*

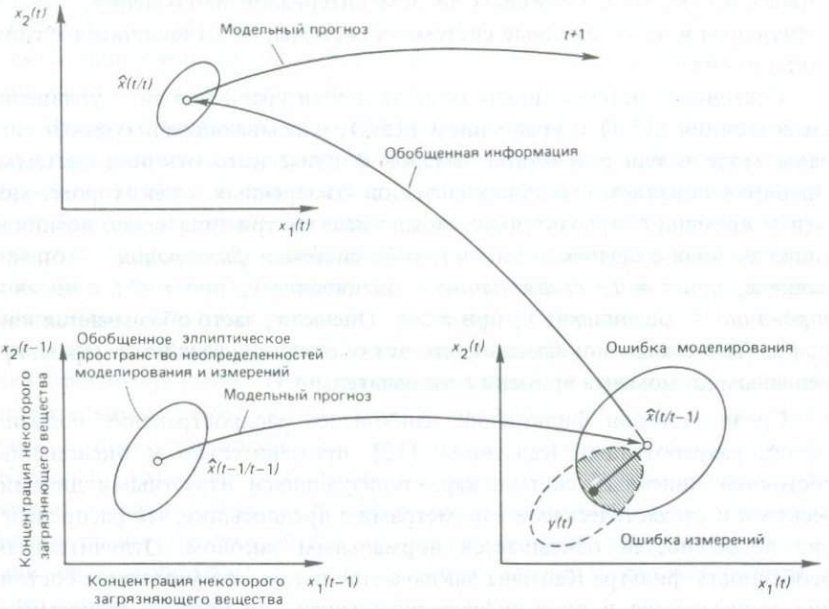


Рис. 15.2. Схема работы двумерного фильтра Калмана.

д) точность прогнозов рассчитывается параллельно с прогнозированием по рекуррентным соотношениям.

На рис. 15.2 дано схематическое представление фильтрации двумерного вектора состояния системы. Экстраполяция состояния системы с момента $t-1$ на момент времени t проводится по уравнению (15.1). С прогнозированием связана некоторая неопределенность, описываемая эллипсом неопределенности $P_{t|t}$. Наблюдающееся состояние системы описывается величиной y_t, включающей некоторый шум. Для получения отфильтрованной оценки $\hat{x}_{t|t}$ фильтрации подвергаются две оценки, $\hat{x}_{t|t-1}$ и y_t. Логика разработки алгоритма фильтрации, в соответствии с которым минимизируется ковариационный эллипс погрешностей, связанных с оценкой $\hat{x}_{t|t}$, рассмотрена в следующем разделе.

15.2.2. Вывод фильтра Калмана. Чтобы проследить последовательность работы алгоритма, основанного на использовании фильтра Калмана, рассмотрим дискретную линейную систему в пространстве состояний, описываемом как

$$x_t = F_t x_{t-1} + w_t, \tag{15.3}$$

$$y_t = H_t x_t + v_t, \tag{15.4}$$

где F_t, H_t, x и y – те же обозначения, что и в уравнениях (15.1) и (15.2). Система, состоящая из уравнений (15.3) и (15.4), отличается от системы уравнений (15.1) и (15.2) тем, что в уравнении (15.3) отсутствует член u_t, соответствующий внешним воздействиям. Принимается, что вектор шума w_t относится к типу гауссовского белого шума со статистиками $N(0, Q)$. Вектор помех v_t, связанных с погрешностями измерений, также относится к типу гауссовского белого шума со статистиками $N(0, R)$; ковариационная матрица R является положительно определенной. Предполагается также, что помехи не коррелируются между собой, т. е. $E[v_t^T W_\tau^T] = 0$ для всех t и τ. Здесь $E[\cdot]$ представляет собой математическое ожидание. Более того, принимается, что оба типа помех не зависят от состояния системы, которое характеризуется некоторыми начальными статистиками $x_{0|0} \sim N(\hat{x}_0, P_0)$.

После данных определений задачу фильтрации можно сформулировать следующим образом: задавая последовательность выходных сигналов $Y_\tau = \{y_1, y_2, \ldots, y_\tau\}$, описываемых уравнением (15.4), получить такую оптимальную отфильтрованную оценку состояния $\hat{x}_{t|t}$, чтобы погрешность оценки, $\tilde{x}_{t|t} = x_t - \hat{x}_{t|t}$, минимизировала бы квадратичную функцию погрешности

$$J_t = E[\tilde{x}_{t|t} \cdot L \cdot \tilde{x}_{t|t}^T] \tag{15.5}$$

в любой момент времени t. В уравнении (15.5) L – некоторая положительно определенная матрица.

Допустим, что существует прогнозная оценка состояния $\hat{x}_{t|t-1}$ и требуется получить отфильтрованную оценку $\hat{x}_{t|t}$, которая учитывала бы новую информацию о y_t, полученную в момент времени t. Мы можем построить отфильтрованную оценку как некоторую линейную комбинацию прогнозной оценки и нового измерения, т. е.

$$\hat{x}_{t|t} = K_t' \hat{x}_{t|t-1} + K_t y_t \tag{15.6}$$

где K_t' и K_t – изменяющиеся во времени матрицы весовых коэффициентов, задаваемые таким образом, чтобы удовлетворялись следующие условия, накладываемые на фильтр: оценка состояния системы на любой момент времени должна быть несмещенной и должна иметь минимальную дисперсию.

Если погрешность оценки состояния определить как

$$\begin{aligned} \tilde{x}_{t|t} &= \hat{x}_{t|t} - x_t, \\ \tilde{x}_{t|t-1} &= \hat{x}_{t|t-1} - x_t, \end{aligned} \tag{15.7}$$

то, подставляя выражения для $\hat{x}_{t|t}$, $\hat{x}_{t|t-1}$ и y_t в уравнение (15.6), получим

$$\tilde{x}_{t|t} = [K_t' + K_t H_t - I] x_t + K_t' \tilde{x}_{t|t-1} + K_t v_t. \tag{15.8}$$

По определению $E\{v_t\} = 0$, т. е. если $E\{\tilde{x}_{t|t-1}\} = 0$, то оценка будет несмещенной. Иными словами, $E\{\tilde{x}_{t|t}\} = 0$ в случае, если величина $[K'_t + K_t H_t - I] = 0$. Таким образом, несмещенность оценки $\hat{x}_{t|t}$ гарантированно достигается при условии, что

$$K'_t = I - K_t H_t. \tag{15.9}$$

Если это выражение подставить в уравнение (15.6), получим

$$\hat{x}_{t|t} = (I - K_t H_t)\hat{x}_{t|t-1} + K_t y_t \tag{15.10}$$

или

$$\hat{x}_{t|t} = \hat{x}_{t|t-1} + K_t[y_t - H_t\,\hat{x}_{t|t-1}]. \tag{15.11}$$

Соответствующая погрешность оценки составляет

$$\tilde{x}_{t|t} = [I - K_t H_t]\tilde{x}_{t|t-1} + K_t v_t. \tag{15.12}$$

Величина

$$v_t = y_t - H_t\hat{x}_{t|t-1} \tag{15.13}$$

называется остатком фильтра, а K_t – коэффициентом усиления Калмана. Для того чтобы обеспечить минимальную дисперсию фильтра, необходимо выбрать оптимальное значение K_t. Для этого нужно построить матрицы дисперсии-ковариации $\tilde{x}_{t|t}$ и $\tilde{x}_{t|t-1}$. Они записываются следующим образом:

$$P_{t|t} = E\{\tilde{x}_{t|t}\tilde{x}^T_{t|t}\}, \tag{15.14}$$
$$P_{t|t-1} = E\{\tilde{x}_{t|t-1}\,\tilde{x}^T_{t|t-1}\}.$$

Выражение для $P_{t|t}$ можно получить путем подстановки значения $\hat{x}_{t|t}$, описываемого уравнением (15.12), в уравнение (15.14). В результате этой подстановки получим

$$P_{t|t} = [I - K_t H_t]\;E\{\tilde{x}_{t|t-1}\tilde{x}_{t|t-1}\}[I - K_t H_t]^T + K_t E\{v_t v_t^T\}K_t^T. \tag{15.15}$$

Члены этого уравнения

$$E\{\tilde{x}_{t|t-1}\;v_t^T\} = E\{v_t\tilde{x}^T_{t|t-1}\} = 0.$$

Далее, используя определения R и $P_{t|t-1}$, получим

$$P_{t|t} = [I - K_t H_t]P_{t|t-1}[I - K_t H_t]^T + K_t R K_t^T. \tag{15.16}$$

Критерием выбора K_t является минимизация некоторого функционала элементов матрицы $P_{t|t}$, задаваемого уравнением (15.5). В целом можно говорить о том, что значение K_t, доставляющее минимум функционала J_t, не зависит от L, и, следовательно, можно принять, что матрица L определена. Таким образом, уравнение (15.5) можно переписать как

$$J_t = E\{\tilde{x}^T_{t|t}\tilde{x}_{t|t}\} - \mathrm{Tr}\{P_{t|t}\},$$

где $Tr\{\cdot\}$ – след матрицы.

Минимальному значению J_t соответствует условие

$$\frac{\partial}{\partial K_t^T}\{\ \mathrm{Tr}\ P_{t|t}\} = 0.$$

Если это выражение переписать в виде

$$\begin{aligned}\frac{\partial}{\partial K_t^T}\ \mathrm{Tr}\ [&P_{t|t-1} - K_tH_tP_{t|t-1} - P_{t|t-1}H_t^TK_t^T + \\ &+ K_tH_tP_{t|t-1}H_t^TK_t^T + K_tRK_t^T] = \\ &= -2P_{t|t-1}H_t^T + 2K_tH_tP_{t|t-1}H_t^T + 2K_tR = \\ &= -2[I - K_tH_t]P_{t|t-1}H_t^T + 2K_tR = 0, \end{aligned} \tag{15.17}$$

то можно получить оптимальное значение K_t:

$$K_t = P_{t|t-1}H_t^T[H_tP_{t|t-1}H_t^T + R]^{-1}. \tag{15.18}$$

Подставляя выражение для K_t в уравнение (15.16), получим

$$\begin{aligned}P_{t|t} &= P_{t|t-1} - P_{t|t-1}H_t^T[H_tP_{t|t-1}H_t^T + R]^{-1}H_tP_{t|t-1} \\ &= [I - K_tH_t]P_{t|t-1},\end{aligned} \tag{15.19}$$

где $P_{t|t}$ представляет собой ковариационную матрицу ошибок фильтрации, получаемых при условии, что используется значение K_t, задаваемое уравнением (15.18).

Далее основное внимание сосредоточим на том, каким образом после получения данных измерений y_t можно получить отфильтрованную оценку состояния системы и матрицу дисперсии-ковариации, характеризующую погрешность этой оценки. Прогнозное состояние системы может быть получено путем подстановки выражений, описывающих x_{t+1} и x_t, из уравнения (15.7) в уравнение (15.8). Ожидаемое состояние в этом случае можно записать как

$$\hat{x}_{t+1|t} = F_t\hat{x}_{t|t}. \tag{15.20}$$

Вычитая уравнение (15.3), описывающее рассматриваемую систему, из уравнения (15.20), получим значение погрешности оценки состояния этой системы $\tilde{x}_{t+1|t}$:

$$\tilde{x}_{t+1|t} = F_t\tilde{x}_{t|t} + w_{t+1} \tag{15.21}$$

из которого можно получить матрицу $P_{t+1|t}$ как

$$P_{t+1|t} = F_tE\{\tilde{x}_{t|t}\tilde{x}_{t|t}^T\}F_t^T + E\{w_{t+1}\ w_{t+1}^T\}. \tag{15.22}$$

Напомним, что $E\{\tilde{x}_{t|t} w_t^T{}_{+1}\} = E\{ w_{t+1} x_{t|t}^T\} = 0$. Используя определение Q и $P_{t|t}$, матрицу дисперсии-ковариации погрешностей оценки прогнозного состояния определим как

$$P_{t+1|t} = F_t\, P_{t|t}\, F_t^T + Q\,. \tag{15.23}$$

Алгоритм, в соответствии с которым работает дискретный линейный фильтр Калмана, в общем виде сводится к следующему. С использованием данных наблюдений на момент времени t рассчитываются вектор остатков v_t (уравнение (15.13)), коэффициент усиления K_t (уравнение (15.18)), отфильтрованный или модифицированный вектор состояний $\hat{x}_{t|t}$ (уравнение (15.11)) и модифицированная ковариационная матрица погрешностей оценок состояний $P_{t|t}$ (уравнение (15.19)). В случае если решается задача прогнозирования состояний, прогнозное состояние системы определяется в соответствии с уравнением (15.20), а ковариа-

Таблица 15.1.

Модель системы	$x_{t+1} = F_t x_t + B_t u_t + \Gamma_t w_t$
Выходной сигнал или данные измерений	$y_t = H_t x_t + v_t$
Начальные условия и другие предпосылки	$E\{x_0\} = \hat{x}_0,\ E[\tilde{x}_0 \tilde{x}_0^T] = P_0$ $w_t \sim N(0,Q),\ v_t \sim N(0,R)$ $E[w_t v_{t+\tau}^T] = S$ при $\tau = 0$, $= 0$ в остальных случаях
Фильтр работает в момент наблюдений	
Остаток фильтра	$v_t = y_t - H_t \hat{x}_{t\|t-1}$
Коэффициент усиления Калмана	$K_t = (P_{t\|t+1} H_t^T + S)(H_t P_{t\|t-1} H_t^T + R)^{-1}$
Модифицированная оценка состояния	$\hat{x}_{t\|t} = \hat{x}_{t\|t-1} + K_t v_t$
Ковариационная матрица погрешностей оценки состояния	$P_{t\|t} = (I - K_t H_t) P_{t\|t-1}$
Фильтр работает на прогноз	
Прогнозная оценка состояния	$\hat{x}_{t+1\|t} = F_t \hat{x}_{t\|t} + B_t u_t$
Ковариационная матрица погрешностей прогнозной оценки состояния	$P_{t+1\|t} = F_t P_{t\|t} F_t^T + \Gamma_t Q \Gamma_t^T$

ционная матрица погрешностей прогнозирования состояний $P_{t+1|t}$ — в соответствии с уравнением (15.23).

В табл. 15.1 в обобщенном виде приведен алгоритм, в соответствии с которым работает дискретный фильтр Калмана, описанный выше. Представленная интерпретация фильтра отличается от описанной выше по трем позициям: 1) по аналогии с моделью состояния системы, описываемой уравнением (15.1), учитываются внешние воздействия; 2) члены уравнений состояния, соответствующие помехам, включают матрицу весовых коэффициентов Γ_t, имеющую размерность $n \times l$, где n — размер вектора состояний и l — размер вектора помех в оценке состояний; 3) погрешности моделирования системы w_t и погрешности измерения выходных сигналов системы v_t взаимно коррелируются. Эта связь характеризуется ковариационной матрицей S, т. е. $E[(\Gamma_t w_t) v_t^T] = S$.

15.2.3. Анализ характеристик фильтра Калмана. 15.2.3.1. Свойства остатка фильтра. Оценку характеристик фильтра можно строить на основе анализа последовательности остатков $\{\nu_1, \nu_2, \ldots \nu_t\}$, описываемой уравнением (15.13). Согласно определению,

$$\nu_t = y_t - H_t x_t - H_t(\hat{x}_{t|t-1} - x_t) \tag{15.24}$$

$$= \nu_t - H_t(\hat{x}_{t|t-1} - x_t), \tag{15.25}$$

откуда следует, что остаток включает в себя погрешность прогнозной оценки состояния, получаемой по данным наблюдений $\{y_1, y_2, \ldots y_{t-1}\}$ и погрешность измерений в момент времени t. Остаток характеризуется нормальным распределением. Соответствующее среднее и дисперсия составляют

$$E[\nu_t] = 0, \tag{15.26}$$

$$D[\nu_t] = E[\nu_t \nu_t^T] = R + H_t P_{t|t-1} H_t^T. \tag{15.27}$$

В работе [12] было показано, что если фильтр работает оптимальным образом, то при условии $s < t$ ν_t не зависит от ν_s и y_s (т. е. не коррелируется с ними). Оптимальная работа фильтра означает, что параметры P_0, F_t, B_t, H_t, Q и R заданы правильно. Основой оценки характеристик фильтра служит анализ трех соотношений: $E[\nu_t] = 0$, $E[\nu_t \nu_s^T] = 0$ и $E[\nu_t \nu_s^T] = 0$, называемых свойствами остатка.

Для проверки условий, при которых сохраняются свойства остатка, можно пользоваться методом статистического анализа, основанного на оценке критериев Q и S (см. работу [5], разд. 11.3.4). Допустим, что $\{y_t\}$ и $\{\nu_t\}$ — скалярные векторы, и представим соответственно наблюдавшиеся выходные сигналы и расчетные остатки в виде временной развертки (значений в моменты времени 0, 1, ... t). Обозначим выбо-

рочное среднее $\{y_t\}$ через $\bar{\nu}$, а выборочное среднее и дисперсию $\{\hat{\nu}_t\}$ — через $\bar{y}$ и s_y^2.

Далее рассчитываются следующие выборочные ковариационные функции:

$$r_l^2 = \frac{1}{t-l} \sum_{s=l+1}^{t} (\hat{\nu}_s - \bar{\nu})(\hat{\nu}_{s-l} - \bar{\nu}) \qquad l = 0, 1, \ldots, L, \tag{15.28}$$

$$c_l^2 = \frac{1}{t-l} \sum_{s=l+1}^{t} (\hat{\nu}_s - \bar{\nu})(y_{s-l} - \bar{y}) \qquad l = 1, 2, \ldots, L. \tag{15.29}$$

С их помощью рассчитываются следующие статистические характеристики:

$$M = \bar{\nu}/r_0, \tag{15.30}$$

$$Q = t \sum_{l=1}^{L} (r_l^2/r_0^2), \tag{15.31}$$

$$S = t \sum_{l=1}^{L} (c_l^2/\sqrt{r_0^2 s_y^2}). \tag{15.32}$$

Если условия, при которых сохраняются свойства остатка фильтра, соблюдаются, то M характеризуется t-распределением (распределением Стьюдента) с $t - 1$ степенями свободы ($M \sim t_{t-1}$), а Q и S — χ^2-распределением с m степенями свободы ($Q \sim \chi^2_m$, $S \sim \chi^2_m$). Здесь $m = L - p$, где p — количество параметров в общей модели. Количество членов L, входящих в уравнения (15.21)–(15.32), выбирается таким образом, чтобы оно превосходило память модели. Наиболее целесообразно выбирать L таким образом, чтобы F^L (матрица произведений L последовательных матриц изменения состояний) состояла бы из пренебрежимо малых элементов.

15.2.3.2. Устойчивость дивергенции фильтра. Алгоритм, в соответствии с которым работает фильтр Калмана (см. табл. 15.1), прост для понимания и применения при условии, что точно определены необходимые параметры. Выше было показано, при каких условиях фильтр является оптимальным, однако ничего не было сказано относительно устойчивости фильтра. Необходимо отметить, что оптимальность фильтра не означает, что он является устойчивым. Устойчивость необходимо доказывать.

Одним из аспектов, связанных с проблемой устойчивости фильтра, является его расходимость. По сути дела вопрос относительно расходимости фильтра возникает в связи с ситуацией, когда анализ его характеристик, которому посвящен разд. 15.2.3, проводится в предположении, что параметры F_t, B_t, H_t, P_0, R и Q известны точно. В действительности

же значения параметров, используемых при моделировании, могут содержать некоторую ошибку, обусловленную упрощением динамики реальной системы или недостаточно точной оценкой значений параметров. Это приводит к тому, что самообучающийся алгоритм, по которому работает фильтр Калмана, в случае, когда он оперирует с большим количеством исходных данных, быстро запоминает неверные состояния системы, т. е. состояния, не отвечающие действительности. Нами же эта проблема рассматривается применительно к случаю, когда члены уравнений, отвечающие помехам, малы. В этом случае элементы ковариационной матрицы погрешностей также становятся малыми. Следовательно, коэффициент усиления невелик, и последующие наблюдения будут оказывать незначительное влияние на оценку. Это можно показать на следующем примере. Допустим, что уравнения состояния и выходных сигналов имеют вид

$$x_t = Fx_{t-1} + w_t, \tag{15.33}$$

$$y_{t-1} = x_{t-1} + v_{t-1}. \tag{15.34}$$

Предположим также, что w_t в уравнении состояния равен нулю. Ковариационная матрица погрешностей прогнозирования составляет

$$P_{t|t-1} = FP_{t-1|t-1}F^T, \tag{15.35}$$

Если моделируемая система является стационарной (т. е. матрица изменения состояний F в пределах единичной окружности имеет собственные значения), то $P_{t|t-1}$ будет меньше $P_{t-1|t-1}$. Коэффициент усиления можно записать как

$$K_t = \frac{P_{t|t-1}}{P_{t|t-1} + R}, \tag{15.36}$$

Это значение всегда меньше единицы. Ковариационная матрица погрешностей фильтра в момент времени t определяется как

$$P_{t|t} = (I - K_t)P_{t|t-1}. \tag{15.37}$$

Считая $P_{0|0}$ заданной, отметим, что, как следует из уравнения (15.35), $P_{1|0} < P_{0|0}$, а в соответствии с уравнением (15.37) $P_{1|1} < P_{1|0}$. По мере возрастания t $K_t \to 0$, $P_{t|t-1} \to 0$ и $P_{t|t} \to 0$.

Однако, в случае если модель динамической системы не укладывается в зависимости, описываемые уравнениями (15.33) и (15.34), не совпадая с ними из-за различий либо в структуре, либо в значениях параметров, оценки состояния системы, получаемые с помощью фильтра Калмана, будут отличаться от истинных состояний.

Аналогичные проблемы возникают в ситуации, если принять v_{t-1} в уравнении (15.34) равным нулю (т. е. предположить, что ошибки из-

мерений отсутствуют). В этом случае коэффициент усиления $K_t = I$, $P_{t|t-1} = Q$ и $P_{t|t} = 0$. Это последнее условие может привести к проблемам устойчивости фильтра, поскольку Язвинским [12, разд. 7.6] было доказано, что $P_{t|t} > 0$ для всех полностью управляемых и наблюдаемых дискретных динамических систем, для которых $P_{0|0} \geqslant 0$.

При решении реальных задач момент, когда алгоритм начинает расходиться, проявляется в том, что остатки фильтра принимают несообразные значения. В результате фильтр перестает быть оптимальным, поскольку $P_{t|t}$ больше не является истинной мерой дисперсии погрешностей оценки состояний системы, а погрешность $\tilde{x}_{t|t}$ начинает постепенно возрастать с увеличением t.

К настоящему времени разработан ряд методов, способствующих разрешению этих проблем. Первый из этих методов предполагает анализ структуры модели и системы наблюдений за рассматриваемым объектом. Все теоретические построения, связанные с оценкой устойчивости фильтра, требуют, чтобы моделируемая система была полностью *управляемой* и полностью *наблюдаемой*. Более детально эти предпосылки будут рассмотрены ниже, в разд. 15.3; здесь же достаточно сказать о том, что они связаны с характером задания на модели матриц F, H, R и Q, особенно их структуры.

Проверка того, является ли система управляемой и наблюдаемой, необходима для того, чтобы обеспечить устойчивость фильтра, поскольку такой анализ позволяет установить, возможно ли теоретически достичь устойчивости фильтра при принятой системе измерений и структуре уравнений, описывающих рассматриваемый объект. Дивергенция фильтра может иметь место также в том случае, если оценки параметров, входящих в матрицы F, H, R и Q, получены с ошибками. Эти ошибки приводят к смещению оценок, которое может накапливаться.

Другой метод анализа устойчивости фильтра предусматривает модификацию составляющих его уравнений. Эта модификация предполагает, что более поздние результаты наблюдений оказывают большее влияние на оценки, получаемые с помощью фильтра, причем это влияние тем меньше, чем раньше был выполнен замер. Такое множество весовых коэффициентов, которые могут быть приписаны наблюдениям $y_t, y_{t-1}, y_{t-2}, \ldots, y_{t-s}$, задаются как

$$1, e^{-1/\tau}, e^{-2/\tau}, \ldots, e^{-s/\tau}, \tag{15.38}$$

где τ – "память" фильтра. В табл. 15.2 представлен такой фильтр с памятью и весовыми коэффициентами, задаваемыми некоторой экспоненциальной функцией. Если параметры уравнений состояния системы и входных сигналов известны точно, то фильтр, приведенный в

Таблица 15.2. Алгоритм фильтра с памятью и весовыми коэффициентами

Фильтр работает на прогноз (момент времени t)

$$\hat{x}_{t+1|t} = F\hat{x}_{t|t} + Bu_t$$
$$P_{t+1|t} = FP_{t|t}F^T + Q$$

Фильтр работает в момент наблюдений (момент времени $t+1$)

$$v_{t+1} = y_{t+1} - H\hat{x}_{t+1|t}$$
$$K_{t+1} = P_{t+1|t}H^T(HP_{t+1|t}H^T + e^{-1/\tau}R)^{-1}$$
$$\hat{x}_{t+1|t+1} = \hat{x}_{t+1|t} - K_{t+1}v_{t+1}$$
$$P_{t+1|t+1} = e^{-1/\tau}(I - K_tH)P_{t+1|t}$$

табл. 15.2, будет давать худшие результаты, чем фильтр, приведенный в табл. 15.1, поскольку погрешность оценки состояния $P_{t+1|t+1}$ в этом случае будет больше, чем погрешность, получаемая при использовании исходного фильтра Калмана. Вместе с тем в ситуации, когда значения параметров содержат погрешности, применение модифицированного фильтра может предупредить дивергенцию.

15.2.4. Экстраполяция фильтра Калмана на случай нелинейных систем. До сих пор проблемы фильтрации и прогнозирования обсуждались в связи с линейными дискретными системами, описываемыми пространством состояний. Известно, что в этом случае применение фильтра Калмана обеспечивает минимальную дисперсию и несмещенность прогнозных оценок.

Во многих же реальных ситуациях гидрологические системы являются нелинейными. Они могут быть описаны следующими дифференциальными уравнениями:

$$x_{t+1} = F_t(x_t) + G_t(x_t)w_t, \tag{15.39}$$

$$y_t = H_t(x_t) + v_t, \tag{15.40}$$

в которых величины $F_t \cdot x_t$ и $H_t \cdot x_t$, входящие в уравнения (15.1) и (15.2), заменены обобщенными нелинейными функциями, а $G_t(x_t)$ – матрица переменных, зависящих от состояния системы и весовых коэффициентов. Как и в предыдущем случае, принимается, что члены уравнений, соответствующих помехам $\{w_t\}$ и $\{v_t\}$ описываются нормальным распределением с нулевым средним значением.

Результаты, получаемые с использованием нелинейного фильтра, имеют гораздо более узкую область применения, чем оценки состояния системы, получаемые с помощью линейного фильтра. Формально нелинейный фильтр можно было бы вывести путем приложения теории распределения производных [4, разд. 2.3] к уравнениям (15.39) и

(15.40). Если $\{w_t\}$ и $\{v_t\}$ распределены по нормальному закону с нулевым средним, можно рассчитать функцию плотности вероятности x_{t+1}, условной относительно x_t и Y_t, где $Y_t = (y_1, y_2, \ldots, y_t)$. Функцию плотности вероятности можно записать как $p(x_{t+1}|x_t, Y_t)$. Используя значения $p(x_{t+1}|x_t, Y_t)$ и $p(x_t|Y_t)$, путем интегрирования рассчитываем $p(x_{t+1}|Y_t)$. Функция плотности вероятности $p(x_{t+1}|Y_t)$ представляет собой функцию плотности прогнозной вероятности; среднее значение этой функции может служить в качестве прогнозной оценки.

Аналогичным образом для заданных x_{t+1} и Y_t можно получить плотность вероятности y_{t+1}, значение которой, а также $p(x_{t+1}|Y_t)$ после соответствующего интегрирования можно использовать для расчета $p(x_{t+1}|Y_{t+1})$. Это значение представляет собой плотность вероятности состояния, рассчитанного с помощью фильтра, и его средняя величина может служить в качестве отфильтрованной оценки.

15.2.4.1. Модификация фильтра применительно к нелинейным системам. Формальный подход к решению задачи нелинейной фильтрации, несмотря на то что в идейном плане является достаточно простым, при всех попытках практической реализации на ЭВМ наталкивается на плохо преодолимые трудности. Один из возможных подходов в случае, когда нелинейные функции $F_t(x_t)$, $G_t(x_t)$ и $H_t(x_t)$ являются достаточно гладкими, предусматривает их разложение в ряды Тейлора относительно условных средних $\hat{x}_{t|t}$ и $\hat{x}_{t|t-1}$, т.е. после отбрасывания членов ряда, кроме первого, получаем

$$F_t(x_t) \cong F_t(\hat{x}_{t|t}) + \left.\frac{\partial F(x_t)}{\partial x}\right|_{x=\hat{x}_{t|t}} \cdot (x_t - \hat{x}_{t|t}), \qquad (15.41)$$

$$H_t(x_t) \cong H_t(\hat{x}_{t|t-1}) + \left.\frac{\partial H(x_t)}{\partial x}\right|_{x=\hat{x}_{t|t-1}} \cdot (x_t - \hat{x}_{t|t-1}). \qquad (15.42)$$

В большинстве случаев $G_t(x_t)$ достаточно точно можно аппроксимировать как

$$G_t(x_t) \cong G_t(\hat{x}_{t|t}) \equiv G_t'. \qquad (15.43)$$

Заменим $\left.\frac{\partial F(x_t)}{\partial x}\right|_{x=\hat{x}_{t|t}}$ и $\left.\frac{\partial H(x_t)}{\partial x}\right|_{x=\hat{x}_{t|t-1}}$ соответственно на F_t' и H_t'. Тогда, подставляя уравнения (15.41) – (15.43) в уравнения (15.39) и (15.40), получим линеаризованное уравнение состояния вида

$$x_{t+1} = F_t' x_t + G_t' w_t + u_t, \qquad (15.44)$$

$$Y_t = H' x_t + v_t + z_t. \qquad (15.45)$$

Таблица 15.3. Алгоритм модифицированного фильтра Калмана

Фильтр работает на прогноз (момент времени t)

$$\hat{x}_{t+1|t} = F_t(\hat{x}_{t|t})$$
$$P_{t+1|t} = F_t' P_{t|t} F_t'^{T} + G_t' Q_t G_t'^{T}$$

Фильтр работает в момент наблюдений (момент времени $t+1$)

$$v_{t+1} = y_{t+1} - H_t(\hat{x}_{t+1|t})$$
$$K_{t+1} = P_{t+1|t} H_t'^{T} [H_t' P_{t+1|t} H_t'^{T} + R_t]^{-1}$$
$$\hat{x}_{t+1|t+1} = \hat{x}_{t|t+1} + K_{t+1} v_{t+1}$$
$$P_{t+1|t+1} = (I - K_{t+1} H_t') P_{t+1|t}$$

Члены уравнений u_t и z_t однозначно рассчитываются из уравнений (15.41) и (15.42):

$$u_t = F_t(\hat{x}_{t|t}) - F_t' \cdot \hat{x}_{t|t},\ z_t = H_t(\hat{x}_{t|t-1}) - H_t' \cdot \hat{x}_{t|t-1}.$$

Алгоритм, по которому работает модифицированный фильтр Калмана, прямо вытекает из алгоритма, вывод которого рассмотрен в разд. 15.2.2. Соответствующие уравнения приведены в табл. 15.3.

При использовании модифицированного фильтра Калмана для анализа нелинейных систем следует проявлять осторожность. Поскольку в рядах Тейлора отброшены все члены, кроме первого, более точная аппроксимация нелинейной системы достигается в случае, когда погрешности $\| x_t - \hat{x}_{t|t} \|$ и $\| x_t - \hat{x}_{t|t-1} \|$ малы. Следовательно, при условии что отношение интенсивности сигнала к интенсивности помехи велико, можно рассчитывать, что при реализации данного подхода возникает меньше сложностей. В процессе работы фильтра для контроля за величинами $\| x_t - \hat{x}_{t|t} \|^2$ и $\| x_t - \hat{x}_{t|t-1} \|^2$ можно использовать ковариационные матрицы погрешностей $P_{t|t}$ и $P_{t+1|t}$.

В отличие от интерпретации фильтра Калмана для линейных систем $P_{t|t}$ и $P_{t+1|t}$ связаны с уравнением фильтра через $\hat{x}_{t|t}$ и $\hat{x}_{t|t+1}$. В целом эти величины (ср. K_t) нельзя рассчитать в автономном режиме. Они не имеют установившихся значений, как в случае, когда системы являются линейными и характеризуются параметрами, не изменяющимися во времени.

Еще одним критерием, по которому оценивается точность аппроксимации реальной системы, является устойчивость во времени значений спектральной плотности помех фильтра. Чем стабильнее эти значения, тем ближе такой фильтр к оптимальному. Более подробно с вопросами устойчивости модифицированных фильтров Калмана читатель может ознакомиться в работе [21].

К настоящему времени получены фильтры для случая, когда в рядах Тейлора после разложения остаются не один, а два члена. Такие

фильтры называют модифицированными фильтрами Калмана второго порядка.

Мы располагаем достаточно скудными средствами для того, чтобы проанализировать, какой из имеющихся фильтров в каждой конкретной ситуации будет работать лучше. Каждый случай следует анализировать и оценивать отдельно. Необходимо еще раз напомнить о том, что наиболее часто дивергенция фильтра и его плохие рабочие характеристики имеют место в случае, когда рассматриваются нелинейные системы; следовательно, разработка фильтров должна проводиться с учетом всех возможных негативных факторов.

15.3. Идентификация структуры модели и значений параметров. *15.3.1. Методологические основы.* Идентификация структуры модели и значений входящих в нее параметров, часто расцениваемая как системная идентификация, заключается в получении соответствующих физических и математических характеристик процесса стока, возникающего в ответ на атмосферные осадки, и в оценке параметров модели на основе использования рабочей, содержащей погрешности информации о дождевых осадках и стоке. Процедуру идентификации можно разделить на четыре более частные задачи: 1) планирование эксперимента, 2) определение структуры модели, 3) оценка параметров и 4) проверка достоверности модели и сопоставление результатов моделирования с фактическими данными. Все эти этапы идентификации схематично показаны на рис. 15.3. Настоящий раздел будет в основном посвящен второй из названных задач – задаче определения структуры модели.

Тогда как оперативный режим работы моделей рассматриваемого типа служит цели получения управляемых прогнозов (для чего используются рекуррентные алгоритмы), системная идентификация может проводиться либо до, либо в процессе работы модели в прогнозном режиме. Идентификацию, проводящуюся в первом случае, часто называют идентификацией в автономном режиме или "разовой" идентификацией. Второй тип идентификации обычно называют идентификацией в управляемом режиме.

Для проведения автономной идентификации необходимо наличие информации до того момента, когда к ней приступят. После выполнения процедур оценивания и верификации структуры модели и ее параметров такая модель на базе применения рекуррентных соотношений используется для прогнозирования в управляемом режиме. Наиболее эффективным статистическим методом оценивания параметров модели в автономном режиме является метод наибольшего правдоподобия. Управляемая идентификация позволяет уточнять структуру модели или значения входящих в нее параметров в реальном времени, по мере получения новой

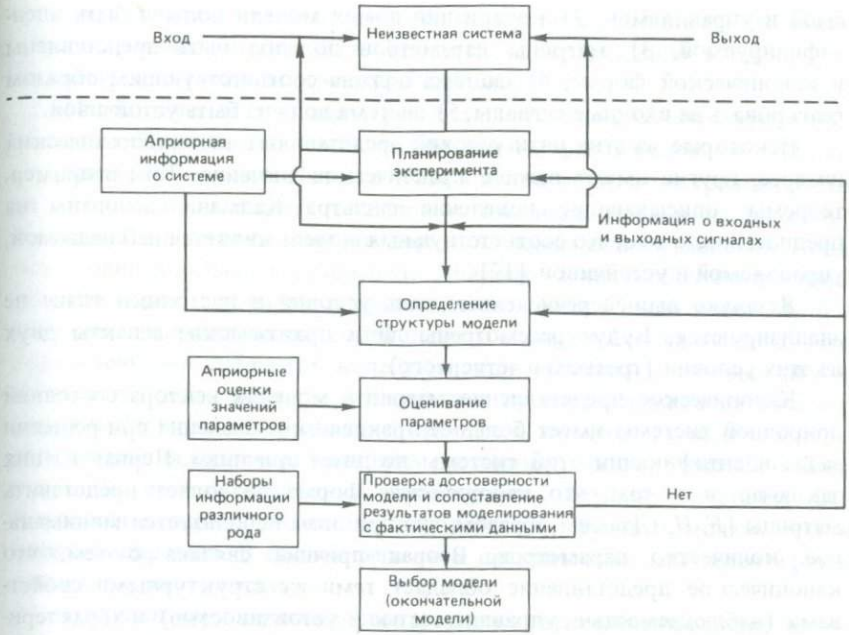


Рис. 15.3. Этапы моделирования и идентификации системы [24].

информации. Управляемая идентификация проводится параллельно с уточнением оценок состояния моделируемой системы. Необходимо отметить, что с задачей оценивания параметров в управляемом режиме связаны определенные статистические проблемы, обусловленные проблемой устойчивости оценок параметров.

Определение структуры модели, т. е. проблема создания математической модели физического процесса на основе имеющихся данных, в теории систем называется *проблемой реализации.* В гидрологии в случае, если формулируются концептуальные "физически обоснованные" модели, вопросы, связанные с определением структуры модели, либо рассматриваются вскользь, либо вовсе игнорируются. Обычно такие модели имеют избыточное число параметров, что приводит к значительным трудностям в ситуации, когда возникает задача их оценки по имеющимся данным. Аналогичные проблемы возникают также в случае, когда достоверность модели оценивается по новой информации – информации, которая в процессе оценивания параметров не использовалась [30, 31].

Из литературы по терии систем известно, что, для того чтобы модель была идентифицируемой, вектор состояний системы должен удовлетворять следующим пяти условиям: 1) система должна быть наблюда-

емой и управляемой, 2) ковариация помех модели должна быть идентифицируемой, 3) матрицы параметров должны быть представлены в канонической форме, 4) система должна соответствующим образом реагировать на входные сигналы, 5) система должна быть устойчивой.

Некоторые из этих пяти условий представляют чисто теоретический интерес, другие имеют важное практическое значение. Так, например, теоремы, описывающие поведение фильтра Калмана, основаны на предпосылке о том, что соответствующая модель является наблюдаемой, управляемой и устойчивой [12].

Детально вышеперечисленные пять условий в настоящей главе не анализируются. Будут рассмотрены лишь практические аспекты двух из этих условий (третьего и четвертого).

Каноническое представление матриц в моделях вектора состояний природной системы имеет большое практическое значение при решении задач идентификации этой системы по двум причинам. Первая из них заключается в том, что каноническая форма позволяет представить матрицы $\{F, H, G\}$ таким образом, что при этом используется минимальное количество параметров. Вторая причина связана с тем, что каноническое представление обладает теми же структурными свойствами (наблюдаемостью, управляемостью и устойчивостью) и характеризуется теми же статистическими зависимостями между входными и выходными сигналами, что и исходное представление. Кроме того, эти свойства сохраняются в процессе линейных преобразований матриц.

Во многих случаях гидролог может представить математическую структуру прогнозной модели, основываясь на собственных знаниях относительно рассматриваемых физических процессов. В такой ситуации необходимо привести матрицы к каноническому виду. Один из возможных путей к достижению этой цели заключается в следующем. Вначале рассчитывается матрица теоретического импульсного отклика системы, а затем методом, описанным в работе [28], она приводится к каноническому виду. Наиболее важный результат, получающийся в итоге преобразования матриц в каноническую форму, заключается в том, что в этом случае появляется возможность оценки того, являются ли параметры в их исходном представлении идентифицируемыми. Если параметры, входящие в матрицы в их исходном представлении, не точно соответствуют параметрам в канонических матрицах, то они не все являются идентифицируемыми (или поддающимися оценке).

15.3.1.1. Соответствующая реакция системы на входные сигналы. Четвертое из перечисленных выше условий, которое необходимо соблюдать при идентификации системы, заключается в том, что входные сигналы должны соответствующим образом

возбуждать или возмущать систему, т. е. воздействовать на нее таким образом, чтобы можно было провести идентификацию и оценивание параметров внутренней структуры системы.

Математически эта задача решается путем подстановки уравнений, описывающих входные сигналы или данные фактических наблюдений, в уравнение состояния Лапласа. Если в левой части этого уравнения стоит отношение выходных сигналов к входным, правую часть можно представить в виде отношения двух полиномиальных уравнений. Порядок полиномиального уравнения, стоящего в числителе, всегда ниже или совпадает с порядком полинома, стоящего в знаменателе. Корни знаменателя представляют собой полюсы системы. Они характеризуются определенными формами колебания или частотами, которые нужно соответствующим образом возмущать в процессе оценивания параметров. Полиномиальное уравнение, стоящее в числителе, описывает нулевые состояния системы. Если нуль расположен вблизи полюса, соответствующая частота колебаний характеристик отклика не может возбуждаться входным сигналом. Следовательно, эту часть модели нельзя идентифицировать. В связи с решением практических задач идентификации возникают три аспекта.

1) Анализируя функцию спектрального распределения входных данных, можно оценить, являются ли они достаточными для идентификации критических форм колебаний.

2) Системы, рассматривающиеся при гидрологическом моделировании, подвергаются внешним воздействиям не непрерывно (так, например, дождь идет не всегда). Следовательно, либо некоторые параметры системы могут не поддаваться оценке в течение всего рассматриваемого периода времени, либо идентифицируемыми являются не все участки модели. Многие алгоритмы предусматривают периодически возобновляющееся и непрерывное возбуждение системы.

3) Для идентификации моделей и (или) оценивания параметров можно пользоваться методом целевого планирования эксперимента или реализовать эти процедуры по определенным фрагментам имеющейся системы исходных данных. В случае если моделируются системы, получение информации о которых требует больших денежных затрат (при моделировании качества подземных вод, склоновых процессов, качества поверхностных вод), более целесообразно собрать информацию в полевых условиях в течение короткого периода времени, но такую информацию, которая была бы более полезной и пригодной для целей моделирования, чем информация о процессе стока, которая собиралась бы в течение более длительного периода времени.

Хебсон и Вуд [10] с помощью описанных выше методов провели

анализ идентифицируемости моделей подземных вод. Для ознакомления с теоретическими деталями рассматриваемых вопросов читателю следует обратиться к этой работе. Более детальный количественный анализ был проведен сотрудниками Общества аналитических наук (ОАН) на прогнозной модели речного стока Национальной службы погоды США [32].

15.3.2. Оценивание параметров модели Национальной службы погоды. Цель этого параграфа заключается в том, чтобы привлечь внимание к важной идейной позиции процесса идентификации параметров и сложностям, присущим процедуре оценивания параметров больших моделей. Работа, результаты которой здесь приведены, выполнялась сотрудниками Общества аналитических наук (ОАН) для Гидрологического управления Национальной службы погоды США [32].

На рис. 15.4 показана блок-схема модели формирования почвенной влаги "Сакраменто", лежащей в основе прогнозной модели речного стока Национальной службы погоды. В табл. 15.4 приведен список переменных, входящих в эту модель. Сотрудниками ОАН был создан алгоритм, работающий на основе метода наибольшего правдоподобия и предназначенный для оценки значений параметров. Апробация этого алгоритма и анализ проблемы идентификации параметров в целом проводились на примере информации, относящейся к участку бассейна реки Берд-Крик, расположенному вблизи Сперри, шт. Оклахома (гидрометрическая станция 07177500).

Одним из важных критериев, связанных с процедурой оценивания параметров, является следующее условие: в достаточной ли степени входные сигналы возбуждают систему.

Идентифицируемость параметров водосборного бассейна иллюстрируется двумя противоположными примерами: с высокой и умеренной интенсивностью дождевых осадков. Закономерности выпадения дождевых осадков и формирования речного стока воспроизводились на основе информации, полученной в течение одного месяца в пределах бассейна реки Берд-Крик. Результаты сопоставления реакции гидрологических параметров на атмосферные осадки в каждом из двух рассмотренных случаев приведены в табл. 15.5. Закономерности выпадения дождевых осадков умеренной и высокой интенсивности показаны соответственно на рис. 15.5а и 15.5б.

Результаты анализа идентифицируемости параметров в случае, когда дождевые осадки обладают высокой интенсивностью, приведены в табл. 15.6. В первых двух колонках представлены параметры модели водосборного бассейна и их истинные значения, использовавшиеся при моделировании речного стока. Приближенные значения стандартного

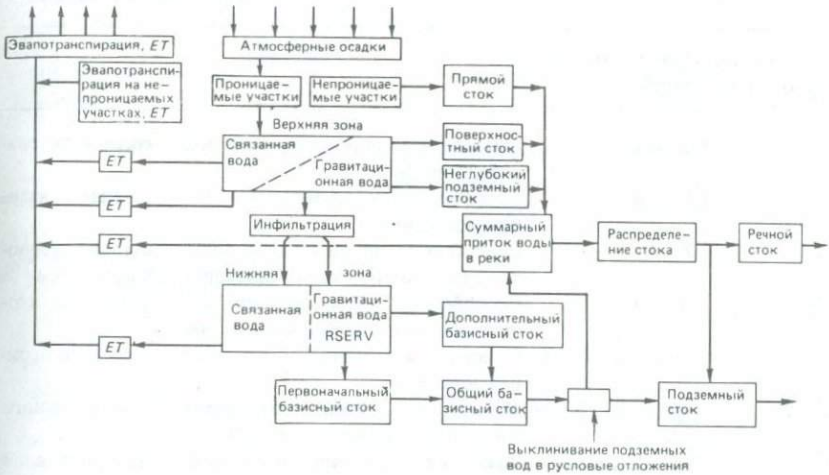


Рис. 15.4. Блок-схема расчетной модели формирования почвенной влаги "Сакраменто" [26].

Таблица 15.4. Перечень переменных и соответствующих идентификаторов модели Национальной службы погоды [32]

Обозначение переменной	Идентификатор модели	Описание
x_1	UZTWC	Содержание связанной воды в верхней зоне, мм
x_2	UZFWC	Содержание гравитационной воды в верхней зоне, мм
x_3	LZTWC	Содержание связанной воды в нижней зоне, мм
x_4	LZFPC	Первоначальное содержание гравитационной воды в нижней зоне, мм
x_5	LZFSC	Содержание вторичной гравитационной воды в нижней зоне, мм
x_6	ADIMC	Дополнительная емкость в непроницаемых отложениях, мм
x_7		Емкость русла, мм
x_8		Коэффициент k (коэффициент модели стока, основанной на теории линейных резервуаров)
Входы		
u_1	PX6/DT	Мгновенное значение интенсивности атмосферных осадков, мм/ч
u_2	EDMND/DT	Мгновенное значение эвапотранспирации, мм/ч
Параметры		
x_1^0	UZTWM	Способность пород верхней зоны содержать связанную воду, мм

Продолжение табл. 15.4

Обозначения переменной	Идентификатор модели	Описание
x_2^0	UZFWM	Способность пород верхней зоны содержать гравитационную воду, мм
x_3^0	LZTWM	Способность пород нижней зоны содержать связанную воду, мм
x_4^0	LZFPM	Способность пород нижней зоны содержать первоначальное количество гравитационной воды, мм
$x^0{}_5^-$	LZFSM	Способность пород нижней зоны содержать вторичную гравитационную воду, мм
d_u	$-\ln(1-\text{UZK})/24$	Мгновенное значение суточного слоя стока в верхней зоне, л/ч
d_l'	$-\ln(1-\text{LZPK})/24$	Мгновенное значение первоначального суточного слоя стока в нижней зоне, л/ч
d_l''	$-\ln(1-\text{LZSK})/24$	Мгновенное значение вторичного суточного слоя стока в нижней зоне, л/ч
γ	ZPERC	Параметр в функции инфильтрации
α	REXP	Показатель степени в функции инфильтрации
P_f	PFREE	Часть инфильтрующейся воды, составляющая гравитационную воду в водоносных горизонтах, относящихся к нижней зоне
μ	SIDE	Часть базисного стока, не поступающая в реки
a_1	ADIMP	Часть бассейна, которая становится непроницаемой при достижении условий полного насыщения
a_2	PCTIM	Часть бассейна, неизменно остающаяся непроницаемой
r	RSERV	Часть гравитационной воды, содержащейся в нижней зоне, оставшаяся после формирования связанной воды в этой зоне

отклонения и коэффициентов корреляции погрешностей оценок параметров рассчитывались с использованием обратной информационной матрицы Фишера. При условии, что одновременно оценивались все 15 параметров, только $x^0{}_1$ и x_2^0 имеют величину стандартного отклонения около 1%. Величина стандартного отклонения для $x^0{}_3$, d_u, d_l', d_l'' μ и a_1 составляет менее 10%, а порядок погрешности остальных параметров совпадает с порядком значений самих этих параметров. Однако, в случае если все параметры, кроме одного, известны или считаются известными, стандартное отклонение, возникающее в ходе процесса оценивания только одного параметра и связанное с погрешностями опробования, уменьшается (см. колонку 4 табл. 15.6). В некоторых случаях

Таблица 15.5. Сравнительный анализ реакции водосборного бассейна на дождевые осадки умеренной и высокой интенсивности

Элемент водосборного бассейна	Количество зафиксированных возбуждений элемента	
	Дождевые осадки умеренной интенсивности	Дождевые осадки высокой интенсивности
Содержание связанной воды в приповерхностном слое	1	6
Поверхностный сток	Не наблюдалось	3
Содержание воды в самой нижней зоне	1	Не реагирует
Содержание гравитационной воды в верхней зоне	Реагирует очень незначительно	В половине испытаний наблюдалась ненулевая реакция

такое уменьшение погрешности достигает двух порядков. При условии же, что оцениванию подлежат сразу все 15 параметров, чаще имеет место тесная корреляция погрешностей оценки различных параметров. Эта тесная корреляция свидетельствует о том, что между рассматриваемыми природными параметрами существует практически детерминированная

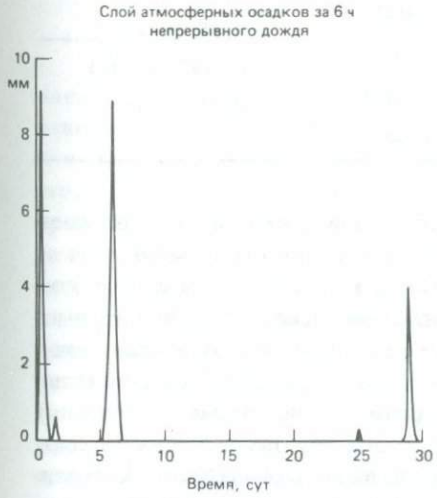


Рис. 15.5а. Режим атмосферных осадков, рассчитанный на модели [32].

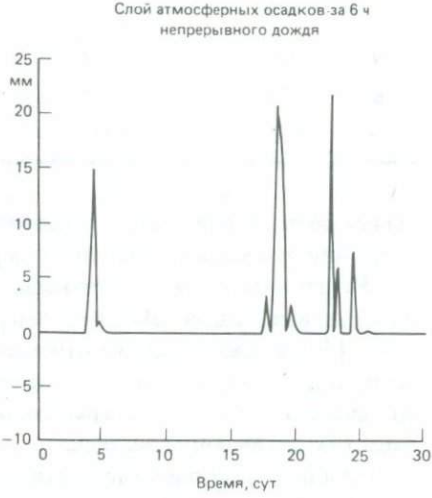


Рис. 15.5б. Данные режимных наблюдений за интенсивностью атмосферных осадков [32].

Таблица 15.6. Результаты анализа идентифицируемости параметров водосборного бассейна в случае дождевых осадков с высокой интенсивностью

Параметр	Истинное значение	Стандартное отклонение		Коэффициент корреляции, оцениваются 15 параметров
		Оцениваются 15 параметров	Оценивается 1 параметр	
x_1^0	120 мм	1,4	1,0	0,86 (x_2^0, x_4^0)
x_2^0	15 мм	3,5	0,56	0,84 (x_3^0, d_u)
x_3^0	160 мм	3600	2,6	−0,87 (x_3^0, x_4^0)
x_4^0	140 мм	3200	2,1	−0,89 (x_3^0, d_l')
x_5^0	14 мм	120	0,72	0,83 (x_4^0, d_l')
d_u	1,486 Е− л/ч	14,8 Е−2	0,077 Е−2	−0,85 (x_3^0, μ)
d_l'	5,452 Е− л/ч	7,6 Е−4	0,06 Е−4	0,84 (x_3^0, a_1)
d_l''	5,612 Е− л/ч	5,7 Е−3	0,21 Е−3	−0,86 (a, a_1)
γ	48	2200	3,1	0,95 (γ, α)
α	2,1	56	0,042	−0,998 (d_u, μ)
p_f	0,02	0,42	0,063	0,88 (d_l', μ)
μ	3,55	50	0,039	−0,998 (μ, a_1)
a_1	0,17	7,9	0,007	0,9999 (a_1, d_u)
a_2	001	025	0,0099	−0,98 (x_5^0, s)
s	0,0	8,7	0,22	

зависимость, и означает, что соответствующие изменения этих параметров почти не оказывают влияния на результаты прогнозирования.

Результаты анализа идентифицируемости параметров в случае, когда дождевые осадки обладают умеренной интенсивностью, приведены в табл. 15.7. В качественном отношении они близки к результатам, полученным для случая с высокой интенсивностью дождевых осадков. Отличие состоит в том, что погрешности оценок (стандартные отклонения) имеют более высокие значения (в некоторых случаях выше на несколько порядков) и более часты высокие значения коэффициента корреляции (некоторые из них составляют 0,99 и более). Если одновременно оцениваются все 15 параметров, только $x^0{}_1$ можно определить с точностью около 1%, а $x^0{}_2$ — с точностью до 25%. Остальные параметры яв-

Таблица 15.7. Результаты анализа идентифицируемости параметров водосборного бассейна в случае дождевых осадков с умеренной интенсивностью

Параметр	Истинное значение	Стандартное отклонение		Коэффициент корреляции, оцениваются 15 параметров
		Оцениваются 15 параметров	Оценивается 1 параметр	
x_1^0	120 мм	1,08	0,984	
x_2^0	15 мм	0,188	0,019	
x_3^0	160 мм	9,8	1,20	0,87 (x_3^0, x_4^0)
x_4^0	140 мм	57	0,88	
x_5^0	14 мм	9,1	0,19	0,88 (x_4^0, γ)
d_u	1,486 Е–л/ч	3,9 Е–4	5,1 Е–5	–0,90 (x_5^0, d_l'')
d_l'	5,452 Е–л/ч	5,8 Е–5	5,0 Е–6	
d_l''	5,612 Е–л/ч	1,1 Е–3	7,0 Е–5	0,92 (x_4^0, α)
γ	48	42	1,4	0,993 (γ, α)
α	2,1	1,2	0,022	
p_f	0,02	0,009	0,0078	
μ	3,55	0,33	0,043	
a_1	0,17	0,015	0,0046	
a_2	0,001	0,00094	0,00049	
s	0,0	0,88	0,30	

ляются неидентифицируемыми. Многие из этих сложностей связаны с невозможностью выделения в общем возмущении системы степени влияния различных параметров на значения расходов. Из таблицы видно, что, в случае когда оценивается только один параметр, а остальные принимаются фиксированными, погрешность оценки всех параметров, за исключением p_f и a_2, составляет менее 7%. Отметим, что, как и в предыдущем случае, наиболее существенное различие в погрешностях оценки в ситуациях, когда оцениваются все 15 параметров одновременно и один параметр, имеет место при условии, что рассматриваемые параметры обладают тесной корреляционной связью.

Результаты анализа идентифицируемости параметров модели для рассмотренных выше случаев с умеренной и высокой интенсивностью дождевых осадков позволяют сделать следующие выводы:

а) В случае если параметры оцениваются одновременно, для того чтобы повлиять на все динамические параметры водосборного бассейна, интенсивность дождя должна быть достаточно высокой.

б) Некоторые параметры, связанные с функцией просачивания, являются в принципе неидентифицируемыми даже при условии, что все параметры известны точно.

Идентифицируемость параметров для данного бассейна в значительной степени будет зависеть от характера имеющейся исходной информации о ливнях и периодах снеготаяния. Идентифицируемость параметров не всегда улучшается с увеличением длины ряда наблюдений. В чем действительно существует необходимость, так это в как можно большем объеме данных, содержащих информацию о различного рода воздействиях, оказываемых на основные динамические характеристики системы.

15.3.3. Последовательная идентификация моделей с множеством входных и выходных сигналов. Модель, согласно которой пространство состояний описывается уравнениями (15.1) и (15.2), можно записать иначе, с использованием уравнений (15.10), (15.13) и (15.20), представляющих собой фильтр Калмана для стационарных условий. Такая запись будет выглядеть следующим образом:

$$\hat{x}_{t+1|t} = F\hat{x}_{t|t-1} + Bu_{t+1} + Gv_t, \tag{15.46}$$

$$y_t = H\hat{x}_{t|t-1} + v_t, \tag{15.47}$$

где G – матрица весовых коэффициентов, имеющая размерность $n \times k$ и связанная с коэффициентом усиления Калмана K зависимостью $G = F \cdot K$. Уравнения, записанные таким образом, включают помехи; эта форма записи называется фильтром Калмана в модификации Леви. Она используется в тождественной модели ARMAX [8].

В работе [8] рассмотрена процедура идентификации последовательности моделей с множеством входных и выходных сигналов, описываемых уравнениями (15.46) и (15.47). Решение задачи идентификации в этой постановке достигается путем деления переменных, рассматриваемых *в момент времени* $t-1$, на вектор предшествующих наблюдений, состоящий из значений выходных сигналов $\{y_{t-1}, y_{t-2}, \ldots, y_0\}$.

Мы вправе предположить, что автокорреляционные процессы характеризуются статистической зависимостью между векторами состояний, относящимися к прошлому и будущему. Такая зависимость будет обнаруживать себя наличием точек соединения функций плотности вероятности, описывающих все линейные комбинации переменных, входящих в соответствующие векторы. Анализ таких соотношений может осуществляться с использованием канонических переменных, возможности применения которых к многомерному статистическому анализу рассматриваются, в частности в работах [2, 27, 15]. Эта процедура основана на анализе канонических корреляционных зависимостей. Более детально затронутые вопросы рассмотрены в работе [8].

15.3.3.1. Применение фильтра Калмана для прогнозирования стока с шагом в одни сутки. Алгоритм идентификации, представленный в работе [8], использовался для прогнозирования среднесуточного значения стока в реке Хилсборо (западные районы центральной Флориды). Интенсивность дождевых осадков задавалась тремя входными сигналами: $u_t^{(1)}$, $u_t^{(2)}$ и $u_t^{(3)}$. Эти значения соответствуют интенсивности дождевых осадков, выпадающих на сухие, умеренно влажные и влажные почвы водосборного бассейна (в градациях, разработанных в Американском нефтяном институте). При моделировании применялся тот же способ обозначения осадков в каждом векторе, который был предложен в работе [33]. Цель такого разделения входного сигнала на три составные части – анализ зависимости нелинейной реакции водосборного бассейна от влажности почв.

На первой стадии идентификации соответствующей модели проводится предварительная обработка входных сигналов, предполагающая приведение их к значениям с постоянной спектральной плотностью. Таким образом, выражая входные сигналы через $u_t \equiv \{u_t^{(1)}, u_t^{(2)}, u_t^{(3)}\}^T$, получим

$$\begin{aligned} \hat{x}_{t+1} &= F\hat{x}_t + Ga_t, \\ u_t &= H\hat{x}_t + a_t, \end{aligned} \tag{15.48}$$

где $\hat{x}_{t+1}$ – прогнозное состояние на последующем шаге, u_t – вектор входных сигналов размером 3×1 и $a_t \equiv \{a_t^{(1)}, a_t^{(2)}, a_t^{(3)}\}^T$ – белый шум (выходные сигналы), задаваемый в качестве входных сигналов в уравнение (15.53).

На первом расчетном шаге выходной сигнал u_t описывается авторегрессионной функцией высокого порядка, т. е.

$$u_t = \alpha_1 u_{t-1} + \alpha_2 u_{t-2} + \ldots + \alpha_k u_{t-k} + \tilde{\epsilon}_t, \tag{15.49}$$

где $\tilde{\epsilon}_t$ примерно соответствует белому шуму, не коррелирующемуся с $u_{t-1}, \ldots, u_{t-k}$. Обычно достаточно высокая точность аппроксимации достигается при $k = 12$.

Определив ковариационные функции выражения, описываемого уравнением (15.49), и задав в нем u_t^T, $u_{t-1}^T \ldots u_{t-k}^T$, получим следующее векторное уравнение:

$$\begin{bmatrix} C_1 \\ C_2 \\ \vdots \\ C_k \end{bmatrix}^T = [\alpha_1 \alpha_2 \ldots \alpha_k] \begin{bmatrix} C_0 & C_1 & \ldots & C_{k-1} \\ C_{-1} & \cdot & & \\ \vdots & \cdot & & \\ C_{-(k-1)} & C_{-(k-2)} & \ldots & C_0 \end{bmatrix}, \tag{15.50}$$

где $C_i \equiv \text{cov}(u_t u_{t-i})$. Если все C_i заменить их простыми оценками, эти линейные уравнения можно решить относительно $\alpha_1, \alpha_2, \ldots, \alpha_k$. Все эти значения в рассматриваемом примере будут представлять собой матрицу размером 3×3.

Для получения модели $u_t = \Omega_0 \bar{\epsilon}_t + \Omega_1 \bar{\epsilon}_{t-1} + \ldots \Omega_i \bar{\epsilon}_{t-i}$, описывающей импульсную реакцию системы, используются следующие уравнения:

$$\begin{aligned}
&\Omega_0 = \mathrm{I}, \\
&-\alpha_1 \Omega_0 + \Omega_1 = 0, \\
&-\alpha_2 \Omega_0 - \alpha_1 \Omega_1 + \Omega_2 = 0, \\
&\vdots \\
&-\alpha_k \Omega_0 - \ldots + \Omega_k = 0.
\end{aligned} \tag{15.51}$$

Матрицы Ω_s используются для отыскания значений элементов матрицы G в уравнении (15.48). Первые три матрицы Ω_s приведены в табл. 15.8. Элементы матриц H и F отыскиваются методом канонического анализа случайных переменных. При этом в качестве вектора входных сигналов на предыдущем временно́м шаге задается последовательность $\{u_{t-1}^{(1)}, u_{t-1}^{(2)}, u_{t-1}^{(3)}, u_{t-2}^{(1)}, \ldots, u_{t-12}^{(3)}\}$. Этот вектор включает 36 элементов. Первым элементом прогнозного вектора является $u_t^{(1)}$. В рассматриваемом примере канонический анализ случайных переменных предполагает каноническую корреляционную связь между этим прогнозным вектором и вектором, относящимся к предыдущему временно́му шагу. Квадрат коэффициента корреляции в этом случае составляет 0,056, статистический критерий $\chi^2 = 158{,}5$, число степеней свободы — 36. Вероятность того, что реализация процесса, описываемого χ^2-распределением, с 36 степенями свободы, составляет или превышает 158,5, пренебрежимо мала; следовательно, гипотеза относительно того, что первое значение канонического коэффициента корреляции равно нулю, неприемлема.

Результаты расчетов последующих прогнозных векторов $\{u_t^{(1)}, u_t^{(2)}\}$ и т. д. приведены в табл. 15.9. Кроме упоминавшихся характеристик в таблицу включены значения информационного критерия Акейка (AIC) [1]. На четвертом расчетном шаге AIC принимает отрицательное значение, в связи с чем соответствующие переменные $u_{t+1}^{(1)}$ и все $u_{t+k}^{(1)}$, $k > 1$, в прогнозные векторы не включаются и согласование для членов ряда с индексом 1 считается полным. В результате анализа получаем

$$\hat{u}_{t+1}^{(1)} = 0{,}325\ \hat{u}_t^{(1)} + 0{,}003\ \hat{u}_t^{(2)} - 0{,}221\ \hat{u}_t^{(3)}.$$

Здесь $\hat{u}_{t+1|t-1}$ и $\hat{u}_{t|t-1}$ записаны как $\hat{u}_{t+1}$ и $\hat{u}_t$. Затем процедура согласования продолжается для членов ряда с индексами 2 и 3 до тех пор, пока не будет получено полное множество переменных состояния системы, задаваемое рядом $u_t^{(1)}, u_t^{(2)}, u_t^{(3)}, u_{t+1}^{(2)}, u_{t+1}^{(3)}, u_{t+2}^{(2)}, u_{t+2}^{(3)}$. Окончательная модель, записанная в виде, соответствующем уравнению (15.48), будет выглядеть следующим образом:

$$F = \begin{bmatrix} 0{,}325 & 0{,}003 & -0{,}221 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0{,}154 & 0{,}382 & -0{,}612 & -0{,}772 & -0{,}041 & 0{,}582 & 0{,}907 \\ -0{,}236 & -0{,}857 & 0{,}801 & 1{,}645 & 0{,}701 & 0{,}055 & 1{,}007 \end{bmatrix}$$

$$H = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix}$$

$$\hat{x}_{t|t-1} \equiv [\hat{u}_{t|t-1}^{(1)}, \hat{u}_{t|t-1}^{(2)}, \hat{u}_{t|t-1}^{(3)}, \hat{u}_{t+1|t-1}^{(2)}, \hat{u}_{t+1|t-1}^{(3)}, \hat{u}_{t+2|t-1}^{(2)}, \hat{u}_{t+2|t-1}^{(3)}]$$

Значения элементов матрицы G, соответствующие развернутым по рядам матрицам импульсного отклика $\Omega_1, \Omega_2, \ldots$, приведены в табл. 15.10. Отметим, что ряды матрицы G тождественны рядам{1 2 3 5 6 8 9}матрицы $\{\Omega_1, \Omega_2, \Omega_3\}^T$, приведенной в табл 15.8. Пропущенные ряды соответствуют элементам прогнозного вектора $\{u_t^T, u_{t+1}^T, u_{t+2}^T\}$ которые не были включены в окончательный вектор прогнозных значений.

Таблица. 15.8. Параметры импульсного отклика модели атмосферных осадков

	Матрицы импульсного отклика		
Ω_1	0,182	−0,103	−0,023
	0,014	0,268	−0,024
	0,004	0,228	0,231
Ω_2	0,037	−0,114	−0,027
	0,013	0,129	−0,017
	0,010	0,359	0,187
Ω_3	0,025	−0,115	−0,034
	0,006	0,043	−0,015
	0,004	0,288	0,129

Таблица 15.9. Результаты канонического анализа случайных переменных, соответствующих входным сигналам модели атмосферных осадков

	Переменные, составляющие прогнозный вектор	Квадрат коэффициента канонической корреляции	Статистический критерий согласия χ^2	Число степеней свободы	Критерий качества согласования (AIC)
(1)	$u_t^{(1)}$	0,056	58,5	36	86,5
(2)	$u_t^{(1)}$, $u_t^{(2)}$	0,056	158,1	35	88,1
		0,120	507,2	72	363,2
(3)	$u_t^{(1)}$, $u_t^{(2)}$, $u_t^{(3)}$	0,040	112,9	34	44,9
		0,108	427,2	70	287,2
		0,303	1418,2	108	1202,2
(4)	$u_t^{(1)}$, $u_t^{(2)}$, $u_t^{(3)}$, $u_{t+1}^{(1)}$	0,007	19,2	33	−46,8
(5)	$u_t^{(1)}$, $u_t^{(2)}$, $u_t^{(3)}$, $u_{t+1}^{(2)}$	0,030	82,5	33	46,5
		0,043	201,8	68	67,8
		0,116	540,1	105	330,1
		0,307	1545,5	144	1257,5
(6)	$u_t^{(1)}$, $u_t^{(2)}$, $u_t^{(3)}$, $u_{t+1}^{(2)}$, $u_{t+3}^{(3)}$	0,028	79,2	32	15,2
		0,035	177,6	66	45,6
		0,044	301,6	102	97,6
		0,117	641,2	140	361,2
(7)	$u_t^{(1)}$, $u_t^{(2)}$, $u_t^{(3)}$, $u_{t+1}^{(2)}$ $u_{t+1}^{(3)}$, $u_{t+2}^{(2)}$	0,374	1922,4	180	1562,4
		0,028	78,4	31	16,4
		0,035	174,8	64	46,8
		0,063	295,5	99	97,5
		0,047	428,3	136	156,3
		0,117	770,6	175	420,6
		0,375	2058,5	216	1626,5
(8)	$u_t^{(1)}$, $u_t^{(2)}$, $u_t^{(3)}$, $u_{t+1}^{(2)}$, $u_{+1}^{(3)}$, $u_{t+2}^{(2)}$, $u_{t+2}^{(3)}$	0,024	67,0	30	7,0
		0,030	150,3	62	26,3
		0,036	269,6	96	57,6
		0,065	376,7	132	110,7
		0,067	507,8	170	167,8
		0,122	865,2	210	445,2
		0,398	2255,8	252	1751,8
(9)	$u_t^{(1)}$, $u_t^{(2)}$, $u_t^{(3)}$, $u_{t+1}^{(2)}$, $u_{t+1}^{(3)}$, $u_{t+2}^{(2)}$, $u_{t+2}^{(3)}$, $u_{t+3}^{(2)}$	0,019	53,4	29	−4,6
(10)	$u_t^{(1)}$, $u_t^{(2)}$, $u_t^{(3)}$, $u_{t+1}^{(2)}$ $u_{t+1}^{(3)}$, $u_{t+2}^{(2)}$, $u_{t+2}^{(3)}$, $u_{t+3}^{(3)}$	0,020	56,2	29	−1,8

Таблица 15.10. Матрица коэффициентов G модели атмосферных осадков

$$\begin{bmatrix} 0{,}182 & -0{,}103 & -0{,}023 \\ 0{,}014 & 0{,}268 & -0{,}024 \\ 0{,}004 & 0{,}228 & 0{,}231 \\ 0{,}013 & 0{,}129 & -0{,}017 \\ 0{,}010 & 0{,}359 & 0{,}187 \\ 0{,}006 & 0{,}043 & -0{,}015 \\ 0{,}004 & 0{,}288 & 0{,}129 \end{bmatrix}$$

Целью согласования рассматриваемой модели с фактическими данными об атмосферных осадках являлось получение априорных оценок помех a_t, обладающих постоянной спектральной плотностью. В случае если модель не реагирует на внешние воздействия, она не может использоваться для этой цели, поскольку приводит к неоднозначным оценкам: два собственных значения матрицы F расположены за пределами единичной окружности. Уточненные оценки параметров можно получить, проведя идентификацию структуры модели и используя метод наибольшего правдоподобия [9]. При условии что соответствующее множество параметров получено, можно записать последовательность a_t:

$$\begin{aligned} a_t &= u_t - H\hat{x}_t, \\ \hat{x}_t &= \hat{F}x_{t-1} + Ga_{t-1}. \end{aligned} \tag{15.52}$$

Проведя эти процедуры, можно идентифицировать модель процесса стока. Эта модель имеет вид

$$\begin{aligned} \hat{x}'_{t+1} &= F_1\hat{x}'_t + Ba_t + G_1\nu_t, \\ y_t &= H_1\hat{x}'_t + \nu_t. \end{aligned} \tag{15.53}$$

Процедура идентификации вектора стока y_t является несколько более сложной.

Согласно методам канонического корреляционного анализа, вектор состояний на предыдущий временной шаг записывается как y_{t-1}, $a_{t-1}^{(1)}$, $a_{t-1}^{(2)}$, $a_{t-1}^{(3)}$, ..., y_{t-12}, $a_{t-12}^{(1)}$, $a_{t-12}^{(2)}$, $a_{t-3}^{(3)}$. Этот вектор состоит из 48 элементов y_t, y_t, y_{t+1} и т.д. (количество членов этого ряда выбирается таким образом, чтобы он наиболее точно аппроксимировал фактический режим стока). Более детально этот вопрос рассматривается в работе [8]. Результеты полного канонического анализа случайных переменных приведены в табл.15.11. Окончательная модель имеет следующие матрицы параметров:

$$F_1 = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0{,}004 & 0{,}048 & -0{,}720 & 1{,}636 \end{bmatrix} \quad B = \begin{bmatrix} 0{,}000 & 0{,}003 & 0{,}009 \\ 0{,}029 & 0{,}049 & 0{,}076 \\ 0{,}030 & 0{,}720 & 0{,}092 \\ 0{,}022 & 0{,}080 & 0{,}076 \end{bmatrix}$$

$$G_1 = \begin{bmatrix} 1{,}06 \\ 0{,}77 \\ 0{,}62 \\ 0{,}52 \end{bmatrix}$$

и $H_1 = [1\ 0\ 0\ 0]$. Эта модель в комплексе с моделью дождевых осадков может использоваться для прогнозирования реакции процессов стока на осадки в реальном времени. Прежде чем использовать модель для решения прогнозных задач, может возникнуть необходимость в уточнении значений параметров. Следующий раздел посвящен вопросам оценивания параметров.

Таблица 15.11. Результаты канонического анализа модели стока

Расчетный шаг	Переменные, составляющие прогнозный вектор	Квадрат коэффициента канонической корреляции	Статистический критерий согласия χ^2	Число степеней свободы	Критерий качества согласования (AIC)
1	y_t	0,922	7017,6	48	6921,6
2	y_t, y_{t+1}	0,543	2143,5	47	2069,5
		0,926	9274,4	96	9082,1
3	y_t, y_{t+1}, y_{t+2}	0,054	153,5	46	61,5
		0,543	2297,1	94	2109,1
		0,929	9527,4	144	9239,4
4	y_t, y_{t+1}, y_{t+2}, y_{t+3}	0,032	90,2	45	0,2
		0,061	263,8	92	79,8
		0,545	2421,2	141	2139,2
		0,929	9654,5	192	9662,5
5	y_t, y_{t+1}, y_{t+2}, y_{t+3}, y_{t+4}	0,024	66,7	44	−21,3

15.4. Оценивание параметров. В начале этой главы основное внимание уделялось вопросам, связанным с представлением прогнозной гидрологической модели системой, состоящей из двух уравнений, описывающих вектор состояния природного объекта (уравнения (15.1) и (15.2) или (15.46) и (15.47)). В предположении что значения параметров модели известны, была рассмотрена последовательность вывода фильтра Калмана. В действительности такая ситуация складывается редко. В настоящем разделе приведены алгоритмы, предназначенные для получения оценок параметров при условии, что структура модели известна или была установлена методом, рассмотренным в разд. 15.3.3.

Отдельно будут рассматриваться две ситуации. Первая из них соответствует случаю, когда параметры оцениваются в автономном режиме, т. е. когда гидролог располагает набором согласованных данных, которые затем используются в качестве основы для оценивания параметров. Вторая ситуация возникает в случае, когда параметры оцениваются в управляемом режиме, т. е. по ходу изменения состояний исследуемого объекта. О второй ситуации обычно говорят как об адаптивном оценивании, относящемся к классу задач нелинейного оценивания, поскольку неизвестными принимаются и состояния, и параметры матриц F и H, входящих в модель, которая описывается пространством состояний.

Рассматриваемая ниже процедура оценивания параметров базируется на использовании уравнений (15.46) и (15.47). Принятая в этих уравнениях форма записи не ограничивает применимость алгоритмов либо только физически обоснованными, либо только концептуальными моделями, поскольку любая из них может быть записана через вектор состояния. В работе [11] можно ознакомиться с многочисленными примерами, когда физически обоснованные модели реакции стока на осадки описываются вектором состояний.

Существенной отправной точкой при обсуждении вопросов, связанных с оцениванием параметров, является концепция идентифицируемости рассматриваемых параметров. С помощью некоторого алгоритма могут оцениваться только те параметры, которые идентифицируются явным образом. Под идентифицируемостью параметров понимается возможность определения их значений на основании данных замеров $Y = \{y_1, y_2, \ldots, y_n\}$.

Идентифицируемое подмножество параметров, входящих в матрицу изменения состояний F, обозначим через F^*. При заданных замерах Y рекуррентная подстановка уравнения состояния в уравнение, описывающее замеры (в предположении, что они не содержат погрешностей), приводит к следующим зависимостям:

$$y_1 = HFx_0,$$
$$y_2 = HFx_1 = HF^2x_0,$$
$$\vdots$$
$$y_n = HFx_{n-1} = HF^nx_0. \qquad (15.54)$$

Запишем правые части уравнений системы (15.54) как GFI^T, где $I \equiv [x_0, Fx_0, \ldots, F^{n-1}x_0]$. Оценить можно только параметры, включающие HF [29]. Для того чтобы выполнялось условие единственности оценки параметров, матрица I^T должна быть обратимой, т. е. невырожденной, или, что то же самое, иметь ранг n. Физически это означает, что уравнение состояния структурировано таким образом, что x_0 оказывает воздействие на все формы колебаний системы.

Таким образом, как мы видим, существуют два требования, определяющие условия идентифицируемости параметров по результатам наблюдений за выходными сигналами y. Первое из них относится к матрице I (или I^T): если матрица I обратима, параметры модели являются *потенциально* идентифицируемыми. Параметры, являющиеся *реально* идентифицируемыми, определяются отраженной в матрице H структурой уравнения, описывающего замеренные выходные сигналы. Может сложиться такая ситуация, когда система является потенциально идентифицируемой (что отражается в характере матрицы I), однако в действительности плохая организация сети наблюдений (проявляющаяся в матрице H) может перевести ее в класс идентифицируемых. Упомянутые вопросы, связанные с идентифицируемостью, в большинстве алгоритмов прямо не затрагиваются. Для более полного понимания этой важной позиции рассмотрим следующий пример.

Запишем следующее уравнение состояния (где q_t – расход реки и p_t – интенсивность атмосферных осадков):

$$\begin{bmatrix} q_t \\ p_t \\ p_{t-1} \\ p_{t-2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \delta_1 & \omega_0 & \omega_1 & \omega_2 \\ 0 & \alpha_1 & \alpha_2 & \alpha_3 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} q_{t-1} \\ p_{t-1} \\ p_{t-2} \\ p_{t-3} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \\ 0 & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} w_1 \\ w_2 \end{bmatrix}_{t-1},$$

$$x_t = F_{t-1} x_{t-1} + \Gamma w_{t-1}$$

и

$$\begin{bmatrix} q_t \\ p_t \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} q_t \\ p_t \\ q_{t-1} \\ p_{t-2} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} v_1 \\ v_2 \end{bmatrix}_t,$$

$$y_t = H x_t + v_t.$$

В этой системе уравнений идентифицируемыми являются только элементы матрицы HF, т. е.

$$F^* = HF = \begin{bmatrix} \delta_1 & \omega_0 & \omega_1 & \omega_2 \\ 0 & \alpha_1 & \alpha_2 & \alpha_3 \end{bmatrix}.$$

В случае если измерялась только интенсивность атмосферных осадков, можно записать пересчетную матрицу замеров $H' = [0\ 1\ 0\ 0]$; тогда идентифицируемыми могут являться параметры $F'^* = H'F = [0\ \alpha_1\ \alpha_2\ \alpha_3]$. Аналогично в ситуации, когда имеются только замеры расходов реки, $H'' = [1\ 0\ 0\ 0]$, а идентифицируемыми являются только элементы $[\delta_1\ \omega_0\ \omega_1\ \omega_2]$.

15.4.1. Алгоритм оценивания параметров в автономном режиме, основанный на использовании метода наибольшего правдоподобия. 15.4.1.1. Описание алгоритма. Рассмотрим возможности метода наибольшего правдоподобия для оценки параметров моделей, описываемых уравнениями (15.46) и (15.47) в предположении, что v_t определяется функцией плотности вероятности, задаваемой нормальным законом распределения.

Для заданной последовательности наблюдений $Y_t = \{y_1, y_2, \ldots, y_t\}$, где y_i является k-мерным вектором, функцию правдоподобия, прямо пропорциональную совместной плотности вероятности Y_t, можно записать как $L = L(\theta, Y_t)$, где θ – вектор n неизвестных параметров. Оценки этих параметров получают путем максимизации L (или, что то же самое, логарифма L), достигаемой путем подбора значений θ. Для оценки θ применяется итерационная (не имеющая фиксированной последовательности) процедура, основанная на хорошо известном методе Ньютона – Рафсона. Согласно этому алгоритму, отыскиваются значения

$$\hat{\theta}_{i+1} = \hat{\theta}_i - \left[\left\{\frac{\partial^2 \lg L}{\partial\theta_j \partial\theta_k}\right\}\right]^{-1} \left[\left\{\frac{\partial \lg L}{\partial\theta_j}\right\}\right], \qquad (15.55)$$

где $\{(\partial^2 \lg L)/(\partial\theta_j\, \partial\theta_k)\}$ – матрица вторых производных $\lg L$ по элементам вектора θ, θ_i – оценка θ, полученная на самой последней итерации. Аналогично $\{(\partial \lg L)/(\partial\theta_j)\}$ есть вектор первых производных $\lg L$ по элементам вектора θ. Обычно матрица вторых производных заменяется ее математическим ожиданием в пределах рассматриваемого пространства; алгоритм, использующийся в этом случае, называется методом оценок [27]. Для определенных условий регулярности последовательные итерации $\{\theta_i, \theta_{i+1}, \ldots\}$ сходятся к наиболее правдоподобной оценке

$\hat{\theta}$. Дисперсия этой оценки примерно равна $[\{(\partial^2 \lg L)/(\partial\theta_j\partial\theta_k)\}]^{-1}$. Отметим, что L расценивается как функция абсолютного правдоподобия в одиночной точке y_t.

Во многих ситуациях сложно одновременно рассчитать и матрицу вторых производных, и ее математическое ожидание. Однако известно [27], что

$$E\left[-\left\{\frac{\partial^2 \lg L}{\partial\theta_j\partial\theta_k}\right\}\right] = E\left[\left\{\frac{\partial \lg L}{\partial\theta_j}\right\}\left\{\frac{\partial \lg L}{\partial\theta_k}\right\}^T\right].$$

Если математическое ожидание, стоящее в правой части этого выражения, трудно поддается расчету, его можно опустить, оставив

$$\left[\left\{\frac{\partial \lg L}{\partial\theta_j}\right\}\left\{\frac{\partial \lg L}{\partial\theta_k}\right\}^T\right].$$

Таким образом, итерационная схема для расчета $\hat{\theta}$ приобретает следующий вид:

$$\hat{\theta}_{i+1} = \hat{\theta}_i + \left[\left\{\frac{\partial \lg L}{\partial\theta_j}\right\}\left\{\frac{\partial \lg L}{\partial\theta_j}\right\}^T\right]^{-1}\left[\left\{\frac{\partial \lg L}{\partial\theta_j}\right\}\right]. \qquad (15.56)$$

Условия, при которых этот алгоритм является сходящимся, несколько более ограничены, однако в целом для стационарных процессов метод позволяет получать удовлетворительные результаты.

Сказанное выше относится к функции правдоподобия L в общем виде. Поскольку нами рассматриваются только те множества, которые описываются нормальным законом распределения, конкретизируем предмет своего рассмотрения. Функция правдоподобия для *отдельного элемента* последовательности независимых случайных переменных $\{v_t\}$ подчиняющейся нормальному закону распределения, имеющей k элементов, нулевое среднее значение и характеризующейся матрицей дисперсии C, обозначается как l_t, равное

$$l_t = \frac{|C|^{-1/2}}{(2\pi)^{k/2}} \exp\left\{-\frac{1}{2} v_t^T C^{-1} v_t\right\}.$$

Логарифм функции правдоподобия l_t составляет

$$\lg l_t = -\frac{1}{2} \lg |C| - \frac{1}{2} v_t^T C^{-1} v_t - \frac{k}{2} \lg (2\pi),$$

а логарифм общей функции правдоподобия для вектора $\{v_1, v_2 \ldots, v_t\}$ равен

$$\lg L_t = \sum_{i=1}^{t} \lg l_i.$$

Отыщем теперь первую и по возможности вторую производные $\lg L_t$. Предположим, что каждое значение ν_t есть функция множества параметров $\theta = \{\theta_i \ldots \theta_m\}$, C есть функция множества $\phi = \{\phi_1, \ldots \phi_n\}$, и эти множества параметров являются взаимно исключающими. Принимая во внимание эти предпосылки и дифференцируя $\lg lt$ один раз θ_j (являющемуся элементом вектора θ), получим

$$\frac{\partial \lg l_t}{\partial \theta_j} = -\frac{\partial \nu_t^T}{\partial \theta_j} C^{-1} \nu_t .$$

Дифференцирование по ϕ_k дает

$$\frac{\partial \lg l_t}{\partial \phi_k} = -\frac{1}{2} \operatorname{Tr}\left[C^{-1}\frac{\partial C}{\partial \phi_k}\right] + \frac{1}{2} \operatorname{Tr}\left[C^{-1}\frac{\partial C}{\partial \phi_k} C^{-1} \nu_t \nu_t^T\right],$$

где $\operatorname{Tr}(A)$ – след матрицы, A – сумма ее диагональных элементов.

После прямого дифференцирования и некоторых алгебраических преобразований можно показать, что элементы математического ожидания матрицы вторых производных составляют

$$E\left\{\frac{\partial^2 \lg l_t}{\partial \theta_j \partial \theta_k}\right\} = \frac{\partial \nu_t^T}{\partial \theta_j} C^{-1} \frac{\partial \nu_t}{\partial \theta_k},$$

$$E\left\{\frac{\partial^2 \lg l_t}{\partial \theta_j \partial \phi_k}\right\} = 0,$$

$$E\left\{\frac{\partial^2 \lg l_t}{\partial \phi_j \partial \phi_k}\right\} = \frac{1}{2} \operatorname{Tr}\left[C^{-1}\frac{\partial C}{\partial \phi_j} C^{-1}\frac{\partial C}{\partial \phi_k}\right].$$

Поскольку матрица вторых производных содержит нулевые элементы, алгоритм распадается на две части:

$$\hat{\theta}_{i+1} = \hat{\theta}_i - \left[\sum_{s=1}^{t}\left\{\frac{\partial \nu_s^T}{\partial \theta_j} C^{-1}\frac{\partial \nu_s}{\partial \theta_k}\right\}\right]^{-1} \cdot \left[\sum_{s=1}^{t}\left\{\frac{\partial \nu_s^T}{\partial \theta_j} C^{-1} \nu_s\right\}\right], \qquad (15.57а)$$

$$\hat{\phi}_{i+1} = \hat{\phi}_i - \left[\frac{t}{2}\left\{\operatorname{Tr}\left(C^{-1}\frac{\partial C}{\partial \phi_j} C^{-1}\frac{\partial C}{\partial \phi_k}\right)\right\}\right]^{-1}$$

$$\cdot \left[\frac{1}{2}\left\{\operatorname{Tr}\left(C^{-1}\frac{\partial C}{\partial \phi_j} C^{-1}\left[C - \sum_{s=1}^{t}\frac{\nu_s \nu_s^T}{t}\right]\right)\right\}\right], \qquad (15.57б)$$

где члены, стоящие в правой части этих выражений, рассчитываются по самым последним оценкам θ и ϕ. Для анализа сходимости алгоритма дисперсия оценок параметров определяется как

$$\left[\sum_{s=1}^{t}\left\{\frac{\partial v_s^T}{\partial\theta_j}\,C^{-1}\,\frac{\partial v_s}{\partial\theta_k}\right\}\right]^{-1}$$

и

$$\left[\frac{t}{2}\left\{\mathrm{Tr}\left(C^{-1}\,\frac{\partial C}{\partial\phi_j}\,C^{-1}\,\frac{\partial C}{\partial\phi_k}\right)\right\}\right]^{-1}.$$

Можно с очевидностью показать, что производные C по ϕ_k существуют. Вместе с тем существование производных v_s по ϕ_j не столь очевидно. Действительно, из уравнения (15.47) следует, что

$$\frac{\partial v_s}{\partial\theta_j} = -H\,\frac{\partial\hat{x}_s}{\partial\theta_j} - \frac{\partial H}{\partial\theta_j}\,\hat{x}_s \qquad (15.58а)$$

и

$$\frac{\partial\hat{x}_s}{\partial\theta_j} = \frac{\partial F}{\partial\theta_j}\,\hat{x}_{s-1} + F\,\frac{\partial\hat{x}_{s-1}}{\partial\theta_j} + \frac{\partial G}{\partial\theta_j}\,v_s - G\,H\,\frac{\partial\hat{x}_{s-1}}{\partial\theta_j} + F\,\frac{\partial B}{\partial\theta_j}\,u_s - G\,\frac{\partial H}{\partial\theta_j}\,\hat{x}_{s-1}. \qquad (15.58б)$$

Вектор θ включает параметры, входящие в матрицы H, F, B и G. Для каждого конкретного элемента этого вектора θ_j будет существовать производная, однако для ее получения необходимо дополнительное множество параметров. Эта позиция является исходной; без нее нельзя получить остальные производные. Принимая предпосылку относительно того, что начальные состояния системы тождественны параметрам, мы допускаем, что эта система находится в состоянии, отличном от первоначально задаваемого стационарного состояния.

С помощью уравнений (15.57) и (15.58) можно получить оценки значений параметров модели, описывающей пространство состояний с учетом помех. Такие решения обычно достигаются за очень небольшое число итераций. Основной объем вычислений расходуется на отыскание производных остатков модели по параметрам.

15.4.1.2. Применение алгоритма для прогнозирования стока с заблаговременностью в одни сутки. В разд. 15.3.3.1 была описана процедура идентификации структуры модели, имитирующей с точностью до одних суток процессы реакции стока в реке Хилсборо (Зефирхилс, шт. Флорида) на дождевые осадки. Результаты, приведенные в этом разделе, получены применительно к наиболее правдоподобным оценкам параметров модели. Для решения этой задачи использовались результаты наблюдений за интенсивностью дождевых осадков и стока за период с 1 октября 1962 г. по 31 марта 1970 г.

Процедура идентификации осуществлялась в два этапа: 1) построение модели для приведения помех входных сигналов к значениям с постоянной спектральной плотностью; 2) использование получаемых в результате этой процедуры входных сигналов для согласования параметров модели процессов, протекающих в системе осадки – сток. Это оборачивается тем, что параметры, найденные на стадии идентификации, принимают такие значения, что матрица изменения состояний в модели дождевых осадков имеет собственные значения, выходящие за пределы единичной окружности, вследствие чего модель становится неустойчивой. Следовательно, должны быть найдены более эффективные оценки параметров.

Модель дождевых осадков содержит очень большое количество параметров. Условимся исключить из матрицы G те параметры, которые имеют значения, меньшие 0,05, а также элемент матрицы $F(1, 2)$. Более правильным было бы проводить калибровку моделей, включающих все параметры, и отбрасывать те из них, значения которых в несколько раз (скажем, в 2 раза) меньше их стандартного отклонения. В этом случае модель оказывается настолько большой, что реализация ее становится практически невозможной. Наиболее правдоподобные оценки параметров, оставшихся после исключения, приводят к следующим значениям элементов матриц F и G:

$$F = \begin{bmatrix} 0{,}384 & 0 & -0{,}246 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \\ -0{,}007 & 0{,}127 & -0{,}557 & -0{,}023 & 0{,}610 & -0{,}194 & -0{,}022 \\ 0{,}005 & -0{,}015 & 1{,}294 & -0{,}007 & 0{,}160 & -0{,}890 & -0{,}778 \end{bmatrix}$$

$$G = \begin{bmatrix} 0{,}1687 & -0{,}093 & 0 \\ 0 & 0{,}254 & 0 \\ 0 & 0{,}311 & 0{,}186 \\ 0 & 0{,}124 & 0 \\ 0 & 0{,}288 & 0{,}171 \\ 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0{,}229 & 0{,}153 \end{bmatrix}$$

Значения элементов, входящих в матрицу G близки к значениям, которые были получены в результате идентификации модели, тогда как начальные значения элементов матрицы F являются менее точными.

Условия, при которых существует возможность получения в процессе идентификации модели неудовлетворительных оценок значений параметров, до настоящего времени не изучены. Имеющиеся на сегодняшний день результаты позволяют предположить, что лучшим выходом из положения является уточнение оценок, полученных в процессе идентификации модели, методом наибольшего правдоподобия. Идентифицированная модель, описывающая зависимость между стоком и входными сигналами, приведенными к распределению с постоянной спектральной плотностью, имеет следующий вид:

$$y_t = H_1 \hat{x}'_{t|t-1} + \nu_t ,$$

$$\hat{x}'_{t+1|t} = F_1 \hat{x}'_{t|t-1} + B_1 a_t + G_1 \nu_t ,$$

где a_t — ряды входных сигналов, описываемые распределением с постоянной спектральной плотностью (см. уравнение (15.48)). Те параметры, значения которых менее 0,010, принимаются равными нулю. Это обусловлено причинами, упоминавшимися в связи с оценкой матриц F и G в модели осадков. Как было установлено, остальные параметры, значения которых оцениваются с использованием метода наибольшего правдоподобия, составляют

$$H_1 = [1 \quad 0 \quad 0 \quad 0]$$

$$F_1 = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \\ 0 & 0{,}067 & -0{,}646 & 1{,}536 \end{bmatrix};$$

$$B = \begin{bmatrix} 0{,}0 & 0{,}0 & 0{,}0 \\ 0{,}027 & 0{,}045 & 0{,}065 \\ 0{,}029 & 0{,}070 & 0{,}085 \\ 0{,}021 & 0{,}071 & 0{,}071 \end{bmatrix};$$

$$G_1 = \begin{bmatrix} 1{,}093 \\ 0{,}770 \\ 0{,}615 \\ 0{,}482 \end{bmatrix}$$

Табл. 15.12 иллюстрирует быструю сходимость алгоритма, работающего на основе метода наибольшего правдоподобия, при условии, что помехи модели, имитирующей реакцию стока на осадки, предварительно были приведены к распределению с постоянной спектральной плотностью. К числу 17 параметров, подвергавшихся оцениванию, в том порядке,

Таблица 15.12. Сходимость оценок параметров в примере, рассмотренном в разд. 15.4.1.2. (оценки получены на модели, имитирующей зависимость между входными сигналами, задаваемыми по трем градациям, и стоком; помехи входных сигналов предварительно приводились к распределению с постоянной спектральной плотностью)

Итерация	Параметр																
	F(3,2)	*F*(3,3)	*F*(3,4)	*B*(2,1)	*B*(2,2)	*B*(2,3)	*B*(3,1)	*B*(3,2)	*B*(3,3)	*B*(4,1)	*B*(4,2)	*B*(4,3)	*G*(1)	*G*(2)	*G*(3)	*G*(4)	*C*
0	0,048	−0,720	1,636	0,023	0,049	0,076	0,030	0,072	0,092	0,022	0,080	0,076	1,056	0,772	0,622	0,521	—
1	0,052	−0,558	1,450	0,027	0,045	0,065	0,029	0,072	0,085	0,020	0,074	0,070	1,097	0,779	0,635	0,498	7278,78
2	0,068	−0,650	1,540	0,027	0,045	0,065	0,029	0,070	0,085	0,021	0,071	0,071	1,093	0,769	0,616	0,487	6994,08
3	0,067	−0,648	1,539	0,027	0,045	0,065	0,029	0,070	0,085	0,021	0,071	0,071	1,093	0,769	0,614	0,482	6990,23
4	0,067	−0,644	1,535	0,027	0,045	0,065	0,029	0,070	0,085	0,021	0,071	0,071	1,093	0,770	0,615	0,482	6990,04
5	0,067	−0,646	1,536	0,027	0,045	0,065	0,029	0,070	0,085	0,021	0,071	0,071	1,093	0,770	0,615	0,482	6989,92

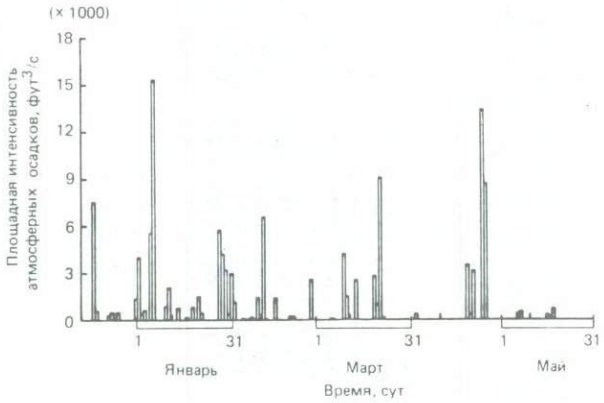


Рис. 15.6а. Среднесуточная интенсивность атмосферных осадков в бассейне реки Хилсборо для периода с 12 декабря по 31 мая 1963 г. [9].

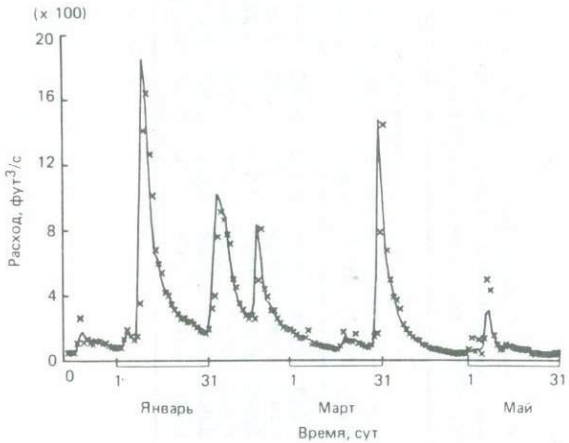


Рис. 15.6б. Фактические (——) и прогнозные (с заблаговременностью в одни сутки) (×) значения расхода. Река Хилсборо, 12 декабря–31 мая 1963 г. [9].

в каком они приведены в таблице, относятся параметры матриц F, B, G и дисперсия остатков модели. Нулевая итерация задает значения параметров для последующей идентификации. Обратите внимание на то, что многие параметры стабилизируются к третьей итерации.

Для прогнозирования расходов реки Хилсборо с заблаговременностью в одни сутки использовалась модель стока. На рис. 15.6б и 15.7б приведены фактические и прогнозные значения расходов, соответствующие атмосферным осадкам, режим которых показан на рис. 15.6а и 15.7а. Коррелограмма рядов остатков модели v_t приведена на рис. 15.8.

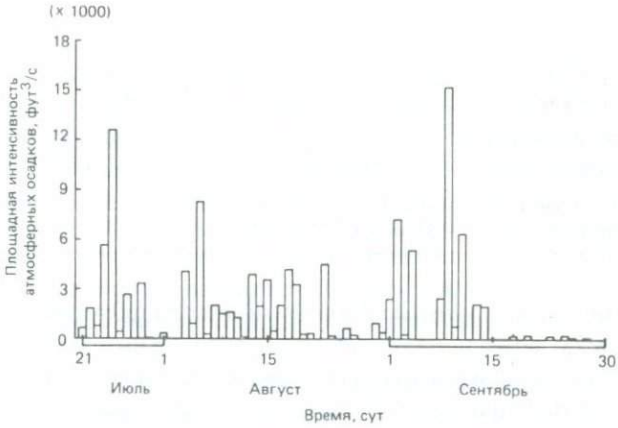


Рис.15.7а.

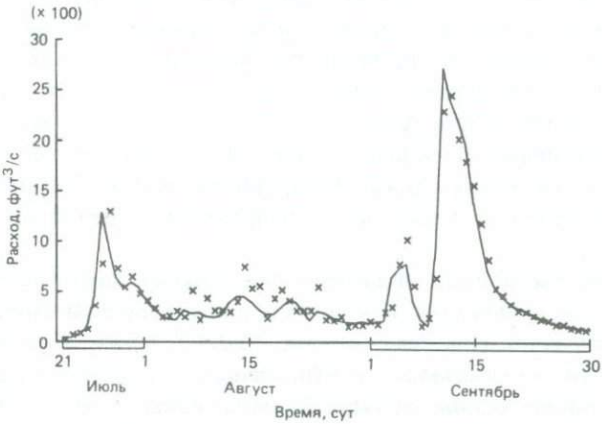


Рис.15.7б.

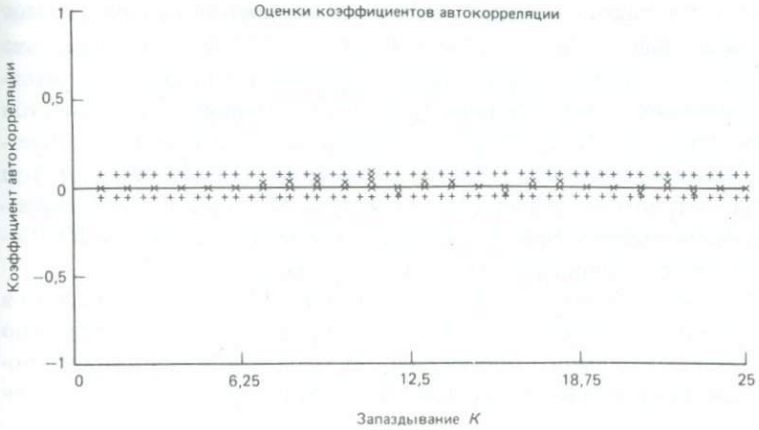


Рис.15.8.

Рис. 15.7а. Среднесуточная интенсивность атмосферных осадков в бассейне реки Хилсборо для периода с 21 июля по 29 сентября 1964 г. [9].

Рис. 15.7б. Фактические (——) и прогнозные (с заблаговременностью в сутки) (×) значения расхода. Река Хилсборо, 21 июля – 29 сентября 1964 г. [9].

Рис. 15.8. Оценки коэффициентов автокорреляции остатков модели. Река Хилсборо, 1 октября 1962 г. – 31 марта 1970 г. [9].

15.4.2. Адаптивные оценки. Решение многих гидрологических и гидрогеологических задач предполагает последовательный сбор данных и их последующее использование для оценки состояний системы. Такая оценка проводится при условии, что модель (считающаяся линейной) известна, за исключением вектора параметров θ, которые не были определены в процессе натурных исследований. Параметры модели могут оставаться неизменными во времени или обладать некоторой временной изменчивостью. Оценивание параметров таких моделей называется адаптивным оцениванием. Алгоритмы получения таких оценок являются субоптимальными, поскольку одновременное оценивание состояний и параметров (которые также рассматриваются как неизвестные состояния) относится к числу задач фильтрации, обладающих сильной нелинейностью.

В настоящем разделе приведены три хорошо зарекомендовавших себя алгоритма оценивания. Кроме того, для решения рассматриваемой задачи используется описанный в разд. 15.2.4.1 фильтр Калмана, модифицированный применительно к нелинейным ситуациям. Опыт применения этой модификации фильтра Калмана показал, что он не вполне пригоден для оценки параметров модели, в которой вектор состояния записан в виде уравнений (15.1) и (15.2). Значительно более ценные результаты получаются в случае, если векторы состояния описываются уравнениями типа (15.46) и (15.47). В работе [21] было показано, что сходимость алгоритмов адаптивного оценивания определяется наличием в уравнении члена $\partial K_t(\theta)/\partial\theta$, где K_t – матрица коэффициентов усиления Калмана. Присутствие в модели этих членов гарантируется при условии, что используются уравнения (15.46) и (15.47) и элементы матрицы коэффициентов усиления Калмана входят в неизвестный вектор параметров (в том числе параметров матриц F и H). Более детально этот вопрос рассматривается в работах [20, 21].

15.4.2.1. Алгоритм последовательного анализа функции наибольшего правдоподобия. Согласно методу последовательного оценивания, по мере получения каждого нового наблюдения оценки параметров на текущий временной шаг уточ-

няются в соответствии с величиной некоторой функции потерь, соответствующей погрешностям прогнозирования. Если параметры во времени остаются неизменными, то после достаточно большого числа выполненных наблюдений величина поправки, вносимой в значения параметров, становится пренебрежимо малой.

Если функцию потерь (включая аддитивную константу) можно представить через логарифм функции правдоподобия ошибки прогнозирования, то алгоритм последовательной оценки функции наибольшего правдоподобия можно получить эвристическим путем из уравнения (15.55).

При условии, что для заданного момента времени t в интервале наблюдений величина $\hat{\theta}_t$ являлась наиболее правдоподобной оценкой θ, с учетом уравнения (15.55) получим

$$\left[\sum_{s=1}^{t}\left\{\frac{\partial \nu_s}{\partial \theta_j}\, C^{-1}\, \nu_s\right\}\right] = 0. \tag{15.59}$$

На следующем шаге наблюдений первая оценка θ составила бы

$$\hat{\theta}_{t+1,1} = \hat{\theta}_t - \left[\sum_{s=1}^{t+1}\left\{\frac{\partial \nu_s^T}{\partial \theta_j}\, C^{-1}\, \frac{\partial \nu_s}{\partial \theta_k}\right\}\right]^{-1}\left[\left\{\frac{\partial \nu_{t+1}^T}{\partial \theta_j}\, C^{-1}\, \nu_{t+1}\right\}\right], \tag{15.60}$$

поскольку все другие члены, соответствующие первым производным, равны нулю. Понятно, что в случае если оцениванию по методу наибольшего правдоподобия подлежат значения параметров на всем протяжении периода наблюдений, сумма первых t членов в первой производной должна запоминаться, поскольку на последующих итерациях они могут быть ненулевыми. Вместе с тем в соответствии с алгоритмом последовательного оценивания в каждой расчетной точке выполняется только одна итерация, в связи с чем алгоритм принимает следующий вид:

$$\hat{\theta}_{t+1} = \hat{\theta}_t - \left[\sum_{s=1}^{t+1}\left\{\frac{\partial \nu_s^T}{\partial \theta_j}\, C^{-1}\, \frac{\partial \nu_s}{\partial \theta_k}\right\}\right]^{-1}\left[\left\{\frac{\partial \nu_{t+1}^T}{\partial \theta_j}\, C^{-1}\, \nu_{t+1}\right\}\right], \tag{15.61}$$

где все производные, стоящие в правой части, рассчитываются относительно $\hat{\theta}_t$.

Аналогично алгоритм для расчета ϕ выглядит следующим образом:

$$\hat{\phi}_{t+1} = \hat{\phi}_t - \left[\frac{t+1}{2}\left\{\mathrm{Tr}\left(C^{-1}\,\frac{\partial C}{\partial \phi_j}\, C^{-1}\,\frac{\partial C}{\partial \phi_k}\right)\right\}\right]^{-1}$$
$$\cdot\left[\frac{1}{2}\left\{\mathrm{Tr}\left(C^{-1}\,\frac{\partial C}{\partial \phi_j}\, C^{-1}\left[C - \nu_{t+1}\,\nu_{t+1}^T\right]\right)\right\}\right]. \tag{15.62}$$

Эти два уравнения можно рассматривать как рекуррентную схему оценивания параметров по методу наибольшего правдоподобия. Сходимость этого алгоритма является доказанной. Тем, кто более детально хочет ознакомиться с этими вопросами, рекомендуется работа [21]. В целом рассматриваемый метод – асимптотически эффективный; ковариационные матрицы θ и ϕ являются асимптотическими и тождественными матрицам, получаемыми при использовании алгоритма неадаптивного оценивания по методу наибольшего правдоподобия.

Применение алгоритма для прогнозирования речного стока. Здесь приводятся некоторые результаты, полученные в процессе оценивания параметров модели реки Ди (Уэльс), работающей по принципу "черного ящика". В качестве входных сигналов на модели задавались значения расходов в притоке основного русла реки Кейриог. Вектор состояния системы задавался на модели в виде уравнений (15.46) и (15.47). В качестве начальных оценок параметров, полученных на этапе идентификации, принимались значения $H = [1, 0]$,

$$F = \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ -0{,}973 & 1{,}970 \end{bmatrix}, \quad B = \begin{bmatrix} 1{,}119 \\ -0{,}157 \end{bmatrix}, \quad G = \begin{bmatrix} 1{,}408 \\ 1{,}775 \end{bmatrix}.$$

По методу наибольшего правдоподобия получали как разовые (в автономном режиме), так и рекуррентные (в управляемом режиме) оценки параметров. Оценки, полученные в автономном режиме, составляют $H = [1, 0]$,

$$F = \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ -0{,}871 & 1{,}865 \end{bmatrix}, \quad B = \begin{bmatrix} 0{,}036 \\ 0{,}101 \end{bmatrix}, \quad G = \begin{bmatrix} 2{,}1 \\ 3{,}33 \end{bmatrix} \quad \text{и} \quad C = 0{,}135,$$

где C – дисперсия остатка модели. Результаты оценок, полученных методом наибольшего правдоподобия по рекуррентным соотношениям, приведены в табл. 15.13. Семь параметров, подвергавшихся оцениванию (матрицы F, B, G и C), в том порядке, в каком они приведены в таблице, были пронумерованы от 1 до 7.

Результаты оценивания по методу наибольшего правдоподобия, проводившегося с использованием рекуррентных соотношений и в автономном режиме, хорошо согласуются между собой. Резкий скачок в оценках параметров у точек 600 и 1100 совпадает с ливнями, начиная с которых появилась информация о параметрах 3 и 4 (весовых коэффициентах входных параметров). В качестве начальных приближений параметров при расчетах, проводившихся по рекуррентным соотношениям, выбирались значения, близкие к величинам, полученным на этапе идентификации модели. Рекуррентный метод обладает одним недостатком:

Таблица 15.13. Рекуррентные оценки параметров прогнозной модели стока реки Ди

Итерация	F(2,1)	F(2,2)	B(1,1)	B(2,1)	G(1,1)	G(2,1)	C
100	−0,818	1,802	−0,168	0,272	1,896	2,732	0,105
200	−0,709	1,699	−0,248	0,019	2,076	3,236	0,117
300	−0,782	1,722	−0,280	−0,065	1,981	3,005	0,116
400	−0,792	1,783	−0,265	−0,081	1,957	2,949	0,115
500	−0,796	1,790	−1,239	−0,106	1,937	2,912	0,113
600	−0,770	1,768	0,117	0,115	1,997	3,035	0,114
700	−0,774	1,771	0,129	0,126	1,971	2,982	0,113
800	−0,776	1,773	0,131	0,125	1,963	2,961	0,111
900	−0,776	1,776	0,134	0,127	1,956	2,968	0,110
1000	−0,776	1,773	0,137	0,129	1,942	2,925	0,108
1100*	−0,845	1,837	0,169	0,209	2,052	3,190	0,113

*Количество точек, в которых была получена информация.

при отсутствии хорошего первого приближения сходимость алгоритма к правильным значениям параметров является очень медленной.

Рассматриваемая модель допускает оценивание изменяющихся во времени параметров. Для этого матрица дисперсии этих параметров настраивается таким образом, чтобы в промежутке между наблюдениями дисперсия возрастала незначительно. Однако результаты практического использования этой модели свидетельствуют о том, что они приводят к очень неустойчивым прогнозам даже в том случае, когда параметры обладают незначительной изменчивостью. Следовательно, модификацию рекуррентного метода наибольшего правдоподобия применительно к изменяющимся во времени параметрам необходимо проводить с осторожностью.

15.4.2.2. Рекуррентный алгоритм, основанный на анализе определяющей переменной. Метод определяющей переменной, рассмотренный в работах [41, 39, 40, 34], разработан применительно к системам, выходные переменные которых по аналогии с моделями, построенными на использовании вектора состояний, представляют собой сумму детерминированных и стохастических компонент. В качестве исходных уравнений, описывающих модель, задаются уравнения (15.1) и (15.2), в которых вектор x_{t+1} представлен элементами ряда $\{q_{t+1}, q_t, \ldots, q_{t+1-n}\}$, где q — фактические расходы реки, а u_t представляет собой вектор интенсивности атмосферных осадков $\{p_{t-b}, p_{t-b-1}, \ldots, p_{t-b-m+1}\}$, имеющий размерность $(m \times 1)$.

Уравнение (15.1) можно переписать следующим образом:

$$q_{t+1} - \sum_{i=1}^{n} \delta_i q_{t+1-i} = \sum_{i=0}^{m-1} \omega_i p_{t-b-i} + w_t \,. \tag{15.63}$$

Предположим, что уравнение, описывающее фактические замеры, имеет вид $y_{t+1} = q_{t+1} + v_t$. Если его подставить в уравнение (15.63), получим

$$y_{t+1} - \sum_{i=1}^{n} \delta_i y_{t+1-i} = \sum_{i=0}^{m-1} \omega_i p_{t-b-i} + \epsilon_t \,, \tag{15.64}$$

где ϵ_t — помеха, обладающая автокорреляцией даже с учетом того, что w и v_t относятся к разряду белого шума. Определим z^T_{t+1} как $\{-y_t, -y_{t-1}, \ldots, y_{t+1-n}, p_{t-b}, \ldots, p_{t-b+1}\}$. Тогда уравнение (15.64) можно переписать как

$$y_{t+1} = z^T_{t+1}\, \theta_{t+1} + \epsilon_t \,, \tag{15.65}$$

где $\theta_{t+1} = \{\delta_1, \delta_2, \ldots, \delta_n, \omega_0, \omega_1, \ldots, \omega_{m-1}\}$. Присутствие в элементах вектора z^T_{t+1} стохастических помех приводит к тому, что шум ϵ_t является автокоррелирующимся. Как следствие ϵ_t будет также взаимно коррелироваться с y_t, y_{t-1} и т. д., т. е. с вектором измерений. Наличие этой взаимной корреляции объясняется тем, что оценки параметров рассматриваемой модели, полученные методом наименьших квадратов, являются несостоятельными.

При условии, что в качестве основы для получения таких оценок используется уравнение (15.63), записанное как

$$y_{t+1} = x^T_{t+1}\, \theta_{t+1} + \eta_t \,, \tag{15.66}$$

где $x^T_{t+1} = \{-q_t, \ldots, -q_{t+1-n}, p_{t-b}, \ldots, p_{t-b-m+1}\}$, получаемая в результате модель составляет базу для получения состоятельных оценок по методу наименьших квадратов. В такой записи элементы x_{t+1} представляют собой переменные (истинного) состояния системы, не коррелирующиеся с η_t. Однако элементы x_{t+1} являются неизвестными. Для преодоления этой проблемы вводится оценка x_{t+1}, обозначаемая x^*_{t+1} и называемая вектором *определяющей переменной*. Согласно проведенному анализу, эта оценка тесно коррелируется с z_{t+1} и никак не связана с η_t.

В работе [22] было показано, каким образом для получения вектора определяющей переменной можно использовать фильтр Калмана. Следовательно, оценку x^*_{t+1} можно обозначить как $\hat{x}_{t|t}$. Рассматриваемый алгоритм, работающий в адаптивном режиме, может применяться для прогнозирования состояний системы (с использованием рекурентных соотношений) и оценивания параметров. Уточнение значений па-

Таблица 15.14. Алгоритм метода определяющей переменной

Модель процесса

$$x_{t+1} = \theta x_t + w_t$$
$$y_t = Hx_t + v_t$$

Модель определяющих переменных

$$\theta_{t+1} = \theta_t$$
$$y_t = z_t^T \theta_t + \epsilon_t$$

Алгоритм метода определяющей переменной

Оценка определяющей переменной

$$\hat{x}_{t+1}^* = \hat{x}_{t|t}$$
$$g_{t+1} = S_t \hat{x}_{t+1}^* (I + z_{t+1}^T S_t \hat{x}_{t+1}^*)^{-1}$$
$$S_{t+1} = S_t + g_{t+1}\, z_{t+1}^T S_t$$
$$\hat{\theta}_{t+1} = \hat{\theta}_t + g_{t+1}(y_{t+1} - z_{t+1}\hat{\theta}_t)$$

Алгоритм фильтра Калмана

$$\hat{x}_{t+1|t} = \hat{\theta}_t x_{t|t}$$
$$P_{t+1|t} = \hat{\theta}_t P_{t|t} \hat{\theta}_t^T + Q$$
$$v_{t+1} = y_{t+1} - H\hat{x}_{t+1|t}$$
$$K_{t+1} = P_{t+1|t} H^T (H P_{t+1|t} H^T + R)^{-1}$$
$$\hat{x}_{t+1|t+1} = \hat{x}_{t+1|t} + K_{t+1}\, v_{t+1}$$
$$P_{t+1|t+1} = (I - K_{t+1} H) P_{t+1|t}$$

раметров может достигаться путем последовательных итерационных приближений к истинным значениям, зафиксированным в процессе натурных наблюдений. При этом последняя оценка некоторого параметра θ, полученная на предыдущем временном шаге, используется в качестве начальной оценки этого параметра на последующем временном шаге. Рассмотренный алгоритм приведен в табл. 15. 14.

15.4.2.3. Раздельное оценивание состояний системы и параметров. Затраты машинного времени на процедуру фильтрации быстро возрастают с увеличением размерности вектора состояния. Модифицированный фильтр Калмана, разработанный применительно к нелинейным системам и предполагающий оценку параметров, рассматриваемых как состояния, может приводить к образованию векторов очень большой размерности.

Один из подходов к решению подобных задач предусматривает разделение такого большого вектора на две системы: систему, отвечающую исходному природному объекту, и систему, отвечающую параметрам, подлежащим оцениванию. По сути дела этот подход идентичен методу определяющей переменной, алгоритм которого был рассмотрен в предыдущем разделе. Аналогичный подход может использоваться в слу-

чае, если для решения данной задачи применяется модифицированный для нелинейных систем фильтр Калмана и модифицированный метод наименьших квадратов. Подобный же подход был заложен в основу алгоритма MISP, разработанного Тодини [33]. Другие подходы, также основанные на разделении состояний и параметров системы (или параметрические подходы), рассматриваются в работе [3].

В рассматриваемом в настоящем разделе алгоритме раздельного оценивания параметров используются те же обозначения пространства состояний, которые приведены в табл. 15.1, за исключением внешних воздействий. Предположим, что матрица изменения состояний F состоит из неизвестных постоянных во времени параметров без аддитивных случайных помех, т.е. $F_{t+1} = F_t$. Предположим также, что помехи модели и измерений являются независимыми.

Система, состоящая из двух уравнений, (15.1) и (15.2), с оговоренными выше предпосылками представляет собой систему уравнений состояния системы и измерений состояний системы. Необходимо отыскать совместное решение уравнения измерений параметров и уравнения состояния параметров $F_{t+1} = F_t$. Подставляя x_{t+1} из уравнения состояния, получим следующее уравнение измерений состояний системы в момент времени $t + 1$:

$$y_{t+1} = x_t^T (HF_t)^T + (H\Gamma w_t + v_{t+1})^T. \tag{15.67}$$

В случаях когда оцениваются статистики шума w_t, единичная матрица $H\Gamma$ должна иметь ту же размерность, что и вектор измерений. Как говорилось в разд. 15.4.1, нам известно, что потенциально идентифицируемыми параметрами в матрице F_{t+1} являются параметры $F^*_{t+1} = HF_{t+1}$. Обозначим H^*_{t+1} как x_t^T и v^*_{t+1} как $w_t + v_{t+1}$. Тогда уравнение состояния параметров будет иметь вид

$$F^{*T}_{t+1} = F^{*T}_t, \tag{15.68}$$

а уравнение измерений параметров будет выглядеть следующим образом:

$$y^T_{t+1} = H^*_{t+1} F^{*T}_{t+1} + v^{*T}_{t+1}, \tag{15.69}$$

где

$$v^{*T}_{t+1} \sim N(0, R^*).$$

Уравнения (15.68) и (15.69) вместе с уравнениями (15.1) и (15.2) могут рассматриваться в качестве основы для получения уравнений, по которым проводится раздельное оценивание состояний и параметров системы. Единственная сложность, связанная с этой системой уравнений, заключается в том, что в уравнения входят истинные состояния и значения параметров, тогда как мы располагаем только отфильтрован-

ными значениями. Система, включающая уравнения процессов и параметров, записанные через отфильтрованные оценки, была получена Хебсоном и Вудом [10] и выглядит следующим образом:
уравнение состояния процессов:

$$x_{t+1} = \hat{F}_{t+1|t+1} x_t + \Gamma w_t'; \tag{15.70}$$

уравнение измерений состояния процессов:

$$y_t = H x_t + v_t; \tag{15.71}$$

уравнение состояния параметров:

$$F_{t+1}^{*T} = F_t^{*T}; \tag{15.72}$$

уравнение измерений параметров:

$$y_t^T = H_t^* F_t^{*T} + v_t^{*T}, \tag{15.73}$$

где

$$w_t' = w_t - H\hat{F}_{t|t} x_t; \quad w_t' \sim N(0,\ Q_t'),$$
$$v_t^* = w_{t-1} + v_t - H F_{t-1} \tilde{x}_{t|t-1}; \quad v_t^* \sim N(0,\ R_t^*),$$
$$\tilde{F}_{t|t} = \hat{F}_{t|t} - F_t,$$
$$\tilde{x}_{t-1|t-1} = \hat{x}_{t-1|t-1} - x_{t-1}.$$

Неопределенность в значениях параметров учитывается в прогнозных оценках дополнительной помехой w'. Хебсон и Вуд [10] в предположении, что исходные значения помех w и v известны, получили производные для Q' и R_*^*. В табл. 15.15 приведен алгоритм, по которому работает рассмотренный метод. Модификация этого алгоритма, предназначенная для получения оценок статистических характеристик помех одновременно с оценками параметров, входящих в матрицу F, рассматривается в работе [10].

Пример расчетов с использованием алгоритма раздельного оценивания состояний и параметров (РОСП). Алгоритм РОСП, приведенный в табл. 15.15, апробировался на модели, аналогичной той, которая рассматривалась в работе [25]. Параметры модели принимали следующие "истинные" значения:

$$F = \begin{bmatrix} 0{,}8 & 0{,}01 & 0{,}05 & 0{,}02 \\ 0 & 0{,}9 & -0{,}3 & 0{,}1 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 \end{bmatrix}, \quad \Gamma = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \\ 0 & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix},$$

$$H = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \end{bmatrix}, \quad Q = \begin{bmatrix} 0{,}01 & 0 \\ 0 & 0{,}25 \end{bmatrix}$$

и

$$R = \begin{bmatrix} 0{,}0001 & 0 \\ 0 & 0{,}09 \end{bmatrix}.$$

Матрица потенциально идентифицируемых параметров F^* задается как матрица $F^* = HF$, соответствующая первым двум рядам матрицы F. Структура модели, описываемой вектором состояния, такова, что третий и четвертый элементы вектора состояний x_{t+1} с некоторым запаздыванием принимают значения второго элемента, т. е. $x(3)_{t+1} = x(2)_t$ и $x(4)_{t+1} = x(3)_t = x(2)_{t-1}$. В физическом отношении эта модель соответствует многим из известных в настоящее время моделям быстрой реакции стока на дождевые осадки, где $y(1)$ может соот-

Таблица 15.15. Алгоритм раздельного оценивания состояний и параметров системы

Матрица измерений

$\hat{H}^{*T}_{t+1} = \hat{x}^T_{t|t}$

Матрица изменений состояния системы

$\hat{F}_{t|t} = H\hat{F}^*_{t|t}$, где H – псевдообращенная матрица H

Прогнозирование

$\hat{x}_{t+1|t} = \hat{F}_{t|t}\hat{x}_{t|t}$

$P_{t+1|t} = \hat{F}_{t|t}P_{t|t}\hat{F}^T_{t|t} + \Gamma Q'_t \Gamma^T$

$\hat{F}^{*T}_{t+1|t} = \hat{F}^{*T}_{t|t}$

$P^*_{t+1|t} = P^*_{t|t}$

Измерения

Остатки фильтра

$v_{t+1} = y_{t+1} - H\hat{x}_{t+1|t}$

$v^{*T}_{t+1} = v^T_t$

Коэффициенты усиления

$K_{t+1} = P_{t+1|t}H^T(HP_{t+1|t}H^T + R)^{-1}$

$K^*_{t+1} = P^*_{t+1|t}\hat{H}^{*T}_{t+1}(\hat{H}^*_{t+1}P_{t+1|t}H^{*T}_{t+1} + \mathrm{Tr}R^*_{t+1})^{-1}$,

где $\mathrm{Tr}\ R^*_{t+1}$ – след матрицы R^*_{t+1}.

Уточненные оценки

$\hat{x}_{t+1|t+1} = \hat{x}_{t+1|t} + K_{t+1}v_{t+1}$

$\hat{F}^{*T}_{t+1|t+1} = \hat{F}^{*T}_{t+1|t} + K^*_{t+1}v^{*T}_{t+1}$

$P_{t+1|t+1} = (I - K_{t+1}H)P_{t+1|t}$

$P^*_{t+1|t+1} = (I - K^*_{t+1}\hat{H}^*_{t+1})P^*_{t+1|t}$

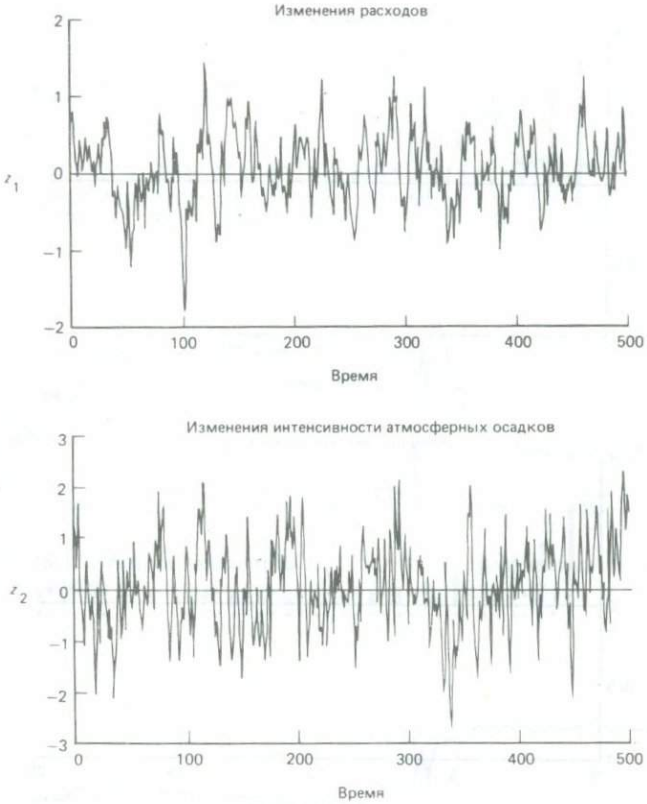


Рис. 15.9. Первые 500 значений рассчитанных на модели выходных сигналов.

ветствовать расходу, а $y(2)$ – интенсивности осадков. Поскольку реакция стока на осадки наступает с некоторым запаздыванием, $F_{2,1}$ принимает нулевое значение. С использованием приведенных выше значений параметров и статистических характеристик помех на модели были получены искусственные ряды наблюдений, включающие 2000 точек и имеющие нулевое среднее значение переменной. На рис. 15.9 показаны первые 500 значений рассчитанных на модели рядов наблюдений за осадками и стоком. Соответствующие им автокорреляционные функции приведены на рис. 15.10.

Алгоритмом РОСП предусматривается полное оценивание матрицы $F^*_{\circ}$ В нее должны входить известные параметры, в частности $F^*_{2,1}$. Понятно, что правильно работающий алгоритм должен приводить к хорошим оценкам любых известных параметров. Следовательно, особенно внимательно необходимо проанализировать поведение параметров $F^*_{2,1}$.

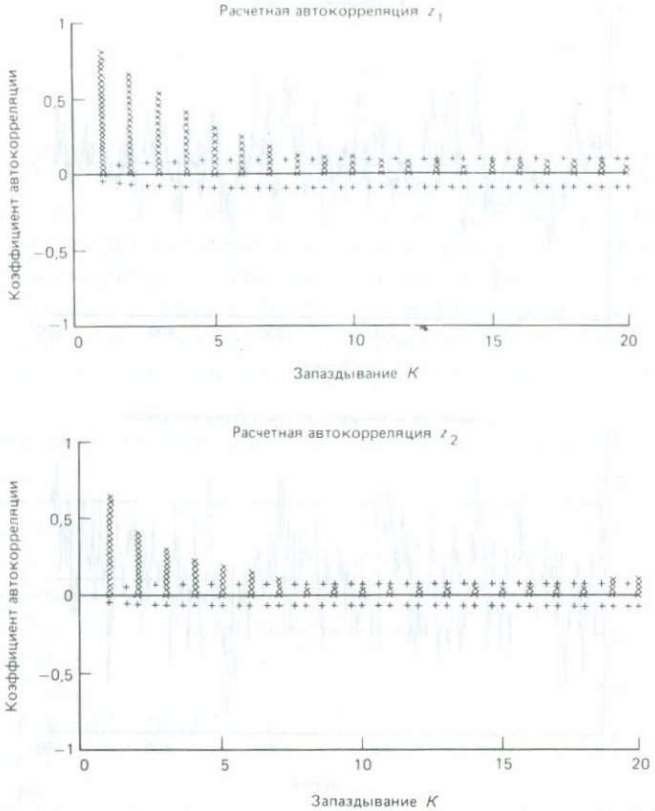


Рис. 15.10. Автокорреляционные функции рассчитанных на модели выходных сигналов.

На рис. 15.11 и 15.12 представлены результаты рекуррентной оценки параметров, проводившейся по всему имеющемуся набору данных. Распределения автокорреляционных функций помех, как видно из рис. 15.13, характеризуются постоянной спектральной плотностью, что свидетельствует о субоптимальности работы фильтра в процессе оценивания состояний и параметров системы. Следовательно, нельзя рассчитывать на то, что мы можем получить более точные оценки параметров. На рис. 15.11 показаны оценки параметров, составляющих первую строку матрицы F. Оценки $F_{1,1}$ получились удовлетворительными, тогда как сходимость алгоритма при оценивании остальных параметров, входящих в матрицу F ($F_{1,2}$, $F_{1,3}$ и $F_{1,4}$), была значительно более медленной. На рис. 15.11 приведены также оценки параметров, составляющих вто-

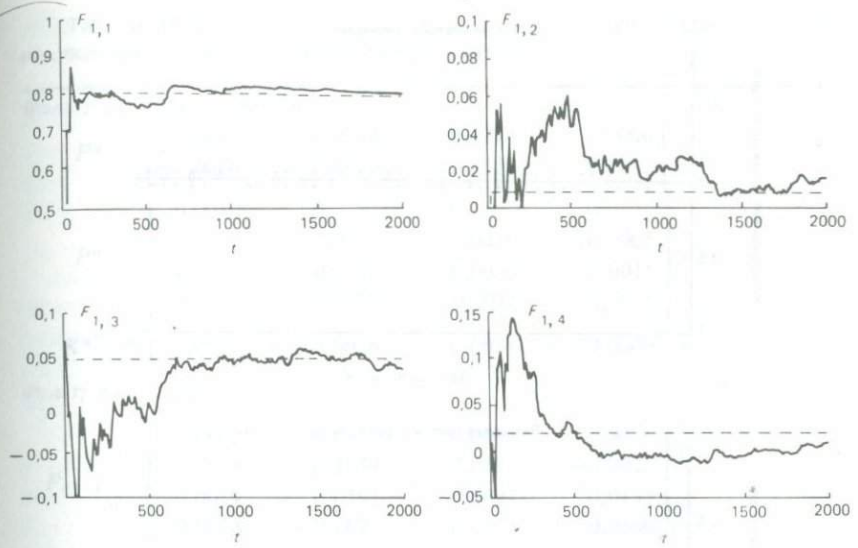


Рис. 15.11. Оценки параметров $F_{1,j}$ $(j = 1,4)$, полученные с использованием алгоритма РОСП.

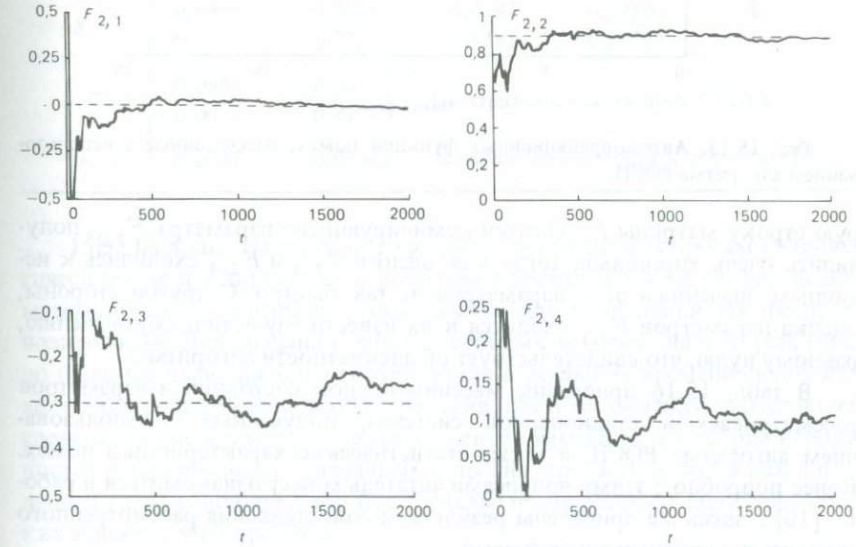


Рис. 15.12. Оценки параметров $F_{2,j}$ $(j = 1,4)$, полученные с использованием алгоритма РОСП.

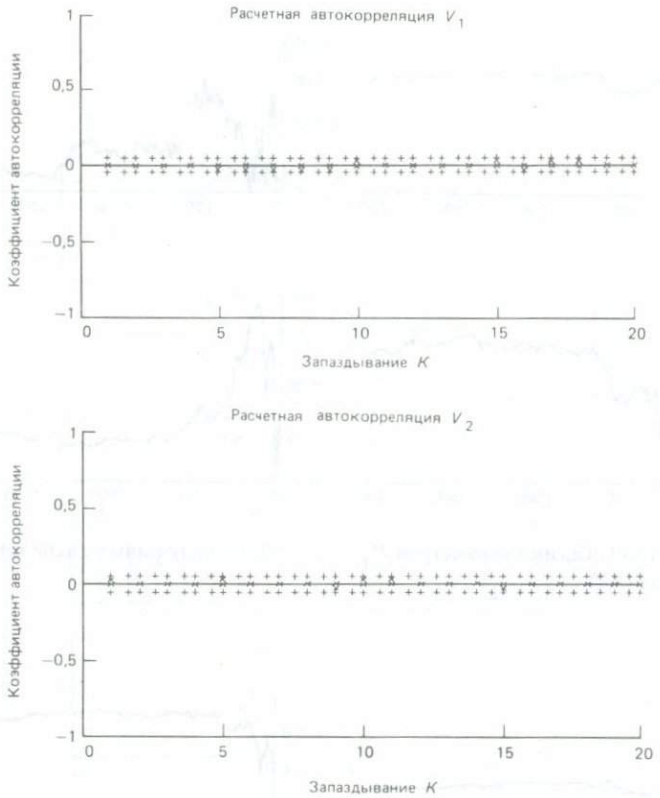


Рис. 15.13. Автокорреляционные функции помех, рассчитанные с использованием алгоритма РОСП.

рую строку матрицы F. Оценки доминирующего параметра, $F_{2,2}$, получились очень хорошими, тогда как оценки $F_{2,3}$ и $F_{2,4}$ сходились к истинным значениям этих параметров не так быстро. С другой стороны, оценка параметров $F_{2,1}$ сходится к их известному истинному значению, равному нулю, что свидетельствует об адекватности алгоритма.

В табл. 15.16 приведены массивы оценок состояний и параметров рассматриваемой стационарной системы, полученные с использованием алгоритма РОСП, а также статистические характеристики помех. Более подробно с этими вопросами читатель может ознакомиться в работе [10]; здесь же приведены результаты сопоставления рассмотренного алгоритма с другими алгоритмами.

Таблица 15.16. Массивы оценок параметров и состояний стационарной системы, полученные с использованием алгоритма РОСП

Фильтр значений параметров

$$F^* = \begin{bmatrix} 0{,}8050 & 0{,}0194 & 0{,}0374 & 0{,}0096 \\ -0{,}0084 & 0{,}9036 & 0{,}2630 & 0{,}1047 \end{bmatrix}$$

$$P^* = \begin{bmatrix} 0{,}0010 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0{,}0015 & -0{,}0016 & 0{,}0005 \\ 0 & -0{,}0016 & 0{,}0030 & -0{,}0015 \\ 0 & 0{,}0005 & -0{,}0015 & 0{,}0015 \end{bmatrix}$$

$$K^{*T} = \begin{bmatrix} 0{,}0004 & 0{,}0026 & -0{,}0024 & -0{,}0009 \end{bmatrix}$$

Фильтр состояний

$$P_{t|t-1} = \begin{bmatrix} 0{,}0902 & 0{,}0011 & 0{,}0019 & 0{,}0026 \\ 0{,}0011 & 0{,}3059 & 0{,}0591 & -0{,}0022 \\ 0{,}0019 & 0{,}0591 & 0{,}0694 & 0{,}0135 \\ 0{,}0026 & -0{,}0022 & 0{,}0135 & 0{,}0600 \end{bmatrix}$$

$$P_{t|t} = \begin{bmatrix} 0{,}0001 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0{,}0695 & 0{,}0134 & -0{,}0005 \\ 0 & 0{,}0134 & 0{,}0606 & 0{,}0138 \\ 0 & -0{,}0005 & 0{,}0138 & 0{,}0605 \end{bmatrix}$$

$$K^T = \begin{bmatrix} 0{,}9989 & 0{,}0028 & 0{,}0187 & 0{,}0286 \\ 0 & 0{,}7727 & 0{,}1492 & -0{,}0057 \end{bmatrix}$$

$$C = \begin{bmatrix} 0{,}0868 & -0{,}0013 \\ -0{,}0013 & 0{,}4134 \end{bmatrix}$$ (ковариационная матрица остатка)

$$v^T = \begin{bmatrix} 0{,}0037 & 0{,}0346 \end{bmatrix}$$ (среднее значение остатков фильтра)

15.5. Выводы. Настоящая глава была посвящена вопросам гидрологического прогнозирования в реальном времени, а также рассмотрению математического аппарата, необходимого для проведения такого прогнозирования. Для создания работоспособных моделей, на которых можно было бы выполнять прогнозирование в реальном времени, необходимо глубокое понимание как гидрологии, так и математики. В настоящей главе основное внимание уделялось некоторым аспектам теории вероятностей и теории систем, связанным с прогнозированием, тогда как в последней главе основной упор будет сделан на гидролого-гидрогеологических аспектах этой проблемы.

В настоящей главе затрагиваются три аспекта, имеющие решающее значение для получения удовлетворительных прогнозов. Один из них

касается важности представления гидрологической модели в рамках структуры, описываемой вектором состояний и обладающей обратной связью. Подобная структура в принципе позволяет учитывать данные в реальном времени, по мере их поступления. Кроме того, представление динамических характеристик природных систем в виде векторов состояний открывает возможность использования всех достижений в области теории систем, так или иначе относящихся к рассматриваемым реальным системам.

С этим связан второй аспект, рассматриваемый в настоящей главе, – значение системы сбора данных при идентификации структуры моделей и значений параметров. Все модели, включая физически обоснованные модели, являются эмпирическими в том смысле, что по фактическим данным устанавливается либо структура модели, либо значения параметров, либо и то и другое. Как было показано, для того чтобы структуру модели и параметры можно было идентифицировать по исходной информации, необходимо строгое соблюдение ряда требований. Если условия идентифицируемости не соблюдаются, модель будет обладать плохими эксплуатационными характеристиками, а получаемые на ней прогнозы не будут иметь сколь-либо существенного практического значения.

В третьей части главы приведен ряд использующихся в настоящее время алгоритмов, предназначенных для оценки параметров по фактическим данным, содержащим некоторые помехи. Приведен ряд методов оценивания параметров; выбор наилучшего из них зависит от содержания конкретной решаемой задачи.

В заключение важно подчеркнуть, что нельзя говорить о том, что существует некоторая "наилучшая" модель, на которой могут решаться задачи гидролого-гидрогеологического прогнозирования. Различные типы моделей призваны выполнять различные функции и предназначены для разных целей. При решении той или иной реальной задачи предпочтение какой-либо модели может быть отдано в результате совместного анализа моделей, внутренняя структура которых известна, и моделей, работающих по принципу "черного ящика". Оценки качества результатов прогнозирования, получаемых на различных моделях, справедливы только для каждого конкретного случая.

Благодарности. Работы, результаты которых изложены в настоящей главе, выполнялись при поддержке Национального фонда США на проведение научных исследований (проблема ENG-77-11841 "Применение теории фильтрации для прогнозирования гидролого-гидрогеологических систем в реальном времени") и Гидрологического института, Соединенное Королевство.

Литература

1. *Akaike H.* (1975) Markovian representation of stochastic processes by canonical variables. SIAM J. Control, **13**, 1962–1973.
2. *Anderson T.W.* (1958) An Introduction to Multivariate Statistical Analysis. New York: John Wiley.
3. *Anderson D.D., Moore J.B.* (1979) Optimal Filtering, Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
4. *Benjamin J.R., Cornell C.A.* (1970) Probability, Statistics and Decision for Civil Engineers, New York: McGraw-Hill.
5. *Box G.E.P., Jenkins G.M.* (1970) Time Series Analysis, Forecasting and Control, San Francisco, California: Holden-Day.
6. *Casti J.L.* (1977) Dynamical Systems and their application linear theory. New York: Academic Press.
7. *Chiu C.L.* (1978) AGU Chapman Conference on Applications of Kalman Filtering Theory and Techniques to Hydrology, Hydraulics, and Water Resources, Dept. of Civil Engrg., University of Pitsburgh, Pitsburgh, Pennsylvania.
8. *Cooper D.M., Wood E.F.* (1982a) Identification of multivariate time series and multivariate input – output models, Water Resources Res., **18**(4), 937–946.
9. *Cooper D.M., Wood E.F.* (1982b) Parameter estimation of multiple input – output time series models: application to rainfall – runoff processes, Water Resources Res., **18**(5), 1352–1364.
10. *Hebson C., Wood E.F.* (1983) Adaptive parameter estimation and filtering of partitioned hydrologic systems. Dept. of Civil Engrg., Princeton University, Princeton, New Jersey.
11. IAHS (1980) Symposium on Hydrological Forecasting, IAHS AISH Publ. 129.
12. *Jazwinski A.H.* (1970) Stochastic Processes and Filter Theory, New York: Academic Press.
13. *Kalman R.E.* (1960) A new approach to linear filtering and prediction problems. Trans. ASME J. Basic Eng. Ser. D, **82**, March.
14. *Kalman R.E., Bucy R.S.* (1961) New results in linear filtering and prediction theory, Trans. ASME, Ser. D, J. Basic Eng., **83**, pp. 95–107, December.
15. *Kendall M.G.* (1975) Multivariate Analysis, London: Griffin.
16. *Kitanidis P.K., Bras R.L.* (1978) Real time forecasting of river flows. Tech. Rep. 235 Ralph M. M. Parsons Laboratory for Water Resources, Mass. Inst. of Technology, Cambridge, Mass.
17. *Kitanidis P.K., Bras R.L.* (1980a) Real-time forecasting with a conceptual hydrologic model, 1, Analysis of uncertainty, Water Resources Res., **16**(6), 1025–1033.
18. *Kitanidis P.K., Bras R.L.* (1980b) Real-time forecasting with a conceptual hydrologic model, 2, Applications and results, Water Resources Res. **16**(6), 1034–1044.
19. *Колмогоров А.Н.* (1941) Интерполирование и экстраполирование стационарных случайных последовательностей. – Изв. АН СССР, сер. мат., вып. 5, с. 3–14.
20. *Ljung L.* (1977) Analysis of recursive stochastic algorithms, IEEE Trans. Autom. Control, **AC-22** (4), 551–575.
21. *Ljung L.* (1979) Asymptotic behavior of the extended Kalman filter as a parameter estimator for linear systems, IEEE Trans. Autom. Control, **AC-24** (1), 36–50.
22. *Mehra R.K.* (1974) Topics in stochastic control theory: identification in control and econometrics: similarities and differences, Ann. Econ. Social Measures, **3**, 21–47.

23. *Mehra R.K.* (1980) A survey of time series modeling and forecasting. In: *Wood E.* (ed.) Real Time Forecasting/Control of Water Resource Systems, Oxford: Pergamon.
24. *Mehra R.K., Lainiotis D.G.* (eds) (1976) System Identification, Advances and Case Studies. New York: Academic Press.
25. *O'Connell P.E.* (ed.) (1980) Real-Time Hydrological Forecasting and Control, Wallingford: Institute of Hydrology.
26. *Peck E.* (1976) Catchment modeling and initial parameter estimation for the National Weather Service river forecast system, NOAA Technical Memorandom NWS HYDRO-31, June.
27. *Rao C.R.* (1973) Linear Statistical Inference and Its Applications, New York: John Wiley.
28. *Rissanen J.* (1974) Basis of invariants and canonical forms for linear dynamic systems, Automatica, **10**, 175–182.
29. *Schweppe F.* (1973) Uncertain Dynamic Systems. Englewood Cliffs, NJ: Prentice-Hall.
30. *Sorooshian S., Gupta V.K.* (1983a) Automatic calibration of conceptual rainfall – runoff models: the questions of parameter observability and uniqueness, Water Resources Res., **19**.
31. *Sorooshian S., Gupta V.K.* (1983b) Automatic calibration of conceptual rainfall–runoff models: the questions of parameter observability and uniqueness, Water Resources Res., **19**.
32. TASC (1980) Applications of Kalman filtering and maximum likelihood parameter identification to hydrologic forecasting. The Analytic Sciences Corp., Reading, Massachusetts.
33. *Todini E.* (1980) Using a desk-top computer for an on-line flood warning system, IBM J. Res. Dev., **22**(5), 464–471.
34. *Whitehead P.G.* (1979) Applications of recursive estimation techniques to time variable hydrological systems. J. Hydrol., **40**, 1–16.
35. *Wiener N.* (1949) The Extrapolation Interpolation, and Smoothing Stationary Time Series with Engineering Applications. New York: Wiley.
36. *Wilson J.L., Kitanidis P.K., Dettinger M.* (1978) State and parameter estimation in groundwater models. In: *Chiu C.L.* (ed), Application of Kalman Filter to Hydrology, Hydraulics and Water Resources, pp. 657–680.
37. *Wood E.F.* (ed.) (1980) Recent Developments in Real Time Forecasting/Control of Water Resource Systems. Oxford: Pergamon.
38. *Wood E.F., Szollosi-Nagy A.* (1978) An adaptive algorithm for analyzing short-term structural and parameter changes in hydrologic prediction models. Water Resources Res., **14**(4), 577–581.
39. *Young P.C.* (1974) Recursive approaches to time series analysis. Bull. Inst. Math. Appl., **12**(5/6), 209–224.
40. *Young P.C., Whitehead P.G.* (1977) A recursive approach to time series analysis for multivariable systems. Int. J. Control, **25**(3), 457–482.
41. *Young P.C., Shellswell S.H., Neethling C.G.*(1971) CUED/B-CONTROL TR/16, Dept. Engrg., University of Cambridge, Technical Report.

16. Требования к разработке прогнозов как средства управления гидрологическими и гидрогеологическими системами

Л. Дакштейн, Ш. Амбрус, Д.Р. Дейвис

16.1. Введение. С управлением водными ресурсами связаны по меньшей мере три группы людей: одни из них заняты сбором фактической информации, другие – разработкой прогнозных моделей и их эксплуатацией, третьи – принятием решений. В идеале все три группы должны работать вместе. На практике же часто случается так, что они работают совершенно изолированно.

Такой подход к организации работ, когда названные три группы людей функционируют раздельно, приводит к большим экономическим затратам: собирается ненужная информация, хорошие в идейном плане модели не могут быть откалиброваны, а принимаемые решения базируются на ошибочных или неадекватных данных.

Приведем только один пример решения конкретной гидрологической задачи, касающейся прогнозирования поверхностного стока талых вод. На режимных станциях наблюдательной сети второго порядка один раз в сутки измеряется только мощность снежного покрова, тогда как для создания стохастической модели может потребоваться информация об общем режиме атмосферных осадков, а для модели принятия решений – плюс к этому по меньшей мере еще и информация о содержании свободной воды в мокром снеге [20].

Если сбор данных проводится с учетом возможностей и требований существующих моделей и проблем, связанных с принятием решений, то в выигрыше окажутся все три группы участников общей системы. По аналогии с этим можно говорить о том, что более правильные решения могут быть приняты в случае, если существует возможность выбора модели, наилучшим образом соответствующей целям проводимых работ и адекватно описывающей имеющуюся исходную информацию. К сказанному следует добавить, что между тремя названными этапами работ должно существовать динамическое взаимодействие, предполагающее наличие непрерывной обратной связи между всеми группами людей, занятых в их проведении.

Lucien Duckstein, Donald R. Davis, The Department of Hydrology and Water Resources University of Arizona, Tucson, Arizona, USA. *Sandor Ambrus,* Water Resources Research Centre, VITUKI, Krassay J. 1, H-1095 Budapest, Hungary.

Каким же образом можно объединить эти три ключевые сферы деятельности? Один из числа возможных способов заключается в том, что участники общей системы деятельности должны следовать тщательно спланированной схеме, отражающей структуру этой системы. Такой подход создает предпосылки к тому, чтобы каждый вид деятельности мог реализоваться в правильном контексте. Если принимаемое решение будет касаться вопросов оперативного управления процессами стока, а к числу моделей, среди которых может быть сделан выбор, относятся модели, основанные на уравнениях линейной регрессии, методе анализа временных рядов, и стохастические модели, основанные на анализе случайных событий, характер необходимой гидролого-гидрогеологической информации (о параметрах, оказывающих влияние на процессы, подлежащие управлению) можно установить, имея в виду конкретный тип выбранной модели.

Словом, процесс принятия решений всегда должен основываться на информации, извлеченной в результате целенаправленного анализа имеющихся данных, и прогнозах, основанных на этой информации. В этом смысле прогнозирование представляет собой не самоцель, а вспомогательное средство для принятия решений. Целью настоящей главы является изложение общей позиции относительно взаимосвязи между тремя составными частями процесса принятия решений: *получением исходной информации, прогнозированием* и *принятием решений.* Процесс составления прогнозов предполагает анализ различных подходов к прогнозированию поведения рассматриваемой системы и выбор наиболее эффективного из них, т. е. такого, который приводит к наиболее достоверным прогнозным оценкам анализируемых переменных. Заключительный этап названной системы деятельности, процесс целенаправленного *принятия решений* или *управления,* предполагает выработку управляющих воздействий (проводящуюся на основе информации, получаемой на первых двух этапах), направленных на всю сложную гидролого-гидрогеологическую систему в целом. Для того чтобы такие сложные системы работали с учетом интересов природной и социальной подсистем, должна быть разработана общая структура их функционирования. В качестве такой общей схемы мы предлагаем пользоваться системой "информация – отклик", впервые разработанной Снидовичем и Дейвисом [40] применительно к задачам прогнозирования паводков в системах стока, а впоследствии обобщенной для различных гидрологических и гидрогеологических задач [9].

В идейном плане система "информация – отклик" основана на признании возможности неполноты или неоптимальности информации, извлекаемой из фактических данных, и решений, принимаемых на основе

этой информации. Таким образом, возможности общей системы принятия решений будут зависеть как от качества имеющейся информации, так и от степени чувствительности природного объекта к принимаемым решениям: прогнозы, скажем, интенсивности дождя или водопотребности имеют смысл только в том случае, когда при регулировании режима работы водохранилища этим прогнозам следуют некоторым оптимальным или близким к оптимальному образом.

В методологической части такого анализа мы постараемся следовать концепции Дженкинса [23], разработавшего общие принципиальные правила взаимодействия процессов прогнозирования и принятия решений.

16.2. Основные принципы взаимодействия между прогнозированием и принятием решений. Системы прогнозов могут на практике оказаться малозначимыми не только вследствие того, что для их получения применялись плохие модели, но и в связи с тем, что люди, ответственные за принятие решений, не уделяли им достаточного внимания. Иными словами, может сложиться такая ситуация, когда между стадиями прогнозирования и принятия решений связь отсутствует. Даже самый совершенный метод прогнозирования может оказаться бессилен, если прогнозы строятся на информации, не являющейся своевременной, точной и непрерывной, или же если пользователи – люди, ответственные за принятие решений, – не используют эту информацию по ее прямому назначению. Оперируя гидрологическими понятиями, это аналогично такой ситуации: для того чтобы предотвратить наводнения или обеспечить оптимальный режим навигации на реках, недостаточно располагать хорошей наблюдательной сетью. Тем не менее в настоящее время функционируют хорошо зарекомендовавшие себя системы управления режимом водотоков, основанные на достаточно полной информационной базе. Понятно, что цели управления не могут быть достигнуты в случае, если прогноз является запоздалым или неточным.

Традиционно стадии сбора данных, моделирования и управления рассматриваются как отдельные процедуры. Часто моделирование проводилось на основе имеющихся данных, которые могли быть косвенными или иметь второстепенное значение, а управляющие воздействия вырабатывались на основе решений, принимаемых по результатам прогнозных оценок, полученных на такой информационной базе.

Многие теории и модели формулируются на уровне идей. На стадии апробации или оценки этих моделей в каждом конкретном случае на основании анализа имеющихся данных качественного характера или результатов замеров должны быть установлены границы применимости концепций, лежащих в их основе. Нечасто получается так, что эти кон-

цепции являются полностью приемлемыми и, следовательно, можно приступать к сбору необходимой информации. К сожалению, даже в случае если есть основания для того, чтобы предположить справедливость гипотезы, по мере того как начинает поступать фактическая информация, гипотеза может не подтвердиться, и тогда может возникнуть необходимость в выработке компромиссных решений.

С использованием косвенной информации мы сталкиваемся в разнообразных ситуациях. Так, например, такие понятия, как качество окружающей среды, чистота воды, последствия загрязнения, ущерб, наносимый наводнениями или засухами, общий национальный продукт, соотношение выгод с затратами и т. д., можно количественно оценить только некоторым показателем или косвенным параметром (одномерной характеристикой, использующейся при анализе многоцелевых природных систем). В случае если точные данные об исследуемых характеристиках отсутствуют, использование имеющихся косвенных данных может привести к значительным отклонениям прогнозов от реальности. Можно привести такой пример: если некоторый интересующий нас параметр (скажем, расход) не был замерен прямым методом, в качестве замены могут использоваться продолжительные ряды наблюдений за связанным с ним косвенным параметром (например, интенсивностью дождевых осадков).

В гидрологии и гидрогеологии как-то не принято анализировать, до какой степени теории и их интерпретации могут зависеть от наличия или отсутствия того или иного типа информации. Зачастую специалисты руководствуются следующим тезисом: сделать модель как можно более простой и адекватной имеющимся данным без анализа возникающих при этом ограничений, накладываемых на диапазон применимости получаемых оценок параметров и прогнозов. Считается, что значительно больше времени и усилий должно затрачиваться на определение характера информации, которая оказалась бы наиболее полезной для целей обоснования и проверки адекватности модели. Если сложилась ситуация, при которой эта информация не может быть получена, после соответствующего анализа необходимо отобрать косвенную или вторичную информацию и внести соответствующие поправки в теоретические концепции, лежащие в основе модели. В определенном смысле исследователь должен извлечь максимум из той информации, которой он располагает, однако это не освобождает его от необходимости проведения анализа справедливости введенных ограничений и соответствующей модификации его содержательных выводов.

В литературе термины "оценивание" и "прогноз", особенно в контексте регрессионного анализа, используются как синонимы. Однако в

действительности между ними существует значительное отличие логического и содержательного характера. Термин "оценивание" относится к процедуре получения оценок параметров модели на основе использования соответствующих данных наблюдений. Прогнозирование представляет собой процедуру получения оценок переменных, за которыми не велись наблюдения, на основе использования модели с параметрами, значения которых были получены в результате оценивания. То обстоятельство, что семантически близкие термины "оценка" и "прогноз" иногда смешиваются, связано с использованием таких понятий, как "стандартная ошибка прогнозирования" уравнения ргерессии (т. е. стандартная ошибка остатков уравнений регрессии, полученных в результате *оценивания*) и "оценки" (т. е. *прогнозные* значения зависимой переменной уравнения регрессии, не установленные в процессе наблюдений).

Семантически между ними нет различия, однако существует различие, важное с позиции практического статистического анализа. Оно заключается в том, что некоторая модель может быть справедлива для исходных данных, использовавшихся для ее оценивания, и несправедлива для данных, которые для оценивания не применялись. В первом случае адекватность модели достаточно просто оценивается статистически, во втором при получении подобных оценок в лучшем случае можно полагаться на здравый смысл. Возможна такая неблагоприятная ситуация: в случае когда данные фактических наблюдений имеют не очень высокое качество, модель, которая с позиции некоторых разумных критериев с очень высокой точностью аппроксимирует ряд наблюдений, в действительности может оказаться совершенно непригодной для прогнозирования переменных, по которым отсутствует фактическая информация.

Интуитивно ясно и математически показано, что размеры области опробования и достоверность (выражаемая, в частности, дисперсией) оценок, основанная на информации, получаемой в этой области, связаны прямо пропорциональной зависимостью. Иными словами, чем больше размеры области опробования, тем более достоверной (обладающей меньшей дисперсией) является оценка параметра, основанная на информации, к ней относящейся. Напомним, однако, что понятия достоверности и справедливости модели не являются тождественными и не подразумевают друг друга. Иначе говоря, увеличение размеров области опробования, на котором строятся оценки, не обязательно приводит к повышению точности прогнозных оценок; это вызывает лишь снижение стандартной погрешности. Эти позиции часто упускаются из виду при планировании и проектировании систем управления водными ресурсами, т. е. в области, где обычно придерживаются той точки зрения, что нужно получать как можно больше информации независимо от ее качества.

Таким образом, с одной стороны, достоверное оценивание параметров модели не может быть выполнено на основе информации, получаемой в небольшой по размерам области опробования. Но с другой стороны, большие размеры области опробования не гарантируют высокую точность прогнозов. Существенным моментом такого подхода является анализ пригодности исходных данных для оценивания параметров модели. Если исходные данные годятся для решения иных задач, то, как будет показано ниже, точность прогнозных оценок будет зависеть от размеров области опробования. Для большинства моделей в рамках заложенных в них предпосылок точность оценок параметров и прогнозов (стандартная погрешность оценки) может быть подсчитана. Точность оценок должна подсчитываться во всех случаях, где это возможно, и должна приводиться во всех отчетах, касающихся результатов оценивания параметров модели.

Эти традиционные представления, безусловно, важны, однако они не в полной мере перекрывают проблему интеграции этапов сбора данных, моделирования и принятия решений в контексте задач управления водными ресурсами. Необходим более систематический анализ. В свете этого требования прежде, чем приступить к созданию достаточно полной системы управления водными ресурсами, необходимо ответить на следующие вопросы [23] :

1) Какова цель контроля (управления), строящегося на базе прогнозов? Каковы доступные средства контроля данной системы, т. е. в какой степени данной системой водных ресурсов можно управлять с помощью имеющихся средств?

2) С какой частотой проводились наблюдения (сбор данных) и на какие моменты времени должны быть получены прогнозные оценки? [Согласно общепринятым методикам, интервал времени, через который проводятся наблюдения, варьирует от 10 мин (в системах дистанционных наблюдений за паводками в пределах небольших водоразделов) до двух недель (при наблюдениях за уровнями подземных вод).] Если моделируются более продолжительные интервалы времени, могут использоваться средние значения параметров. Заблаговременность прогнозов выражается количеством необходимых интервалов наблюдений: прогнозные оценки могут быть получены на 1, 2, . . . , n временны́х шагов.

3) Кто является потенциальным пользователем прогнозов и в каком виде они должны быть представлены (например, в виде машинных файлов, которые могут быть переданы любому возможному пользователю по телефону или телексу)?

4) Какой характер имеют входные переменные прогнозной модели (от этого зависит, на какой физической основе может базироваться прог-



Рис. 16.1. Система "информация – отклик".

нозная модель и какого рода переменные должны определяться в процессе наблюдений для того, чтобы обеспечить действенность модели)? По каким из этих переменных имеется информация, а в случае если существует необходимость в калибровке модели, какой продолжительности должны быть ряды наблюдений (возможные варианты – от 10 до 100 лет) и какую продолжительность они имеют на самом деле?

На эти вопросы удовлетворительные ответы должны быть даны до создания системы управления, которая работала бы надежно и основывалась на информации, содержащейся в исходных данных и прогнозах. На рис. 16.1 изображена схема работы системы "информация – отклик". В информационную подсистему могут входить данные прогнозных оценок и экстраполяции паводков; тогда подсистеме отклика может соответствовать реакция территорий, которым угрожает опасность наводнений. Если такая система носит описательный характер, она используется для прогнозирования ожидаемых убытков. Такие прогнозы базируются на результатах количественных прогнозных расчетов и соответствующей реакции системы управления. В большинстве же случаев системы "информация – отклик" предназначены для сравнительного анализа альтернативных значений гидрологических или гидрогеологических параметров и управляющих воздействий и выявления тех из них, которые в течение продолжительного времени будут обеспечивать минимальные значения функции потерь.

В процессе моделирования должно учитываться множество характеристик природной системы [23]. Функция потерь, рассчитанная в системе "информация – отклик", зависит от неуправляемых гидрологических или гидрогеологических переменных и управляемых переменных, в качестве которых могут выступать рабочие параметры системы управления или целевые функции, имеющие количественное выражение. Должны быть выявлены связи между прогнозными переменными, управляемыми переменными и внешними факторами, оказывающими на них влияние. Поскольку значения неуправляемых переменных, которые они будут иметь в будущем, неизвестны, эффективность работы системы управления зависит от того, насколько справедливыми окажутся предположения относительно тенденций изменения внешних факторов. Различные элементы показанной на рис. 16.1

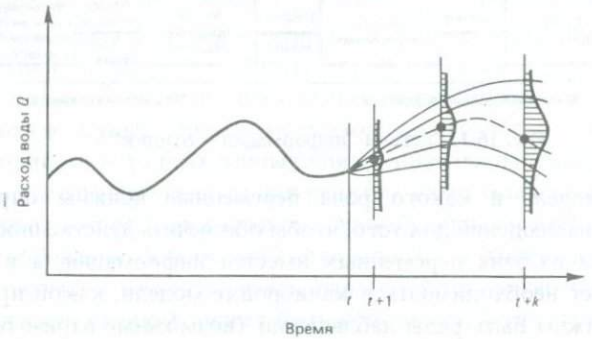


Рис. 16.2. Распространение во времени ошибок прогнозирования.

системы управления и различные способы ее функционирования требуют получения информации различного характера.

Затрагивая вопросы, связанные с прогнозами, получаемыми на гидрологических и гидрогеологических моделях, нельзя забывать о том, что временны́е ряды включают в себя массу неопределенностей, обусловленных различными причинами, в частности погрешностями измерений, погрешностями моделирования и т. д. Следовательно, точные прогнозы не могут быть получены даже с помощью самого лучшего алгоритма. В случае если известно распределение неопределенностей, можно получить лишь "наиболее вероятные" прогнозы, справедливые в рамках некоторого заданного интервала вероятности того, что прогнозные оценки переменных попадут именно в этот интервал. Это означает, что прогноз есть не что иное, как распределение вероятностей прогнозных оценок переменных для прогноза заданной заблаговременности. На рис. 16.2 показана графическая интерпретация этого положения. Точные значения некоторой гидрологической или гидрогеологической характеристики (в данном случае расхода) известны вплоть до момента времени t_o. Начиная с этого момента нужно получить прогнозные оценки на несколько шагов вперед $(1,2, \ldots, k)$. Как видно из рис. 16.2, неопределенность прогнозов возрастает с увеличением их заблаговременности. Следовательно, наиболее правильным приемом представления прогнозов является приведение прогнозных значений переменных с указанием вероятности их встречаемости. На рисунке для каждого прогнозного значения дана полная функция плотности вероятности его встречаемости. То, что мы называем прогнозным значением, представляет собой наиболее вероятное значение переменной в пределах данного распределения вероятностей, а величина отклонения от этого наиболее вероятного значения может выражать-

ся через вероятность или доверительный интервал. Это в равной мере относится к прогнозным моделям, не содержащим стохастических элементов, например к гидрогеологическим моделям[1].

Основная проблема, возникающая при общении специалиста, выдающего прогноз, с лицами, принимающими решения, заключается в том, что последние хотели бы иметь единственную, точную прогнозную оценку без каких-либо вероятностных оттенков. Любой специалист, утверждающий, что он получил такую оценку, в большинстве случаев не рассматривал весь прогнозный период в целом.

Субъективные прогнозы, или, иными словами, прогнозы, основанные на здравом смысле, также влекут за собой массу неопределенностей даже в том случае, если они получены самыми опытными специалистами, хорошо знающими природный объект. Несомненно, математическая модель есть не что иное, как математическая формализация опыта гидролога (или гидрогеолога), однако содержит больше количественной информации об исследуемом предмете. В большинстве случаев наилучшие результаты получаются при условии, когда модельные прогнозы уточняются на основании здравого смысла. Если для прогнозирования используется несколько различных моделей, для объединения получаемых на них прогнозных решений используется алгоритм взвешивания или метод выборочных оценок Байеса. Это объединение осуществляется в блоке "получение информации", показанном на рис. 16.1.

В работе [23] отмечалось, что субъективные суждения могут оказаться полезными в двух случаях: 1) при оценке значений параметров, использующихся в информационной (прогнозной) модели и 2) при уточнении информации, получаемой на прогнозной модели. Во втором случае необходимо контролировать прогнозы с тем, чтобы гарантировать, что субъективные суждения не будут фетишизированы, поскольку они могут привести к менее точным результатам, чем модельные прогнозы.

16.3. Система "информация – отклик". В этом разделе нами рассматривается подход, отличающийся от вышеизложенного. Его следует рассматривать как экстраполяцию методов априорного анализа на статистическую теорию принятия решений [37, 5], позволяющую анализировать условия, при которых принимаемые решения не являются

[1] В этом отношении нельзя согласиться с авторами, поскольку среди гидрогеологических моделей есть и такие, которые включают стохастические элементы. – *Прим. перев.*

оптимальными. Фундаментальной концепцией этого подхода является представление о системе "информация – отклик", которая количественно *связывает исходные данные, информацию, приемы принятия решений и работу* получающейся в итоге системы управления водными ресурсами. Количественные показатели функционирования таких систем и связанные с ними критерии эффективности впервые были предложены в работе [40] применительно к оценке характеристик систем "прогнозирование паводков – отклик", а впоследствии обобщены в работе [9].

Проектирование и функционирование систем управления водными ресурсами во многих случаях могут проводиться на более высоком уровне за счет получения дополнительных данных или более полного использования уже имеющихся. Однако существуют примеры того, что получение и использование дополнительных данных приносят мизерную пользу или приводят к обратному результату [32, 35].

Ключом к анализу подобных очевидных аномалий служит совместное исследование процесса получения фактических данных и способа использования этих данных в процессе проектирования и функционирования систем управления. Предыдущие исследования, касающиеся цены гидрологических и гидрогеологических данных и их вероятностных характеристик [10, 11], проводились в рамках байесовской теории принятия решений. Согласно такому подходу, принимается, что имеющиеся исходные данные используются наилучшим образом. Иными словами, на основании этих данных и с учетом конечных целей проектирования принимаются оптимальные проектные решения и решения, относящиеся к управлению уже функционирующими системами. Как было показано, ценность дополнительной информации определяется предполагаемым дополнительным изменением выигрыша или убытков. Если стоимость получаемой информации равна нулю, а решения, принимаемые на основе этой информации, являются оптимальными, то ценность исходных данных всегда неотрицательна, а в большинстве случаев даже положительна. Исключением из этого правила является ситуация, когда вследствие особенностей структуры модели дополнительно получаемые данные не могут повысить точность модельных прогнозов. В случае если модель представлена линейными уравнениями регрессии, появление новых переменных вследствие специфики поведения модели в процессе расчетов может привести к возникновению проблемы устойчивости расчетных прогнозных оценок в целом: дополнительная информация, появляющаяся в результате введения новых переменных, имеет меньшую значимость, чем помехи, связанные с увеличением количества параметров модели. Вследствие этого оценки параметров будут неустойчивыми и будут вызывать большую неопределенность прогнозов.

Зачастую решения, принимаемые на основе исходных гидрологических или гидрогеологических данных, являются неоптимальными. Это связано, в частности, с несовершенством методик, управляющих использованием исходных данных, недостатком информации, необходимой для принятия оптимальных решений, или даже с недостаточной заинтересованностью в получении оптимальных решений.

16.3.1. Модель системы "информация – отклик". В качестве количественной оценки рабочих характеристик систем управления водными ресурсами часто используется возрастание прибыли. Переменные, сказывающиеся на рабочих характеристиках системы управления, могут быть управляемыми и неуправляемыми. Управляемые переменные или переменные, поддающиеся изменению под воздействием принимаемых решений, определяют функционирование уже существующей системы использования водных ресурсов. Неуправляемые переменные или состояния природного объекта определяют фактические характеристики системы управления в рамках выбранной ее структуры и характера функционирования. Исходные данные используются для получения информации о состояниях природного объекта. Реакция на эту информацию лица, принимающего решение, заключается в выборе значений управляемых переменных. Этот выбор, а также значения переменных, описывающих состояние природного объекта, определяют эффективность системы управления. Полный процесс получения информации и принятия решений в ответ на эту информацию рассматривается как система "информация – отклик".

Системный подход к управлению водными ресурсами предполагает следующие пять элементов, составляющих систему "информация – отклик": 1) сбор данных, 2) модельные прогнозы, 3) получение информации (прогнозирование значений гидрологических или гидрогеологических переменных и характеристик смежных систем с учетом интуитивных оценок), 4) принятие решений, 5) собственно функционирование системы управления. Первые три элемента образуют информационную подсистему, а последние два – подсистему отклика. В информационной подсистеме проводится сбор фактических данных; эти данные трансформируются (через прогнозы) в информацию, которая поступает в подсистему отклика. Для выработки реакции на эту информацию в подсистеме отклика применяется тот или иной прием принятия решений. В соответствии с принятым решением управляемым переменным приписываются значения, определяющие функционирование системы водных ресурсов. Вместе со значениями, описывающими состояния природного объекта, управляющие воздействия предопределяют ожидаемые размеры убытков или прибыли.

Для того чтобы формализовать систему "информация – отклик", введем следующие обозначения: I (случайная переменная) – информация, генерируемая информационной подсистемой, скажем площадная интенсивность атмосферных осадков; $H_I(i \mid \theta)$ – функция распределения вероятностей I, где θ – состояние природного объекта. Неполнота знаний о состоянии природного объекта описывается распределением вероятностей $p(\theta)$. Реакция на поступающую информацию, формирующаяся в подсистеме отклика, задается функцией, называемой решающей функцией $d(I)$. Считается, что данная система управления приводит к потерям $l(d(I), \theta)$ в том случае, если решающая функция $d(I)$ (реакция в подсистеме отклика) реализована, а состояние природного объекта сохраняет прежнее значение θ. Распределение H_I задается в связи с необходимостью учета неполноты информации, получаемой в информационной подсистеме. Решающая функция зависит от информации I.

Для данной решающей функции d ожидаемые убытки или риск при ее реализации составляют

$$R(I,d) = R[H_I(\cdot), d] = \iint l(d(i),\theta)\,\mathrm{d}H_I(i \mid \theta)\,p(\theta)\,\mathrm{d}\theta. \qquad (16.1)$$

Оптимальная решающая функция d^* минимизирует этот риск и называется решающей функцией Байеса. Риск по Байесу $R(I, d^*)$, соответствующий оптимальной решающей функции, определяется информацией I. В следующем параграфе показано, каким образом этот риск может быть уменьшен при условии, что информация является полной.

16.3.2. Риск в условиях полной информации. Информация считается полной I^* в том случае, если существует единственное состояние природного объекта, соответствующее каждой реализации информации I. Формально информация определяется как полная, если существует такая функция $\phi(i)$, что при $H_I(i \mid \theta) \neq 0$

$$\theta = \phi(i).$$

Риск, соответствующий полной информации $R(I^*, d)$ рассчитывается обычным образом согласно уравнению (16.1). Если функция ϕ имеет обратную функцию, расчет риска в условиях полной информации можно упростить:

$$R(I^*, d) = \int l(d(\phi^{-1}(\theta)),\theta)\,p(\theta)\,\mathrm{d}\theta. \qquad (16.2)$$

В этом случае риск является простым функционалом решающей функции; снижение риска может быть достигнуто за счет использования оптимальной решающей функции:

$$R(I, d^*) = \min_{d(i)} \iint l(d(i),\theta)\,\mathrm{d}H_{I^*}(i \mid \theta)\,p(\theta)\,\mathrm{d}\theta. \qquad (16.3)$$

Поскольку полнота информации подразумевает знание состояний θ, оптимальным откликом на полную информацию является такой отклик, который минимизирует потери, соответствующие заданному состоянию θ. Таким образом, в условиях оптимальной решающей функции и полной информации риск можно рассчитать как

$$R(I^*, d^*) = \int \min_{a \in A} l(a, \theta) p(\theta)\, \mathrm{d}\theta, \qquad (16.4)$$

где A – множество воздействий или решений $\{a\}$ для данного θ.

На основании уравнений (16.3) и (16.4) оптимальная решающая функция, соответствующая полной информации, может быть определена следующим образом:

$$d^*(i^*) = b, \quad \text{где} \quad l(b, \phi(i^*)) = \min_a l(a, \phi(i^*)), \qquad (16.5)$$

а i^* есть реализация I^*.

16.3.3. Критерии эффективности. Оценивая эффективность системы "информация – отклик", рассмотрим два различных типа условий, в которых работает каждая из подсистем, составляющих эту систему. Выходом из информационной подсистемы может служить либо полная информация, либо фактически имеющаяся информация (как правило, неполная); в соответствии с этим поведение подсистемы отклика можно расценивать как оптимальное или как фактически наблюдающееся (обычно неоптимальное). Эти условия, как показано в табл. 16.1, определяют четыре способа функционирования системы "информация – отклик". Каждому из этих способов соответствует своя величина ожидаемых убытков или риска R. В качестве эталонного значения для сопоставления убытков, возникающих в различных ситуациях, принимается риск, возникающий при отсутствии реакции подсистемы отклика на поступающую информацию R^0. Понятие "отсутствие реакции" может соответствовать нулевой реакции или реакции, которая могла бы возникнуть и без поступления информации из информационной подсистемы.

Анализ системы "информация – отклик" включает оценку вектора рабочих характеристик системы и вектора эффективности. Элементы вектора рабочих характеристик представлены четырьмя "величинами".

Потенциальная характеристика (PV) системы "информация–отклик" определяется как разность между риском, возникающим при отсутствии реакции на поступающую информацию, и риском, возникающим в условиях полной информации и оптимального отклика:

$PV = R^0 - R(I^*, d^*)$.

Потенциально реализуемая характеристика (RV) системы "информация – отклик" представляет собой разность между риском, возни-

Таблица 16.1. Ожидаемые значения риска для четырех способов функционирования системы "информация – отклик"

Информационная подсистема	Подсистема отклика: Оптимальный отклик d^*	Подсистема отклика: Неоптимальный отклик d
Полная информация I^*	$R(I^*, d^*)$	$R(I^*, d)$
Неполная информация I	$R(I, d^*)$	$R(I, d)$

кающим при отсутствии реакции на поступающую информацию, и риском, возникающим в условиях полной информации и фактически наблюдающегося отклика: $RV = R^0 - R(I^*, d)$.

Оптимальная характеристика (OV) системы "информация – отклик" определяется как разность между риском при отсутствии реакции на поступающую информацию и риском, возникающим в условиях фактически имеющейся информации и оптимального отклика: $OV = R^0 - R(I, d^*)$.

Фактическая характеристика (AV) системы "информация – отклик" представляет собой разницу между риском при отсутствии реакции на поступающую информацию и риском, возникающим в условиях фактически имеющейся информации и фактически наблюдающегося отклика: $AV = R^0 - R(I, d)$.

Согласно терминологии Байеса [37], разница между потенциальной PV и оптимальной характеристикой OV представляет собой ожидаемые возможные убытки:

$$XOL = PV - OV = R(I, d^*) - R(I^*, d^*). \tag{16.6}$$

Если отклик не является оптимальным, ожидаемые реально возможные убытки могут определяться как

$$XAOL = PV - AV = R(I, d) - R(I^*, d^*). \tag{16.7}$$

Из сопоставления уравнений (16.6) и (16.7) видно, что $XAOL \geqslant XOL$.

Вектор эффективности состоит из трех элементов: эффективности информации IE, эффективности отклика RE и общей эффективности OE:

$$\begin{aligned} IE &= OV/PV, \\ RE &= AV/OV, \\ OE &= AV/PV = IE \cdot RE. \end{aligned} \tag{16.8}$$

На интуитивном уровне эффективность информации IE представляет собой показатель того, насколько хорошо информационная подсистема учитывает запросы подсистемы отклика, а эффективность отклика RE является показателем того, в какой мере подсистема отклика использует информацию, получаемую из информационной подсистемы.

Если фактически получаемая информация I приближается к полной информации I^* (что может иметь место, например, в результате увеличения размеров области опробования), то $AV \to RV$ и $OV \to PV$; следовательно, $XOL \to 0$. Кроме того, при этом условии $IE \to 1$ и $RE \to RV/PV$. Это означает, что эффективность информации IE достигает своего максимального значения, а эффективность отклика стремится к RV/PV. Поскольку $AV \to RV$, $XAOL$ не приближается к нулю, а, напротив, в действительности может возрастать. Любое дальнейшее повышение эффективности отклика RE и снижение $XAOL$ может быть достигнуто только за счет повышения адекватности реакции на поступающую информацию. Если такое уточнение осуществляется в правильном направлении, т. е. таким образом, что $d \to d^*$, то $RV \to PV$; следовательно, $XAOL \to 0$ и $RE \to 1$.

Вектор эффективности является хорошим эталоном для сравнительного анализа параметров различных систем управления. Вектор рабочих характеристик нужен для оценки альтернативных возможностей внутри системы и анализа параметров различных ее модификаций по критерию "затраты – выгоды".

16.4. Управление речным стоком с использованием гидрологических прогнозов. Управление речным стоком проводится главным образом с двумя целями: для предотвращения наводнений и регулирования режима водотока (с целью управления системами водоснабжения, навигации и т. д.). Кроме того, могут ставиться задачи восстановления и улучшения качества поверхностных вод. То, в какой мере решаются все эти задачи, может иметь большое значение для экономики. Лица, ответственные за выработку политики водопользования, сталкиваются с большими трудностями в процессе принятия решений относительно распределения водных ресурсов между различными пользователями в периоды меженного стока и, если это вообще возможно, даже с еще большими трудностями в случае наводнений. Правильная политика должна основываться лишь на достоверной, включающей самые последние данные информационной базе, что в свою очередь подразумевает создание хороших сетей сбора данных и получение надежных гидрологических прогнозов.

В случае нехватки воды реакция на получаемую информацию может строиться на основе предварительно намеченной системы приоритетов, которыми обладают различные группы водопользователей. При

этом необходимо заботиться о жизни животных. Необходимо поддерживать и условия судоходства на реках. Экономическая значимость сельскохозяйственного и промышленного водоснабжения определяется каждой конкретной ситуацией.

Основной вопрос, возникающий в период наводнений, заключается в том, достигает уровень воды гребня плотины или нет. Если он приближается к гребню, необходимо создавать "песчаные мешки", вбирающие в себя воду и тем самым предотвращающие насыщение тела плотины и ее прорыв. Если же и после этого уровень продолжает подниматься, ставится вопрос об эвакуации населения из опасного района. Управление речными паводками не ограничивается лишь реализацией возможностей постоянных водохранилищ. В случае если они целиком заполнены, а наводнение все еще сохраняется, в качестве меры, предупреждающей дальнейшее увеличение площади затопленных территорий, могут быть открыты шлюзы в теле плотины [22]. Однако, поскольку это может привести к затоплению сельскохозяйственных угодий, для оценки возникающих убытков и положительных сторон, связанных с этим, необходим анализ по критерию "затраты – выгоды" или, что еще лучше, многоцелевой анализ. По опыту авторов, анализ подобного рода проводится после открывания шлюзов для того, чтобы продемонстрировать, что реальной необходимости в затоплении сельскохозяйственных земель не было.

16.4.1. Критерии достоверности прогнозов. Достоверность прогнозов – понятие относительное: прогнозы могут считаться достоверными или недостоверными лишь в сравнении с другими типами прогнозов. Вместе с тем существует несколько простых способов статистической оценки достоверности прогнозов, рассмотренных в работе [33].

Следуя напрашивающемуся определению, погрешность прогнозирования представляет собой разницу между замеренными и прогнозными значениями:

$$\epsilon(t,k) = y(t) - \hat{y}(t,k),$$
$$\epsilon(t) \quad = y(t) - \hat{y}(t,\ t-k), \tag{16.9}$$

где $y(t)$ – гидрологическая переменная, замеренная в момент времени t, $\hat{y}(t,\ k)$ – прогнозное значение гидрологической переменной на момент времени t, полученное по информации, имеющейся в момент времени k, $\epsilon(t,\ k)$ – погрешность прогнозирования в момент времени t для прогноза, полученного по информации, имеющейся на момент времени k.

К числу простых оценок погрешности относятся:

1) максимальная погрешность за рассматриваемый период времени;

2) стандартное отклонение или дисперсия погрешности прогнозирования для рассматриваемого периода времени;

3) простое нанесение на ось времени замеренных и прогнозных значений с последующим визуальным анализом.

Относительно объективными в числе иных оценок достоверности можно считать:

4) коэффициент корреляции

$$R = \sqrt{1 - \left(\frac{\sigma_\epsilon}{\sigma_y}\right)^2}, \qquad (16.10)$$

где σ_ϵ – стандартное отклонение погрешности прогнозирования, σ_y – стандартное отклонение замеренных значений рассматриваемой переменной y;

5) коэффициент эффективности

$$\eta = \sqrt{1 - \left(\frac{\sigma_\epsilon}{\sigma_k}\right)^2}, \qquad (16.11)$$

где σ_k – стандартное отклонение "инерционного прогноза" значений рассматриваемой переменной на момент времени k, k – заблаговременность прогноза; т. е., согласно определению,

$$\sigma_k = \sqrt{\frac{1}{t}\sum_{i=1}^{t}(\Delta y_i - \Delta\bar{y})^2},$$

где

$$\Delta y_i = y(i+k) - y(i) \qquad \text{и} \qquad \Delta\bar{y} = \frac{1}{t}\sum_{i=1}^{t}\Delta y_i.$$

Такие "инерционные прогнозы" по сути дела представляют собой самый простой из возможных способов прогнозирования, особенно если предположить, что прогнозная переменная через k шагов по времени будет иметь то же значение, что и в момент получения прогнозного решения. На практике во многих случаях подобная предпосылка не так уж неправомерна. Анализ коэффициента эффективности свидетельствует о том, что все же намного лучше пользоваться не инерционными прогнозами, а специально разработанными прогнозными алгоритмами.

Коэффициент корреляции R представляет собой функцию отношения дисперсии погрешностей прогнозирования к дисперсии значений рассматриваемой переменной. Коэффициент эффективности η, являющийся функцией отношения дисперсии погрешности прогнозирования к дисперсии значений рассматриваемой переменной в момент времени k, является очень строгим критерием качества прогнозов: очень точными считаются прогнозы с $\eta \geqslant 0{,}86$, приемлемыми – прогнозы с $0{,}6 \leqslant \eta \leqslant$

$\leqslant 0{,}86$. При $\eta = 0{,}5$ прогнозы ничем не отличаются от инерционных прогнозов. Коэффициент корреляции, по всей видимости, является значительно более неопределенным критерием и может рассматриваться только в качестве "первого приближения" в случае расходящейся последовательности значений коэффициента эффективности. Эта расходимость может объясняться причинами частного характера (например, неустойчивостью численных решений) и более серьезными факторами, когда расходимость параметров модели требует прямого вмешательства в процесс вычислений. Для того чтобы контролировать ход прогнозных вычислений, рекомендуется в обязательном порядке использовать критерии достоверности прогнозов.

16.4.2. Пример оперативных гидрологических прогнозов: речная сеть Венгрии. Сотрудниками Национальной службы гидрологического прогнозирования Венгрии (НСГПВ) были получены гидрологические прогнозы для части бассейна реки Дунай, расположенной на территории страны.

НСГПВ функционирует в тесном контакте с организацией, ответственной за выработку решений в области политики водопользования, – Национальным управлением по использованию водных ресурсов Венгрии. В период паводков эта связь осуществляется в управляемом режиме: налаживается непрерывный контакт между подсистемой, поставляющей информацию, и подсистемой отклика.

В течение всего периода паводка осуществляется моделирование процесса стока. Для этой цели в рамках НСГПВ используются две прогнозные модели. Порядок действий схематически изображен на рис. 16.3. В двух левых верхних прямоугольниках показаны модели, применяющиеся для прогнозирования. Одна из них является чисто вероятностной. Вторая относится к разряду детерминированных моделей, но включает статистическую подмодель, предназначенную для оценки коррелирующихся последовательностей значений остаточных погрешностей. Обе модели ежесуточно уточняются в соответствии с вновь поступающей информацией. Тем самым реализуется система гидрологического прогнозирования в реальном времени.

Стохастическая модель представляет собой самонастраивающуюся систему с упреждением, основанную на использовании линейных фильтров [4]. Детерминированная модель состоит из серии отдельных линейных резервуаров (в понимании Наша [41]). За ними следует байесовская самообучающаяся модель, объединяющая полученные прогнозные решения [3]. Затем с привлечением неформальных соображений проводится корректировка прогнозов; она основывается на учете ограничений, накладываемых на систему управления, и политических аспектов,



Рис. 16.3. Организационная структура системы управления поверхностными водами Венгрии.

определяемых Национальным управлением по использованию водных ресурсов Венгрии. Отметим, что в отличие от других стран в рассматриваемой системе управления эта обратная связь срабатывает формальным образом.

16.4.3. Апробация системы управления и полученные результаты. Была составлена программа, работающая по байесовскому алгоритму отбора. Эта программа применялась для автоматического выбора модели при решении задачи прогнозирования стока реки Дунай [3]. В результате экспериментальной проверки алгоритма было показано, что он является оптимальным средством выбора модели, проводящегося до получения прогнозных решений, скорректированных с учетом ограничений (см. рис. 16.3). Алгоритм может повысить коэффициент эффективности прогнозов, получаемых на стохастической и детерминированной моделях, с 0,95 (среднего значения коэффициента эффективности каждой из этих двух моделей при времени упреждения, равном одним суткам) до 0,98, что соответствует снижению отклонения стандартной погрешности прогнозирования на 50%. В случае если время упреждения составляет 2–3 сут, байесовский алгоритм взвешивания снижает среднюю (квадратичную) погрешность прогнозирования на 50%.

Прогнозы такого рода составляют хорошую основу для получения информации относительно ожидаемого поведения гидрологической сис-

темы. На базе этой информации человек, принимающий решение, получает возможность минимизации риска последствий управляющих воздействий.

16.5. Управление подземными водами. Выше нами на реальном объекте рассматривался пример системы "информация – отклик", предназначенной для прогнозирования речного стока. Рассмотрим некоторые другие модели и системы отклика, которые могут расцениваться как системы "информация – отклик". Модели управления подземными водами [17] подразделяются на два типа: гидравлические модели управления подземными водами и модели политики подсчета и распределения ресурсов подземных вод. В моделях первого типа решающие переменные по природе являются гидравлическими, в частности интенсивность водоотбора, в то время как решающие переменные, входящие в модели второго типа, отражают политические аспекты водопользования. В качестве таких переменных могут выступать, например, цена и распределение воды. В большинстве случаев решающие переменные отыскиваются расчетными методами; при этом гидрогеологическая информация выступает в качестве ограничений, накладываемых на эти переменные. Связь между ними является вполне определенной. Решения, принимаемые в отношении политики водопользования, носят описательный характер; они базируются на гидрогеологической информации, получаемой в результате моделирования. Связь между информационной подсистемой и подсистемой отклика не является столь жестко фиксированной, однако безусловно существует. С системами "информация – отклик" связано функционирование трех групп людей, занимающихся сбором натурных данных, применением гидрогеологических моделей и принятием решений. Проблемы, связанные с взаимодействием этих групп, для задач управления подземными и поверхностными водами во многом совпадают.

16.5.1. Модель природной системы. Для воспроизведения процессов водообмена и управления водоносным горизонтом могут использоваться непрерывные и дискретные модели природного объекта [6, 42]. Рассмотрим модель второго типа, подобную той, которая приведена в работе [24]. Параметрами этой модели являются $X(t)$, $S(t)$, $F(\cdot)$, $Z(t)$, $G(\cdot)$, где $t = 0, 1, 2, \ldots$. Эти параметры соответственно обозначают:

1) $X(t)$ – вектор входных сигналов. Элементы этого вектора могут быть неуправляемыми (интенсивность дождя и просачивания, содержание трития) и управляемыми (интенсивность водоотбора и искусственного восполнения, скорость подачи трассера в водоносный горизонт). Согласно определению, решающие переменные являются управляемыми.

2) $S(t)$ – вектор состояний системы, включающий значения уровней подземных вод, объемов, температур, распределения растворенных химических веществ или трассеров, коэффициентов водоотдачи и водопроводимости, а в закарстованных водоносных горизонтах объемов пустот и каналов.

3) $F(\cdot)$ – функция изменения состояния системы или функция системы. С помощью этой функции состояние системы на момент времени $(t + 1)$ рассчитывается по известным на момент времени t состоянию системы $S(t)$ и входным сигналам $X(t)$:

$$S(t+1) = F(S(t), X(t)). \qquad (16.12)$$

Функция $F(\cdot)$ обеспечивает моделирование связи, существующей между элементами природной системы. В непрерывном аналоге этого уравнения $S(t + 1)$ заменяется $ds(t)/dt$.

4) $Z(t)$ – вектор выходных сигналов, который может выступать просто в качестве элемента вектора состояний (пьезометрические уровни), экономического критерия (затраты, выгоды), связанного с использованием водных ресурсов, или иного критерия управления (например, риск). В общем случае Z можно представить как вектор критериев (или показателей) рабочих характеристик системы управления [24, 13].

5) G – некоторая функция, с помощью которой по известным на момент времени t векторам $X(t)$ и $S(t)$ рассчитывается вектор выходных сигналов:

$$Z(t) = G(X(t), X(t)). \qquad (16.13)$$

Вектор выходных сигналов $Z(t)$ может быть представлен теми же элементами, что и вектор состояний, или некоторыми из них. Отметим, что первых трех элементов этой модели, а именно $X(t)$, $S(t)$ и $F(\cdot)$, достаточно для динамического описания рассматриваемой физической системы. Если абстрагироваться от разницы между дискретным и непрерывным временем, физическая система может быть представлена моделью линейной регрессии между интенсивностью дождя и гидравлическими напорами (или интенсивностью осадков и расходом источников) [27], нелинейной регрессионной моделью [7], различными моделями, основанными на анализе временных рядов [25, 36], концептуальными моделями [12], моделями конечных состояний, основанными на методе смешанных элементов [39], или стохастическими моделями [14, 26, 8]. Выходные сигналы в каждой из этих моделей легко определяются, поскольку некоторый выходной сигнал идентичен соответствующему компоненту вектора состояний, например расходу или напору в данной узловой точке. Однако, в случае если критерии управления, скажем эконо-

мические критерии, задаются в графическом представлении, вектор выходных сигналов Z и функция $G(\cdot)$ должны рассчитываться (см., например, работу [15]).

16.5.2. Модель управления. Модель управления предназначена для отыскания множества или последовательности управляемых входных сигналов $X(t)$ $(t = 1,2,\ldots)$, которая оптимизировала бы выходные сигналы $Z(t)$ или некоторое их сочетание при принятой системе ограничений, учитывающих физические возможности и функции, описывающие изменение состояний системы и выходные сигналы. Функции последнего типа, как подчеркивалось в работах [29, 30], могут рассматриваться как средство для оценки реакции гидрогеологических параметров водоносных систем на региональный водоотбор или восполнение запасов. Функция $F(\cdot)$ состоит из уравнений фильтрации в частных производных и уравнений, описывающих граничные и начальные условия. Маддоком [30] выделяются четыре типа моделей фильтрации подземных вод, обозначенных буквами от *а* до *г* (табл. 16.2). Так, например, модели, относящиеся к типу *а*, описываются двумерным уравнением следующего вида:

$$\frac{\partial}{\partial x}\left(T\frac{\partial s}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(T\frac{\partial s}{\partial y}\right)=S\frac{\partial s}{\partial t}-\sum_{j=1}^{J}Q(j,t)\delta(\hat{x}-\hat{x}(j)), \quad (16.14)$$

где T – водопроводимость, S – коэффициент водоотдачи, H_0, h – соответственно начальные и мгновенные значения уровней, $s = H_0 - h$ – понижение, $Q(j, t)$ – водоотбор из j-й скважины $(j = 1, \ldots, J)$ в момент времени t, $\delta(\hat{x} - \hat{x}(j))$ – дельта-функция Дирака, сводящая реальные скважины к точечным стокам. Граничные условия на участках Γ и Γ', совпадающих с границей рассматриваемой области, задаются как

$$s(\Gamma) = 0 \quad \text{или} \quad \frac{\partial s}{\partial \eta}(\Gamma') = 0.$$

Таблица 16.2

Водоносный горизонт	Режим фильтрации	
	неустановившийся	установившийся
Напорный	*а*	*б*
Безнапорный	*в*	*г*

Г и Г′ могут совпадать и не совпадать между собой. Начальные условия задаются как

$$s(t)\Big|_{t=0} = 0 \quad \text{(в соответствии с приведенным определением } s\text{)}.$$

В работе [30] принимается, что водозаборные скважины являются совершенными. В случае несовершенной скважины может возникнуть необходимость в модификации модели (см., например, работу [18]). В предыдущем разделе входные сигналы рассматривались как стохастические [26]. В моделях же управления обычно задаются детерминированные входы, например некоторая последовательность кусочно-постоянных значений водоотбора, заданных на дискретные периоды времени n =1, 2, ..., n:

$$Q(j, N) = \sum_{n=1}^{N} q(j, n) I(n), \tag{16.15}$$

где $q(j, n)$ – водоотбор из j-й скважины в течение n-го периода времени, $I(n)$ – процент водоотбора в течение этого же периода времени.

16.5.3. Примеры моделей управления. Следуя Маддоку [30], рассмотрим в качестве примера три задачи, соответствующие различным типам проблем управления подземными водами.

а) Минимизация затрат на отбор подземных вод на существующем водозаборе. В такой постановке целевая функция, по существу, отражает затраты энергии, осуществляющиеся на протяжении N промежутков времени:

$$\min \quad Z = \sum_{j=1}^{J} \sum_{n=1}^{N} \alpha^n c(j) Q(j, n) [s(j, n) - L(j)], \tag{16.16}$$

где $c(j)$ – единичные затраты, идущие на то, чтобы поднять воду в скважине на один метр, $s(j, n)$ – понижение уровня на конец n-го промежутка времени, $L(j)$ – начальная высота водного столба в j-й скважине, α – коэффициент дисконтирования ($\alpha < 1$).

В качестве ограничений выступают:

а) перспективная водопотребность;

б) технические характеристики водозаборной скважины, которые не могут быть превышены;

в) величина водоотбора $Q(j, n)$, соответствующая понижению $s(j, n)$.

Отметим, что названные ограничения представляют собой неуправляемые входные сигналы модели. Если связь между решающими или управляемыми входными переменными $Q(j, n)$, с одной стороны, и

$s(j, n)$ – с другой, является линейной, то в результате получают квадратичную зависимость, поскольку в целевую функцию, описываемую уравнением (16.16), входит произведение $Q(j, n) \cdot s(j, n)$.

б) Увеличение производительности водозабора. Для решения этой задачи экономическая целевая функция, описываемая уравнением (16.16), дополняется членом, учитывающим затраты на создание дополнительных водозаборных скважин:

$$\sum_{j=1}^{J} \sum_{n=1}^{N} \alpha^n c_f(j) \delta(j, n) \tag{16.17}$$

где $c_f(j)$ – фиксированная стоимость создания j-й скважины; $\delta(j, n) = 1$, если j-я скважина сооружается в n-й промежуток времени; во всех остальных случаях $\delta(j, n) = 0$.

При решении рассматриваемой задачи задаются те же ограничения, что и в случае а). К ним прибавляется еще одно ограничение: водоотбор не может начинаться до того момента, пока скважина не будет создана. Такая постановка идентична задаче смешанного целочисленного нелинейного программирования.

в) Контроль за загрязнением или интрузией соленых вод. Целью проведения подобных работ является создание гидрогеодинамического барьера, предотвращающего распространение загрязнения, связанного, например, с подтягиванием или интрузией соленых морских вод в прибрежный водоносный горизонт (см., в частности, работу [38]). Гидрогеодинамический барьер может быть создан системой перехватывающих скважин. В любом случае в качестве целевой функции выступает минимизация затрат на управление, рассчитываемых прямым или косвенным способом. Так называемый прямой экономический подход оперирует с энергетическими и транспортными затратами, в то время как косвенный подход предполагает минимизацию общего объема отбираемой или нагнетаемой воды.

16.5.4. Задание функций, описывающих изменение состояний системы и выходные сигналы. Функции $F(\cdot)$ и $G(\cdot)$, описывающие изменение состояний системы, могут задаваться и объединяться двумя различными способами.

1. Первый подход основан на совместном использовании методов моделирования и оптимизации; Маддок [29, 30] называет его "методом сопряжения". Этот метод предполагает следующую последовательность операций:

а) отыскивается входной сигнал $x(t) \in L(t)$, оптимизирующий $Z(t) = G(S(t), x(t))$, в результате чего получаем некоторое множество решений $x^*(t)$ (значений интенсивности водоотбора или нагнетания);

Таблица 16.3. Сравнительный анализ различных способов задания функций, описывающих изменение состояний системы и выходные сигналы [29]

Достоинства	Недостатки
А. Совместное использование методов моделирования и оптимизации	
1. Модель подземных вод может быть нелинейной	1. Может привести к субоптимальным решениям
2. Ограничения позволяют однозначно очертить небольшой промежуток времени, в границах которого может быть получено оптимальное решение	2. Для получения области оптимальных решений требуется много расчетных шагов
3. Для экономических моделей стационарных систем, использующих явные целевые функции, существует глобальный оптимум	3. Не могут быть заданы ограничения на величину понижения уровней
Б. Метод врезки	
а) Использование метода конечных элементов	
1. В принципе скважина может задаваться в любой узловой точке	1. Очень большая система ограничений
2. Линейные модели подземных вод имеют глобальные оптимумы	2. Система ограничений, накладываемых на понижения и водоотбор и записанных в математической форме, с трудом поддается обработке численными методами
	3. Нелинейные модели могут иметь субоптимальные решения; следовательно, необходимо ограничиваться линейными функциями изменения состояний
б) Использование функций отклика	
1. Значительно снижает размеры системы ограничений	1. Можно использовать лишь применительно к линейным гидрогеологическим моделям
2. Существуют глобальные оптимумы	2. Если количество необходимых скважин велико, требуется большой объем памяти ЭВМ

б) с помощью модели FSM определяется состояние системы на следующем временном шаге (уравнение (16.1)), а затем отыскивается новая область решений $L(t+1)$;

в) t увеличивается на единицу.

2. Согласно второму подходу, называемому "метод врезки", функция изменения состояний системы рассматривается как ограничение. Это приводит к следующей постановке задачи: отыскать такой входной сигнал $x(t) \in L(t)$, который оптимизировал бы $Z(t) = G(S(t), x(t))$ при условии, что $S(t+1) = F(S(t), x(t))$. В работе [29] отмечается, что этот второй подход может быть реализован двумя способами:

а) первый способ предполагает дискретизацию врезки; согласно этому методу, функция изменения состояний системы (уравнение (16.1)) представляет собой конечно-разностную, а в ряде случаев конечно-элементную аппроксимацию уравнения в частных производных, описывающего водоносную систему (см., например, работы [1, 2]);

б) второй способ заключается в объединении функций $F(\cdot)$ и $G(\cdot)$ путем использования функций отклика, связывающих водоотбор $Q(t)$ с понижением $s(t)$ и скоростями фильтрации [30, 34]. Примеры практического использования этого подхода можно найти, в частности, в работах [31, 19, 26].

Результаты сравнительного анализа достоинств и недостатков первого и второго из названных подходов, а также вариантов *а* и *б* второго подхода (метода врезки) приведены в табл. 16.3. Более полное отражение эти вопросы нашли в перечисленных выше работах, главным образом в работе [29].

16.6. Оценка эффективности систем "информация – отклик". В рассмотренном выше примере прогнозирования паводков четко были очерчены подсистемы прогнозирования и отклика, показана связь между ними. Однако в этом случае математически моделировалась лишь подсистема прогнозирования. Формальная оценка системы в целом, которая сопровождалась бы какими-нибудь количественными показателями, не проводилась, хотя какие-то оценки Национальным управлением по использованию водных ресурсов были получены. При решении гидрогеологических задач подсистемы прогнозирования и отклика рассматриваются во взаимосвязи и обе моделируются с привлечением математических методов. Однако до настоящего времени не существует количественных критериев, с помощью которых можно было бы оценить эффективность работы отдельных подсистем и их взаимосвязи. Зачастую ошибочность решений, получаемых на моделях, может компенсироваться правильной тактикой на стадии принятия решений. Ошибочность принимаемых решений может в какой-то мере нивелироваться в том случае, если прогнозные оценки, получаемые в информационной подсистеме, являются смещенными. Наилучшим способом анализа эффективности взаимодействия между информационной подсистемой и подсистемой отклика является оценка эффективности каждой из этих подсистем в

отдельности, оценка воздействия, оказываемого данной подсистемой на другую подсистему, и эффективности системы "информация – отклик" в целом.

Примером практической реализации концепции системы "информация – отклик" при решении задач управления водными ресурсами является система "прогнозирование паводков – отклик" (FFR) [28]. Этот пример показателен в том отношении, что был выполнен анализ эффективности методологии, заложенной в основу создания этой системы, и получены количественные оценки этой эффективности. Система FFR апробировалась на примере решения прогнозных задач с невысокой заблаговременностью прогнозов (река Западная Саскуэханна, Милтон, шт. Пенсильвания) и значительной заблаговременностью прогнозов (река Томбигби, Колумбус, шт. Миссисипи; река Гуадалупе, Виктория, шт. Техас).

Процесс прохождения паводковых волн моделировался с использованием цепей Маркова, описывающих последовательность фактических и прогнозных стадий паводка на отдельные моменты времени в будущем. На основании этой информации и исходя из достигнутого уровня защитных мероприятий принимается решение относительно необходимых дополнительных мер по предотвращению затопления поймы. Вся эта информация определяет состояние системы. Процесс принятия решений описывается математическими методами как стратегия отклика, являющаяся функцией состояния системы. Эта стратегия имитируется на модели отклика, формализующей человеческий фактор. Модель отклика основана на байесовской концепции самообучающихся систем и представляет собой математическое описание неопределенностей, существующих у лица, принимающего решения в отношении паводков и последствий, которые они оказывают на окружающую среду, а также описание эффективности прогнозов паводков и предшествующего опыта борьбы с ними. Откалиброванная модель стратегии отклика подвергается тщательной проверке на основе имеющихся данных [16]. В каждом конкретном случае среднегодовой ущерб, наносимый наводнениями (складывающийся из прямых убытков, причиняемых наводнением, и стоимости мероприятий по ликвидации последствий), может быть рассчитан без привлечения и с привлечением соответствующей системы FFR. Исходя их этого, можно подсчитать ожидаемый риск, соответствующий каждой из четырех модификаций системы "информация – отклик" (см. табл. 16.1). На основании получаемых таким образом значений риска можно оценить эффективность системы "информация – отклик" так, как это показано в разд. 16.3.

Оценки эффективности, полученные применительно к реке Западная Саскуэханна (Милтон), приведены в табл. 16.4 (первая колонка).

Таблица 16.4. Оценка эффективности системы FFR (участок реки у Милтона, шт. Пенсильвания) [28]

Рабочие характеристики системы		Стратегия, формализующая человеческий фактор		
		Фактические параметры	Заблаговременность прогнозов увеличена на 6 ч	Затраты на защитные мероприятия равны нулю
		(1)	(2)	(3)
Ожидаемые среднегодовые убытки (10^3 долл.)				
Отсутствуют прогнозы и реакция	EL°	4223	4223	4223
Реальные прогнозы и фактическая реакция	EL^{a}	4097	4069	3887
Реальные прогнозы и оптимальная реакция	EL^{*}	3849	3817	3498
Абсолютно точные прогнозы и оптимальная реакция	EL^{**}	2396	2396	1952
Значения риска (10^3 долл.)				
Потенциальное значение	PV	1827	1827	2271
Оптимальное значение	OV	374	406	725
Фактическое значение	AV	126	154	336
Эффективность				
Эффективность подсистемы прогнозирования	$FE0,$	205	0,222	0,319
Эффективность подсистемы отклика	RE	0,336	0,378	0,464
Эффективность системы "информация – отклик" в целом	TE	0,069	0,084	0,148
Ожидаемые возможные убытки (10^3 долл.)				
Подсистема прогнозирования	FOL	1453	1421	1546
Подсистема отклика	ROL	248	252	389
Система "информация – отклик" в целом	TOL	1701	1673	1935

Учитывая, что значения эффективности довольно низкие, напомним, что эти оценки носят чисто экономический характер. Если оценивать систему FFR с позиции сохранения человеческих жизней, то ее эффективность будет очень близка к 100%. Действия, предпринимаемые для снижения экономического ущерба, требуют затрат значительно большего количества времени, чем работа, связанная с социальной статистикой, и поэтому являются сравнительно более дорогостоящими. Эффективность модификаций системы FFR, соответствующих этим случаям, отражена во второй и третьей колонках табл. 16.4. Колонка 2 отвечает ситуации, когда заблаговременность прогнозов была увеличена на 6 ч, что создало больший резерв времени для выработки защитных мероприятий. Колонка 3 таблицы соответствует случаю, когда затраты на защитные мероприятия были сведены к нулю. В первом случае в большей степени возросла эффективность подсистемы прогнозирования, во втором – эффективность подсистемы отклика, однако и в том и в другом случае в той или иной мере повысилась эффективность обеих подсистем, что улучшает их рабочие характеристики.

Однако, несмотря на это, эффективность все же остается низкой. Время, необходимое для выработки в подсистеме отклика как можно более полных защитных мероприятий, остается значительным, а прогнозы – недостаточно точными. Если бы время, необходимое для адекватной реакции, можно было сократить, эффективность обеих подсистем (подсистем отклика и прогнозирования) намного бы возросла. Графики зависимости эффективности прогнозов от времени, необходимого для выработки наиболее полной ответной реакции, приведены на рис. 16.4 (каждый из этих графиков соответствует рассматриваемым реальным природным объектам – участкам рек у Милтона, Виктории и Колумбуса). При анализе характера паводков на участке реки у Милтона заблаговременность прогнозов задавалась меньшей, чем в двух других случаях, поэтому при условии, что время, необходимое для выработки адекватной реакции, будет снижено, модель этого объекта будет обладать преимуществами по сравнению с двумя другими.

Эффективность системы FFR может оцениваться как с общесоциальной позиции, так и с точки зрения отдельного специалиста, ответственного за принятие решения. Индивидуальная позиция представляет интерес как средство анализа ценностей общественной системы. На рис. 16.5 на примере отрезка реки у Виктории приведены графики зависимости эффективности системы FFR от того, как высоко относительно критической отметки расположены одноэтажные постройки, для которых существует опасность затопления. Отметим, что наибольшая эффективность системы достигается на участках, расположенных в непосредственной близости к реке, на которых постройки отсутствуют.

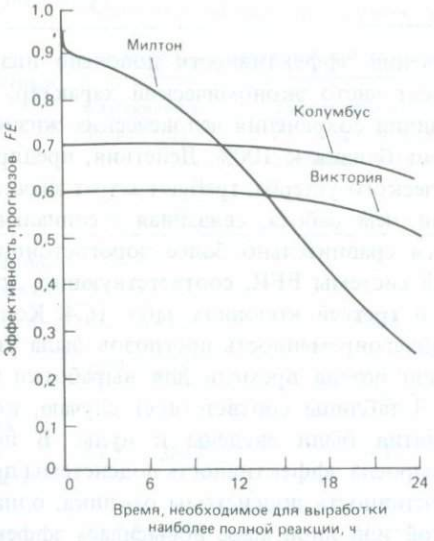


Рис. 16.4. Графики зависимости эффективности прогнозов от времени, необходимого для выработки наиболее полной реакции, полученные для трех ситуаций: двухэтажное здание, 1,8 м выше критической отметки (Милтон); одноэтажное здание, 3,3 м выше критической отметки (Виктория); одноэтажное здание, 3,0 м выше критической отметки (Колумбус) [28].

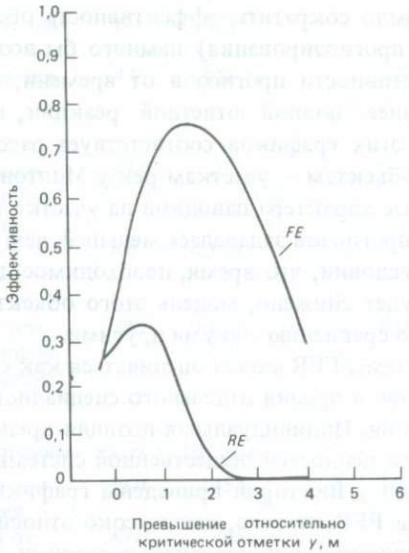


Рис. 16.5. Графики зависимости эффективности подсистем прогнозирования и отклика от расположения одноэтажного здания относительно критической отметки (Виктория, шт. Техас) (оценки получены на модели, формализующей человеческие факторы) [28].

Приведенный пример свидетельствует о том, что для целей управления необходима полная информация о рабочих характеристиках гидрологo-гидрогеологических моделей, однако обычно такой информации недостает. Информация должна иметь такой характер, чтобы любой специалист, принимающий решение, мог получить оценку эффективности подсистемы отклика в любой момент времени, к которому относится управляющее воздействие. Это требование в связи с прогнозированием паводков вызывает необходимость создания модели эволюции паводков, которая позволяла бы получать такие прогнозы, с помощью которых можно было бы 1) вырабатывать стратегию реакции населения, проживающего в непосредственной близости от затопляемых речных пойм, 2) рассчитывать время, в течение которого отдельные участки поймы остаются ниже уровня воды (на основании этой информации в последующем вырабатываются защитные мероприятия, определяются затраты, необходимые для их реализации, и величина ущерба, связанного с наводнением).

Детальный анализ, который может быть проведен на основании этой дополнительной информации, зачастую оправдывает ее получение. Основное достоинство анализа рабочих характеристик системы "информация – отклик" заключается в том, что он позволяет явным образом оценивать характер связи между информационной подсистемой и подсистемой отклика. В работе [40] было показано, что, в случае если системы FFR требуют больших затрат времени для выработки адекватных защитных мероприятий, система, позволяющая получать сравнительно менее точные прогнозы с большой заблаговременностью и включающая детально проработанную подсистему отклика, имеющую высокий потенциал, является более эффективной, чем система FFR с относительно точной подсистемой прогнозирования, но с небольшой заблаговременностью прогнозов и подсистемой отклика, которая не предусматривает защитных мероприятий до тех пор, пока не будет спрогнозировано наводнение. Анализ такой взаимосвязи между подсистемами прогнозирования и отклика мог бы привести к снижению ущерба от наводнений, наносимого промышленным сооружениям, например, в Милтоне, где промышленные предприятия расположены на затопляемых территориях, в непосредственной близости к реке. Это связано с тем, что для выработки адекватных мер по защите промышленных сооружений требуется намного больше времени, чем для выработки мероприятий по защите жилых зданий, однако при этом из информационной подсистемы получаются менее точные прогнозы с невысокой заблаговременностью. Связано это также с тем, что в настоящее время в промышленности разработаны и используются более детально проработанные и эффективные стратегии отклика, чем в социальной сфере.

16.7. Обсуждение и выводы. Целью настоящей главы являлось изложение идеи относительно взаимосвязи между сбором гидрологических и гидрогеологических данных, прогнозированием и процессом принятия решений. Основной упор был сделан на связь между подсистемами, рассматривающими только природные характеристики объекта, и подсистемами управления. Эта связь в том или ином виде фигурирует во всех рассмотренных примерах, а в полной мере раскрыта только в последнем примере. Для того чтобы раскрыть характер этой связи в динамике, в первую очередь мы рассмотрели общую последовательность действий от сбора данных через прогнозирование к управлению гидролого-гидрогеологическими системами. Кроме того, затрагивались вопросы соотношения между управлением водными ресурсами и функционированием всей природной системы как единого целого; анализировалось влияние решений, направленных на изменение гидролого-гидрогеологической системы, на сельскохозяйственную практику, промышленность и транспорт; анализировалась роль управления водными ресурсами в общей экономической системе. Изложен общий взгляд на характер связи между специалистами, получающими прогнозы, и лицами, принимающими решения.

Было установлено, что наиболее рациональным способом решения задачи взаимосвязи различных сфер деятельности является их представление в виде системы "информация – отклик". Согласно идеологии подобных систем, информация является продуктом процессов сбора данных, обработки данных и прогнозирования. Названные процессы находятся в динамической связи с подсистемой отклика, т. е. с процессами выработки политических решений и реальными действиями. Такой способ представления сфер деятельности позволяет рассматривать различные ситуации, возникающие в связи с процессом принятия решений и отличающиеся различным качеством исходной информации. В заключение в качестве примера были представлены три реальных природных объекта. Все они рассматривались как системы "информация – отклик". В первом из этих примеров, относящемся к системе прогнозирования речного стока в долине реки Дунай в пределах венгерской территории, была практически реализована оперативная подсистема отклика и ее связь с подсистемой прогнозирования, однако не была составлена соответствующая математическая модель. Качество прогнозов оценивалось главным образом статистическими показателями и повышалось за счет непрерывной обратной связи между информационной подсистемой и подсистемой политических решений, принимаемых Национальным управлением по использованию водных ресурсов. Во втором примере, напротив, рассматривались модели управления подземными водами, где и под-

система прогнозирования, и подсистема отклика, а также связь между ними моделировались количественно. Однако и в этом случае не анализировался полный механизм оценки эффективности таких систем. В третьем примере рассматривалась модель системы "прогнозирование паводков – отклик", реализованная специалистами США. На основе изложенной методологии оценки эффективности таких систем были количественно определены их рабочие характеристики. Несмотря на то что связи между подсистемами общей системы "информация – отклик" являются неформальными и отсутствует общепринятый подход к оценке эффективности таких систем, для всех рассмотренных в этом примере объектов были составлены математические модели и рассчитаны их связи и рабочие характеристики. Проведенный анализ чувствительности позволил выявить факторы, влияющие на рабочие характеристики системы в целом.

Основные выводы, полученные в рамках настоящей главы применительно к любым гидрологическим и гидрогеологическим моделям, в общем виде сводятся к следующему:

1) Должна существовать устойчивая динамическая связь между специалистами, получающими прогнозные решения, и лицами, принимающими решения. Управляющее политическое решение может быть адекватным лишь в том случае, если оно базируется на достоверных прогнозах, однако даже самые точные прогнозы могут оказаться мало полезными в том случае, если для достижения сиюминутной выгоды ими начинают манипулировать или вовсе их игнорируют.

2) Перед созданием информационной управляющей системы должны быть всесторонне проанализированы стоящие цели, а именно цели прогнозирования, необходимая частота получения информации, форма представления прогнозных решений, существующие источники исходных данных и т. д.

3) Прогнозов без неопределенностей не существует; лучшим способом представления прогнозных решений является функция плотности вероятности информации.

4) В принципе модельные прогнозы должны быть более достоверными, чем субъективная информация, однако можно найти такое их сочетание, при котором неформальное знание повышает качество чисто математической информации.

5) Наличие хорошей взаимосвязи между подсистемами принятия политических решений и прогнозирования может повысить эффективность функционирования системы управления в целом в том случае, если принимаемые решения могут изменяться под влиянием получаемых прогнозов.

6) Основой для выработки правильных решений (при условии что критерии управления выбраны правильно) служит система "информация – отклик", позволяющая адекватно трактовать характер взаимосвязи между процессами сбора данных, прогнозирования и принятия решений.

7) Успех политики управления гарантируется в том случае, если информационная подсистема и подсистема отклика рассматриваются как единое целое и при этом стремятся к получению как можно более точной (с учетом возможностей системы в целом) информации, как можно более адекватных моделей и стратегий управления.

8) Хорошие гидрологические и гидрогеологические модели позволяют получать не только гидролого-гидрогеологическую информацию, но и информацию, необходимую для оценки эффективности информационной подсистемы и подсистемы отклика.

Благодарности. Работы, результаты которых изложены в настоящей главе, выполнялись при частичной поддержке Национального фонда США на проведение научных исследований (проблема CEE 8110778).

Литература

1. *Aguado E., Remson I., Pikul M., Thomas W.* (1974) Optimal pumping for aquifer dewatering. J. Hydraul. Div., ASCE, **100**, (HY7), Proc. Paper 10639, pp. 869–877.
2. *Aguado E., Sitar N., Remson I.* (1977) Sensitivity analysis in aquifer studies. Journal of Geophysical Research, **13**(4), 733–737.
3. *Ambrus S.Z., Szöllösi-Nagy A.* (1982) Optimum model selection using learning algorithms (in Hungarian). Water Resources Res. Centre (VITUKI), Research Report, December.
4. *Ambrus S.Z., Szöllösi-Nagy A.* (1981) Operational real-time river flow forecasting using stochastic prediction algorithms, Proceedings, Waterloo Conference on the Op. of Water Res. Systems.
5. *Benjamin J.R., Cornell C.A.* (1970) Probability, Statistics and Decision for Civil Engineers. New York: McGraw-Hill.
6. *Booth T.L.* (1967) Sequential Machines and Automata Theory. New York: Wiley and Sons.
7. *Cooley R.* (1982) Incorporation of parameters into nonlinear regression groundwater flow models, 1; Theory. Water Resources Res. **18**(4), 965–976.
8. *Dagan G.* (1982) Stochastic modeling of groundwater flow by unconditional and conditional probabilities, 1; Conditional simulation and the direct problem, Water Resources Res. **18**(4), 813–833.
9. *Davis D., Duckstein L., Krzysztofowicz R.* (1979) The worth of hydrologic data for nonoptimal decision making. Water Resources Res., **15**(6), 1733–1742.
10. *Davis D., Dvoranchik W.* (1971) Evaluation of the worth of additional data. Water Resources Bull., **4**, 700–707.
11. *Davis D., Kisiel C., Duckstein L.* (1972) Bayesian decision theory applied to design in hydrology. Water Resources Res., **8**(1), 33–41.

12. *Drogue C.* (1971) De l'eau dans le calcaire, Extrait de Science, Progrès Découverte, No. 3433, pp. 39–46.
13. *Duckstein L., Gershon M., McAniff R.* (1981) Development of the Santa Cruz River Basin: a comparison of multicriterion approaches, EES Report No. 51, Engineering Experiment Station, University of Arizona, Tucson, Arizona 85721.
14. *Einfalt T., Schilling W.* (1982) Groundwater data reconstruction – further experience with a recently developed stochastic model. Proceedings, International Conference on "Modern approaches to groundwater management", Capri, Italy, October.
15. *Fabiano M., Lampignano L., Ruggiero U., Spaziani F.M., Troisi S.* (1982) Preliminary results of a survey on cost of water withdrawal from an aquifer, Proceedings, International Conference on "Modern approaches to groundwater management", Capri, Italy, October.
16. *Ferrell W.R., Krzysztofowicz R.* (1983) A modern of human response to flood warnings for system evaluation, Water Resources Res. (в печати).
17. *Gorelick S.* (1983) A review of distributed parameter groundwater management modeling methods, Water Resources Res., **19**(2), 305–319.
18. *Goyal S.K.* (1982) An objective analysis of pump test data from a non-penetrating well, Proceedings, International Conference on "Modern approaches to groundwater resources", Capri, Italy, October.
19. *Haimes Y.Y., Dreizen Y.C.* (1977) Management of groundwater and surface water via decomposition, Water Resources Res., **13**(1), 69–77.
20. *Hanes W.T, Fogel M.M., Duckstein L.* (1977) Forecasting Snowmelt Runoff: A Probabilistic Model. J. Irrigation and Drainage ASCE **103** (IR3), 343–356.
21. *Harkányi K.* (1982) Operational program package for hydrological forecasts in the Danube valley (in Hungarian). Water Res. Res. Centre (VITUKI).
22. *Iritz L., Ambrus S.Z., Szöllösi-Nagy A.* (1982) On the operation of moulders on the River Körös of Hungary; research project (in Hungarian). Water Res. Centre (VITUKI) Budapest, December.
23. *Jenkins G.* (1982) Some practical aspects of forecasting in organizations. J. Forecasting, **1**(1), 3–22.
24. *Kisiel C., Duckstein L.* (1976) Systems approach to groundwater problems. In: *Biswas A.* (ed.), Systems Approach to Water Management, New York: McGraw-Hill, Chapter 4, pp. 80–155.
25. *Knisel W.G.* (1972) Response to karst aquifers to recharge. Hydrology Paper No. 60, Colorado State University, Fort Collins, Colorado.
26. *Kontur I.F.* (1982) Stochastic groundwater percipitation – evaporation, Session 1, International Conference on "Modern approaches to groundwater resources", Capri, Italy, October.
27. *Krummenacher R., Davaud E.* (1972) Modeling in a karstic basin (French Jura Mountains), J. Hydrol., **17**(4), 375–393.
28. *Krzysztofowicz R., Davis D.R.* (1983) A methodology for evaluation of flood forecast – response systems, Part 1: Analyses and concepts; Part 2: Theory; Part 3: Case studies, Water Resources Res., **19**(6), 1423–1454.
29. *Maddock T. III* (1981) An evaluation of the effectiveness of combining economic and physical groundwater models, OWRT Project Completion Report, Department of Hydrology and Water Resources, University of Arizona, Tucson, Arizona 85721.
30. *Maddock T. III* (1982) Groundwater management modeling, Working Paper Department of Hydrology and Water Resources, University of Arizona, Tucson, Arizona 85721.

31. *Maddock T. III, Haimes Y.Y.* (1975) A tax system for groundwater management, Water Resources Res., **11**(1), 7–14.
32. *Matalas N.C., Jacobs B.* (1964) A correlation method for augmenting hydrologic data, Prof. paper 434-E, US Geol. Surv., Reston, VA.
33. *Molnár* T. (1979) Eine Übersicht der Effektivitätskriterien für die kurzfristigen hydrologischen Vorhersagen (On the criteria of efficiency of hydrological forecasts), Proceedings of the XCL Vienna Conference of Danubean Countries, September.
34. *Morel-Seytoux H.J.* (1975) A simple case of conjunctive surface – groundwater management, Groundwater, **13**(6).
35. *Moss M.E., Lettenmaier D.P., Wood E.F.* (1978) On the design of Hydrologic data networks, EOS Trans. AGU, **59**(8), 772–775.
36. *Ožis U.* (1975) Mathematical simulation models of hydrological processes in Turkey, Proceedings, Symposium on the application of mathematical models in hydrology and water resources systems, Bratislava, September, pp. 185–191.
37. *Raiffa H., Schlaifer R.* (1961) Applied Statistical Decision Theory. Cambridge, MA: Harvard University Press.
38. *Salis M., Duckstein L.* (1982) Multiobjective water resources planning in southern Sardinia, Proceedings, International Conference on "Modern approach to groundwater resources", Capri, Italy.
39. *Simpson E., Duckstein L.* (1975) Finite state mixing-cell models. Proceedings, Seminar in Karst Hydrology and water resources, Yugoslavia, June.
40. *Sniedovich M., Davis D.* (1977) Evaluation of flood forecasting – response systems, J. Water Res. Planning Manage. Div., Proc. ASCE, **103** (WR1), 83–97.
41. *Szöllösi-Nagy A.* (1982) The discretization of the continuous linear cascade by means of state space analysis, J. Hydrol., **58**, 223–236.
42. *Wymore A. Wayne* (1976) Systems Engineering Methodology for Interdisciplinary Teams. New York: Wiley-Interscience.

ИМЕННОЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абботт (Abbott) 220
Аверетт (Averett) 371
Акейк (Akaike) 648
Алли (Alley) 332
Амбрус (Ambrus) 681
Амин (Amin) 562
Ампт (Ampt) 61
Андерсон (Anderson E.A.) 199, 206
Андерсон (Anderson M.G.) 11, 452, 490
Андерсон (Anderson M.P.) 287, 296
Андерсон (Anderson T.W.) 297, 298, 303, 332
Армакост (Armacost) 547.
Арнетт (Arnett) 363
Аскью (Askew) 17

Байерс (Byers) 233
Барраклаф (Barraclough) 363
Баттан (Battan) 113, 130
Бахма (Bachma) 363
Бачмат (Bachmat) 310
Бевен (Beven) 15, 17, 20, 21, 24, 25 69, 70, 88, 460, 496
Бергстрем (Bergstrom) 198
Бернард (Bernard) 158
Берньер (Bernier) 438, 480, 482, 488
Берт (Burt) 11, 452, 492
Бетсон (Betson) 454, 458
Бизли (Beasley) 442, 443
Бир (Bear) 307
Блеки (Bluckie) 15, 381
Бланчард (Blanchard) 157
Блек (Black) 166
Боннелл (Bonnell) 447
Бракенсик (Brakensiek) 459
Братер (Brater) 448
Бредегоф (Bredehoeft) 311, 313, 314, 320, 362
Брен (Bren) 447
Брукс (Brooks) 509
Брутсарт (Brutsaert) 204
Будыко 203
Бусингер (Businger) 206
Буссинеск (Boussinesq) 536

Ванг (Wang) 138
Вольф (Wolf) 47
Вуд (Wood) 15, 616, 639, 671
Вудинг (Wooding) 91, 97
Вулхайзер (Wolhiser) 97

Галеркин (Galerkin) 311
Гарднер (Gardner) 22
Гарнье (Garnier) 202
Гаррисон (Garrison) 50
Гелхар (Gelhar) 307
Германн (Germann) 69,70
Гилмор (Gilmour) 447
Годфри (Godfrey) 208
Гольдшьейн (Goldstein) 313, 315, 316
Горелик (Gorelick) 19
Грей (Gray) 512
Грейнджер (Granger) 206, 211
Грин (Green R.E.) 167, 182, 472, 473
Грин (Green W.H.) 61
Гриффин (Griffin) 363
Гришак (Grisak) 308
Гроув (Grove) 305, 311, 317, 363
Гуннерсон (Gunnerson) 360
Гупта (Gepta) 363

Дайер (Dyer) 206
Дакштейн (Duckstein) 17, 21, 681
Данн (Dunne) 93, 455
Дейвтдсон (Davidson) 297
Дейвис (Davis) 19, 680, 681
Де Марсили (De Marsily) 307, 308
Джаявардена (Jayawardena) 501
Джеймс (James) 32

Джексон (Jackson) 147, 157
Дженкинс (Jenkins) 582
Дженнигс (Jennings) 371
Джеффри (Jeffrey) 215
Джонсон (Jehnson) 550
Ди-Торо (DiToro) 354
Доббинс (Dobbins) 354
Доди (Dawdy) 387
Дознер (Dozier) 217
Дуг (Dooge) 11, 14, 385
Дуглас (Douglass) 161

Евевич (Yevjevich) 537, 544

Зауэр (Sauer) 540
Зузуль (Zuzel) 197

Илз (Eeles) 15, 381
Исаксон (Isaacson) 552

Калман (Kalman) 622, 623
Керкби (Kirkby) 15, 20, 24, 25, 54, 59 460, 491
Кларк (Glarke)
Клемец (Klemes) 11, 15
Клут (Klute) 466
Ковзель (Kovzel) 198
Кокс (Cox) 197
Колбек (Colbeck) 208, 210
Коллинз (Collins) 221
Коников (Konikow) 12, 17, 24, 271, 293, 311, 313, 314, 320, 363
Кори (Corey A.T.) 509
Кори (Corey J.C.) 167, 182, 472, 473
Коуссис (Koussis) 544
Кохендерфер (Kochenderfer) 166, 174
Кренкль (Krenkel) 17
Криштофович (Krzysztofowicz) 19
Кузьмин 202ñ204
Кунк (Quick) 545
Кули (Cooley) 332
Кун (Kuhn) 12
Кунг (Cunge) 543, 544
Кункел (Kunkel) 371
Кутуль (Kutiel) 260
Куусисто (Kuusisto) 197, 200, 201
Куэрк (Quirk) 167

Лави (Lavee) 229
Лайехилл (Lighthill) 540, 545
Ланг Lang 220
Ландвер (Landwehr) 332
Лаплас (Laplace) 536
Ларсон (Larson) 289, 291
Лёвков (Lefkoff) 479, 480
Лейн (Lane) 360
Лиггетт (Liggett) 536
Линсли (Linsley) 389
Лист (List) 203
Локвуд (Lockwood) 173
Ломбардо (Lombardo) 365
Льюис (Lewis) 313, 315, 316
Люксмур (Luxmoore) 182

Маддок (Maddock) 283, 702–704
Мак-Вегил (McVehil) 206
Мак-Гиннис (McGinnis) 67
Мак-Кензи (McKenzie) 363
Манн (Mann) 206
Мариус (Marius) 454
Марковский (Markofsky) 365
Мафрриотт (Marriotte) 382
Мартинек (Martinec) 213
Маршалл (Marshall)105
Маталас (Matalas) 272, 282
Матвеев (Matveev) 204
Матерон (Matheron) 307, 308
Меддоуз (Maddaus) 540
Мейл (Male) 206, 211
Мейнцер (Meinzer) 434
Меллор (Mellor) 204
Мид (Meade) 402, 405–407
Миллер (Miller) 537, 544
Миллингтон (Millington) 167
Мозли (Mosley) 442
Молем (Mualem) 167
Монтейт (Monteith) 56, 167
Моррис (Morris) 15, 193, 201, 208, 218, 220
Мулвени (Mulvaney) 11
Мунис (Munis) 203
Мур (Moore) 166

Навотный (Navotny) 17
Наш (Nash) 385, 409, 698
Нейс (Nace) 271

Нелдер (Nelder) 402, 405–407
Нимах (Nimah) 47, 49
Ньюман (Neuman) 276
Ньютон (Newton) 536

О'Брайен (O'Brien) 203
Облед (Obled) 208, 219
О'Доннелл (O'Donnell) 387
О'Коннелл (O'Connell) 15, 616
О'Коннор (O'Connor) 354, 360
Омура (Ohmura) 202, 206
Онстад (Onstad) 459
Орлоб (Orlob) 366

Пайпс (Pipes) 545
Пальмер (Palmer) 105
Пановский (Panofsky) 206
Паркинсон (Parkinson) 407
Патрик (Patric) 165, 180, 470
Паттен (Patten) 12, 17, 24, 271
Пенман (Penman) 56, 386, 390, 392
Перро (Perrault) 382
Персон (Person) 332
Петтиджон (Pettijohn) 332
Петцольд (Petzold) 203
Пикенс (Pickens) 308
Пиндер (Pinder) 289, 309, 311, 314, 362, 363, 512
Пирс (Pierce) 215
Пламондон (Plamondon) 166
Понс (Ponce) 544, 545, 556
Пуассон (Poisson) 536

Ран (Rahn) 295
Ранго (Rango) 213
Раттер (Rutter) 497
Редделл (Raddell) 363
Резнер (Roesner) 362
Ремсен (Remsen) 481
Ремсон (Remson) 287
Ренард (Renard) 12
Ретзер (Retzer) 455
Риббенс (Ribbens) 365
Ричардс (Richards) 463
Робертсон (Robertson) 313–315, 317, 362, 363
Роговский 97
Розенброк (Rosenbrock) 387, 402–404, 412
Росс (Rosse) 208
Россель (Roessel) 432

Салтан (Saelthun) 198
Сатклифф (Sutcliffe) 409
Свифт (Swift) 167, 173, 179, 183
Селлерс (Sellers) 173
Сент-Венант (Saint-Venant) 504, 535, 536
Симонс (Simons) 556
Смит (Smith L.) 307
Смит (Smith R.E.) 97, 527
Снидович (Sniedovich) 682
Спир (Spear) 529
Спирс (Speers) 198
Спиттлхауз (Spittlehouse) 166
Станфорд (Stanford) 96
Стефенсен (Stephensen) 464
Стефенсон (Stephenson) 521
Стил (Steele) 24, 335, 346, 360
Сторр (Storr) 434
Стоукер (Stoker) 536, 549, 550
Стрелков (Strelkoff) 536
Стриффлер (Striffler) 166
Стюарт (Stewart) 30, 47
Суонк (Swank) 15, 161, 166

Танджи (Tanji) 363
Татум (Tatum) 537, 538
Татчер (Thatcher) 366
Тейс (Theis) 286
Тернер (Turner) 447
Тишендорф (Tischendorf) 453
Тодини (Todini) 669
Торнтуэйт (Thornthwaite) 386
Торп (Thorpe) 206
Трескотт (Trescott) 289, 293, 313
Трондл (Troendle) 24, 97, 431, 460, 465, 481

Уайт (White) 41, 501
Уиллис (Willis) 363
Уипки (Whipkey) 435, 446
Уитем (Whitham) 540, 545
Уоллинг (Walling) 21
Уорд (Ward) 366
Уотсон (Watson) 282
Уэбб (Webb) 21, 206
Уэйман (Weyman) 439–442
Уэнберг (Weinberg) 530

Фанг (Fang) 562
Федерер (Federer) 166
Фергюсон (Ferguson) 212, 214
Феррис (Ferris) 278
Филип (Philip) 537
Франц (Franz) 365
Фриз (Freeze) 24, 75, 76, 83, 92, 271, 276, 464, 466, 481, 521
Фрид (Fread) 15, 24, 25, 535, 552, 565

Хайзер (Hiser) 131
Халиль (Khaleel) 363
Ханкс (Hanks) 27, 31, 33, 34, 44–51
Хардер (Harder) 217, 219, 547
Харлеман (Harleman) 365
Харли (Harley) 538, 540, 541
Харр (Harr) 174, 443,445
Харрис (Harris) 166, 538
Хатчинсон (Hatchinson) 407
Хафф (Huff) 15, 161, 164, 165, 459
Хаями (Hayami) 541
Хебберт (Hebbert) 527
Хебсон (Hebson) 639, 671
Хелви (Helvey) 165, 180, 470, 475
Хендерсон (Henderson) 536
Херш (Hursh) 448, 458
Хибберт (Hibbert) 434, 442, 443, 451
Хид (Heede) 447
Хикс (Hicks) 206
Холл (Hall) 360
Холтан (Holtan) 525
Хорнбек (Hornbeck) 174, 215
Хорнбергер (Hornberger) 529
Хортон (Horton) 55, 57, 60, 62, 65, 72, 89, 259, 431, 432, 434, 457, 459, 465, 466, 498
Хьюлетт (Hewlett) 55, 174, 432–434, 443, 451, 453, 460, 465
Хюбнер (Huebner) 20, 103, 113

Чайлдз (Childs) 33, 47, 48, 50, 51
Чаудхури (Choudhury) 149
Чен (Chen) 366
Черри (Cherry) 271
Чорли (Chorley) 491

Шапиро (Shapiro) 309
Шарон (Sharon) 232, 233
Шварц (Schwartz) 307, 363
Шерман (Sherman) 11
Шмюгге (Schmugge) 20, 133, 138, 158
Шоу (Chow) 536

Эмметт (Emmett) 87
Энгман (Engman) 22, 97, 438
Эскер-Веттер (Escher-Vettet) 219
Эспри (Esprey) 366

Язвинский (Jazwinski) 632
Яир (Yair) 229

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Адекватность моделей 23
Активное микроволновое воздействие для определения влажности почв 151
Алгоритм раздельного оценивания состояний и параметров 669
Анализ чувствительности 23, 412,
Атмосферные осадки 106

Беркли, плотина 600
Бискейн-Бей, водоносный горизонт 363
Бонвилл, плотина 602, 603
Брукса – Кори соотношения 509

Ван-Кармана константа 205
Верхняя граница водотока 567
Взаимодействие между прогнозированием и принятием решений 683
Видеопроцессор 112
Влажность объемная 32
Влияние прирусловых валов на процессы речного стока 591
– растительности на излучательную способность почвенного покрова 147
Внерусловые емкости 579
Водобалансовое уравнение неразрывности 386
Водосборные бассейны, модели с сосредоточенными параметрами 383
– – обоснование концептуальных моделей с сосредоточенными параметрами 385
– – покрытые льдом 220
– – цели моделирования 413
Водосборный бассейн, определение 382
Выбор модели 12, 15

Гаусса – Маркова система 620
Гидравлический градиент 60– 62
Гидрологические модели 541
Гидрохимическое прогнозирование, информационная база 366
Граничные условия для моделей поверхностного и подземного стока 510
Грина – Ампта уравнение инфильтрации 61

Дарси закон 209, 278, 463, 507
Двумерные модели 555
Диффузионная модель 546
Диэлектрические постоянные 135
Дождевые осадки, влияние на формирование стока 231
Дуга модель 385
Дэвидсон, комплекс 483

Емкостные модели стока 542

Запаздывание 537

Идентификация структуры модели и значений параметров 636
Имитационные модели 619
Инфильтрация 59
Искажение объекта радиолокации 120
Использование моделей, воспроизводящих систему осадки – сток, в режиме реального времени 618
Итерационные методы 512

Калвин, формация 446
Калибровка модели 282
– – автоматизированная 594
Калинина – Милюкова модель 544
Калмана фильтр 622
– – применение для прогнозирования стока с шагом в одни сутки 647
Качество воды в водохранилищах 365
– – в речных дельтах 366

Качество воды, изучение фоновых характеристик 338
– – методы оценки 338
– – примеры моделирования 345
– – программы создания наблюдательных сетей 345, 346
– поверхностных (речных) вод 354
– подземных вод 362
– сточных вод с поверхности урбанизированных территорий 360
Квазистационарная модель 548
Кентукки, плотина 600
Кинематическая модель 545
Классические модели волны 539
Колбека уравнение 210
Контроль за загрязнением воды 337
Концептуальные модели с сосредоточенными параметрами 617
Концепция переменной области питания 431
Критерии достоверности прогнозов 696
Критические потоки 572
Коэффициент водообильности 33
– излучения 141
– обратного рассеивания 151
Критерий сходимости 412
Круговорот воды в пределах склона 54

Лесная гидрология 161
Лизиметр 29
Линеаризованные модели 538
– – основанные на исходных уравнениях Сент-Венанта 540
Луисберг, комплекс 483

Мадисон, комплекс 483
Маннинга уравнение 91, 543
Маскингама модель 542
Маскингама – Кунга модель 543
Массоперенос в подземных водах 305
Метод врезки 706
Методы оценки качества воды 338
Модели, базирующиеся на явных расчетных схемах 549
– баланса почвенной воды 27
– включающие температурный коэффициент 200
– водного баланса простые 28
– – – сложные 43
– водосборных бассейнов 194, 210
– – – концептуальные 211
– – – методы идентификации 396
– – – оценка водных ресурсов 422
– – – регрессионные 210
– – – с распределенными параметрами 219
– – – структура модели или выбор критериев 394
– детерминированные 16
– запаздывания 537
– информационное и техническое обеспечение 19
– используемые для решения задач управления качеством воды 336
– калибровка 281
– концептуальные 16, 210,211
– – применение для целей гидрологического прогнозирования 413
– – с сосредоточенными параметра-
– – – – – перспективы использования 426
– массопереноса 13
– мобильность 23
– непрерывного определения объема стока 386
– основанные на использовании метода конечных элементов 55
– – – – – характеристик 548
– – – – неявных методов 551
– – – методе множественной линеаризации 541
– оценивание 22
– оценка адекватности 23
– посуточные 194
– работающие по принципу "черного ящика" 15
– регрессионные 196, 210
– – с сосредоточенными параметрами 194
– руслового стока 536
– с распределенными параметрами 496
– – – – начальные и граничные условия 509
– – – – основные уравнения 503
– – – – проблема калибровки 515
– – – – решение уравнений 511

Модели снеготаяния концептуальные с сосредоточенными параметрами 197
– – регрессионные 196
– – – с сосредоточенными параметрами 194
– – с распределенными параметрами 194, 208, 210, 219
– – точечные 194
– – – регрессионные 196
– типа "вход – выход" или модели, работающие по принципу "черного ящика" 611
– точечные 194, 210
– – регрессионные 196
– экономичность 23
– энергетического баланса 194, 200
Моделирование гидролого-гидрогеологическое 14
– масштаб и цели 4, 12
– руслового стока, внешние границы и начальные условия 567
– – – внутренние граничные условия 571
– – – выбор модели 555
– – – латеральные притоки 580
– – – поперечные сечения 577
– – – сверхкритические или смешанные потоки 583
– – – система речных русел 586
– – – трение в русле 579
Модель вектора состояний 620
– водоемов 387
– водораздела Станфорд 387
– запаздывания стока 545
– Национальной службы погоды, оценивание параметров 640
– переменной области питания 457, 469
– природной системы 700
– с сосредоточенными параметрами, разработанная в Гидрологическом институте 390, 391
–"Сакраменто" 640
– системы "информация – отклик" 691
– таяния снега 502
– управления 702
– – ливневым стоком 385
– формирования поверхностного стока детерминированная имитационная 259
– BROOK 162
– DAMBRK 557
– DWOPER 557
– FESHM 525
– FLDWAV 557, 581, 596
– IEM4 16
– IHDM 501, 522
– PLANTGRO 31, 34, 36 – 38
– PROSPER 15, 162
– – направления дальнейших исследований 189
– – основные элементы и принципы, лежащие в ее основе 164
– – применение в лесном хозяйстве 172
– – – условиях вырубки и прорастания нового леса 175
– – решение входящих в модель уравнений 167
– – структура 162
– SHE 501, 503
– SSARR 544
– TOPMODEL 16
– TVA 96
– VSASI 469
– VSAS2 478, 483
– WATBAL 162
Монина – Обухова функции 205
Монте-Карло метод 529
Мосты и дамбы 575

Настраивающиеся модели 619
Наша модель 385
Нижняя граница водотока 568
Ньютона – Рафсона метод 553, 562

Обнаружение атмосферных осадков 106
Оптимизационный симплекс-метод 405
Оптимизация параметров 408
Оценивание параметров 282, 684, 685
Ошибки прогнозирования, распространение во времени 688

Параметры модели, потенциально идентифицируемые 654
– – реально идентифицируемые 654
Пекле, комплекс 483

Пенмана – Монтейта уравнение 56
Переменная область питания речного стока 467
Перспективы моделирования руслового стока 607
Плотина Титон, наводнение в результате прорыва 604
Плотины 573
Полевая влагоемкость почв 29, 65
Полные гидравлические модели 548
Последовательная идентификация моделей с множеством входных и выходных сигналов 646
Потоки массы и энергии в пределах снежного покрова 194
Предсказание 12
Проберта – Джонса уравнение радиолокации 108
Проблема реализации 637
Прогноз, определение 684, 685
Прогнозирование 12
– в реальном времени, выбор модели 617
Прогнозное значение 688
Просачивание 59
– в ненасыщенных грунтах 68
Пространственная структура 496
Простые модели пульсирующего отклика 529
Процессы, протекающие в пределах склона 433

Радиолокаторы метеорологические 104
– – использование для замера параметров атмосферных осадков 121
– – калибровка 126
Радиолокационный коэффициент отражения 104
Радиометрия в сантиметровом диапазоне 140
Релаксационный алгоритм 587
Речная сеть Венгрии 698
– система Миссисипи – Огайо – Камберленд – Теннесси 699
Ричардсона число 205
Розенблюта метод 529
Розенброка метод оптимизации 402
Рэлеевское рассеивание 202

Сверхкритические потоки 583
Сент-Венанта уравнения 504, 535–537
– – модифицированные, описывающие паводковый сток 581
Сетевой алгоритм 588
Сечения, генерируемые методом линейной интерполяции 579
Система управления поверхностными водами Венгрии 699
Системы "информация – отклик" 687, 689
– – – оценка эффективности 706
– прогнозирования последствий наводнений (FFR) 79
Склон как единое целое 92
Склоны, покрытые обломочным материалом, реакция на дождевые осадки 244
– сложенные скальными породами, реакция на дождевые осадки 244
Смешанные потоки 584
Снег 194
Сравнительный анализ различного характера землепользования 522
Сток в условиях излишнего насыщения 57
– – – предельной инфильтрации 57
– влияние характеристик земной поверхности 243
– возвратный 57
– неглубокий подземный 75
– – – в условиях полного насыщения 75
– поверхностный 57, 75, 87
– подземный 58, 75
– подповерхностный 75
Структура модели динамической волны FLDWAV 557
Стьюарта модель 30

Текстура почв 153
Телеметрия 133
Течение воды ламинарное 56
– – турбулентное 56
Титон, плотина 605
Точка увядания 31, 138
Транзитный поток 440

Управление водными ресурсами 425
– подземными водами 700
– ресурсами систем моделирования 366
– речным стоком с использованием гидрологических прогнозов 695
Упрощенные гидравлические модели 545
Уравнение массопереноса 305
– неразрывности массы в точке 504
Уравнения, описывающие фильтрацию подземных вод 506, 507
Условие нулевых расходов для моделей поверхностного и подземного стока 509

Физически обоснованные модели с распределенными параметрами 617
Фика закон 307
Филипа уравнение 61, 97
Фильтрация подземных вод, двумерная конечно-разностная модель 289
Фильтрация подземных вод, основные уравнения 284
Фронтальные ливни 237

Химический состав донных осадков 342
Хортона сток (сток в условиях предельной инфильтрации) 57, 439
– уравнение 62

Шези коэффициент шероховатости 524
Шероховатость земной поверхности 149, 152
Шлюзы и плотины 576

Эвапотранспирация 28
Экономичность моделей 23
Экспериментальный участок АНИЛ 313
Эффект "соломенной крыши" 528
Эффекты затухания и искажения радиоволн 113

ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Айдахо, штат 93–95
Айдахо-Фолс 605
Алетц, ледник 220
Аппалачи, горы 445
Аппалачский регион 161
Аризона, штат 296
Арканзас, река 319
Атенс 358, 483

Батон-Руж 596, 597
Берд-Крик, река 640
Беркли, плотина 600
Биг-Лост-Ривер, река 316
Биг-Мадди-Ривер, река 600
Бойсе 93–95
Бонвилл, плотина 602, 603

Ванкувер 602, 603
Венгрия 698
Венис 596, 597
Верхний Кифф, река 523
Верхний Хафрен, река 523
Верхний Хоур, река 523
Верхняя Колорадо, река 360, 365
Верхняя Колумбия 201
Виктория 707
Висконсин, река 360

Гви, река 523
Генри-Форк 605
Гериг, река 523
Голконда 600
Горнер, ледник 222
Гранд-Тауэр 600
Гранд-Чейн 600
Гуадалупе, река 707

Дейвис 40, 41
Денвер 342
Дернфорд-Милл 417

Джорджия, штат 358, 453, 479
Доналдсонвилл 596, 597
Дунай, река 698

Западная Виргиния, штат 445
– Саскуэханна, река 707
Западный хребет 444

Индиана, штат 357
Ист-Твин 84

Калифорния, штат 40, 41
Кам, река 417
Камберленд, река 600
Канзас, река 360
Каратерсвилл 600
Карролтон 596
Каскадные горы 444
Квебек, провинция 455, 457
Кейп-Жирардо 600, 603
Кейро 600, 601
Кентукки, плотина 600
Кернгорм 212
Кларк, река 600
Клем-Крик, долина 447
Коал-Крик, река 339, 345
Ковита, водосборный бассейн 174, 458
Колорадо, штат 339, 340
Колумбия, река 360, 602, 603
Колумбус 707

Ла-Хунта 320
Лединг-Родж 174
Логан 34, 35, 41

Майами 363
Менан-Батс 605
Мендипс 86
Меса 299–301
Метрополис 600

Милтон 707
Миссисипи, река 67, 596
Монтана, штат 42

Найобрэра, округ 293
Нантахала, нагорье 175
Нидл-Бранч 174
Нижний Кифф, река 523
– Хафрен, река, 523
– Хоур, река 523
Новый Орлеан 597
Нью-Мадрид 600
Нью-Мексико, штат 340

Огайо, река 548, 600
Орегон-Сити-Фоллс 603

Падьюка 600
Парачут-Крик, река 344
Парсонс 445
Паудер-Ривер, бассейн 292
Пенсильвания, штат 98, 707
Пидмонт 453, 479
Плинлиммон, водосборный бассейн 85, 89, 522, 524
Портленд 603
Поунс, водосборный бассейн 522, 524
Прайс-Лендинг 600
Пуэнт-а-ла-Аш 596, 597

Ред-Ривер-Лендинг 596, 597
Ред-Рок 600
Резерв 596, 597
Рейнир 603
Рейнолдс-Крик, водосборный бассейн 93, 520, 521
Рексберг 605
Рендборо 455
Речная система Колумбия – Уилламетт 602
Розег, ледник 220
Роки-Ран-Бранч, водосборный бассейн 525
Ротер-Майн, река 342

Салин, река 600
Санта-Крус, бассейн 296
Сде-Бокер, экспериментальный участок 236
Северн, река 418, 523
Северн – Трент, водосборный бассейн 425
Северная Бавария 342
– Каролина, штат 175
Сена, река 382
Сидар-Крик, река 357
Сидней 42
Синайская пустыня 244
Слейт-Ривер, река 346
Слипер, река 437
Снейк-Ривер, река 313, 314, 604, 605
Солт-Ривер, бассейн 296, 299–301
Сомерсет 84, 439
Сонора, пустыня 231
Сперри 640
Станфорд, водораздел 387
Сьерра-Невада, горы 201

Танлвис, водосборный бассейн 524
Теддингтон-Лок 422
Темза, река 420
Темпе 299–301
Теннесси, река 600
Томбигби, река 707
Тонгъю-Пойнт 603
Трейдуотер, река 600

Уай, река 85, 89, 417, 523
Уайтхолл, водосборный бассейн 174, 479
Уилламетт, бассейн 201
– река 602, 603
Уобаш, река 360
Уолкер-Бранч, водосборный бассейн 465
Уона 603
Уоррендейл 603
Уошоугел 603
Уэльс 86, 522, 524

Фернагтфернер, водосборный бассейн 220, 221
Ферноу 174
Ферноу-Форест, экспериментальный участок 445, 474, 485

Фещи, река 212
Финикс 296
Флеминг, водохранилище 365
Фул-Крик, водосборный бассейн 457

Хаббард-Брук 174
Хилсборо 662
Ховав, плато 251

Центральный Судан 232
Цин, долина 252, 254

Чандлер 299, 300, 301
Чаттахучи, река 361
Честер 600

Шалметт 596, 597
Швейцария 201
Швеция 201
Шелли 605
Шонитаун 600
Шотландия 201
Шугар-Сити 605

Эншем 421

Южные Аппалачи 467
Южный Платт, река 342
Юта, штат 34, 35, 41

Ягo, река 523
Яэль, водораздел 235

Оглавление

Предисловие редактора перевода 5
Предисловие редактора серии 8
Предисловие редакторов тома 10
1. Стратегия моделирования. *М.Г. Андерсон, Т.П. Берт* 11
2. Моделирование баланса почвенных вод. *Р. Дж. Ханкс* 27
3. Гидролого-гидрогеологические условия склонов. *М. Дж. Керкби* 54
4. Использование радаров для замеров интенсивности атмосферных осадков. *Г.Л. Хюбнер* 103
5. Дистанционные методы определения влажности почв. *Т. Шмюгге* 134
6. Моделирование режима эвапотранспирации в лесных массивах. *Д.Д. Хафф, У.Т. Суонк* 161
7. Снег и лед. *Э.М. Моррис* 193
8. Формирование стока в засушливых и полузасушливых зонах. *А. Яир, Г. Лави* 229
9. Гидрогеологическое прогнозирование. *Л.Ф. Коникое, Э.П. Паттен* 271
10. Качество воды. *Т.Д. Стил* 335
11. Модели водосборных бассейнов с сосредоточенными параметрами. *Дж.Р. Блески, К.В.О. Илз* 381
12. Модели систем с переменной областью питания. *К.А. Трондл* 431
13. Модели с распределенными параметрами. *К. Бевен* 496
14. Моделирование руслового стока. *Д.Л. Фрид* 535
15. Прогнозирование в реальном времени. *Э.Ф. Вуд, П.Э. О'Коннелл* 616
16. Требования к разработке прогнозов как средства управления гидрологическими и гидрогеологическими системами. *Л. Дакштейн, Ш. Амбрус. Д.Р. Дейвис* 681
Именной указатель 717
Предметный указатель 721
Географический указатель 726

Уважаемый читатель !

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство "Мир".

Научное издание
М.Г. Андерсон, Т.П. Берт, Р. Дж. Ханкс и др.
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

Под редакцией
Малколма Г. Андерсона и Тима П. Берта

Заведующий редакцией В.В. Герасимовский
Старший научный редактор М.Е. Яковенко
Младший научный редактор А.В. Швыряева
Художник А.В. Лисицин
Художественный редактор А.Я. Мусин
Технический редактор Т.А. Чистякова
Корректор Р.Л. Вибке

ИБ № 6375

Фотоофсет. Подписано к печати 29.08.88.
Формат 60 x 90/16. Бумага офсетная № 1.
Гарнитура таймс. Печать офсетная.
Объем 23,00 бум. л. Усл. печ. л. 46,00.
Усл. кр.-отт. 92,00. Уч.-изд. л. 47,57.
Изд. № 5/5377. Тираж 1350 экз. Зак. 1368.
Цена 7 р. 90 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО "МИР"
В/О "Совэкспорткнига" Государственного комитета СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
Набрано в Межиздательском фотонаборном центре
издательства "Мир".
129820, ГСП, Москва, 1-й Рижский пер., 2.

Можайский полиграфкомбинат В/О "Совэкспорткнига"
Государственного комитета СССР по делам издательств, полиграфии
и книжной торговли.
143200, Можайск, ул. Мира, 93.

Издательство "Мир"
готовит к выпуску в 1989 г.

Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии: Пер. с англ. — 41 л., ил. — В пер.: 8 р. 50 к.

В книге автралийских геологов приводятся результаты оригинальных минералогических, петрографических и геохимических исследований ультракалиевых алмазоносных пород Западной Австралии – лампроитов и найденных здесь же кимберлитов. Обобщается огромный фактический материал по геологии региона, внутреннему строению отдельных тел лампроитов и кимберлитов, их вещественному составу, геохимии изотопов и петрогенезису. Дается детальное описание лампроитовых трубок и в том числе трубки АК1, представляющей собой богатейшее в мире месторождение алмазов. Рассматриваются черты сходства и отличия алмазов из кимберлитов и лампроитов и особенности алмазов из различных районов Западной Австралии. Анализируются вопросы генезиса лампроитов и их взаимоотношения с кимберлитами. Делается вывод о генетическом сродстве этих типов пород и их образовании в результате сочетания процессов глубинного мантийного метасоматоза и магматизма.

Для петрографов, минералогов и геохимиков, а также геологов и геофизиков, изучающих состав и строение земной коры и верхней мантии.

Издательство "Мир"
готовит к выпуску в 1989 г.

Кабата-Пендиас А., Пендиас Х. Микроэлементы в почвах и растениях: Пер. с англ. – 31 л., ил. – В пер.: 6 р. 50 к.

В книге дается обзор современных представлений о геохимических и биохимических процессах, которые прямо или косвенно влияют на распределение микроэлементов в почвах и растениях как в природных, так и в техногенных условиях. Рассматриваются содержания, формы нахождения, особенности миграции и биогеохимические свойства более 50 микроэлементов в горных породах, почвах, растениях в природных и загрязненных условиях. Описываются также процессы трансформации, взаимодействия с органическим веществом, механизм поступления, связывания и выведения микроэлементов, токсичность и основные виды отрицательных реакций, особенности распределения в различных тканях растений. Дается краткая характеристика основных источников загрязнения и мер по снижению отрицательного воздействия на почвы и растения. Обобщаются материалы по содержанию химических элементов в продуктах питания растительного происхождения в районах месторождений.

Для широкого круга специалистов, занимающихся проблемами геохимии, биогеохимии, экологии, почвоведения, биологии и агрохимии.

Издательство "Мир"
готовит к выпуску в 1989 г.

Кокс А., Харт Р. Тектоника плит: Пер. с англ. – 27 л., ил.– В пер.: 5 р. 40 к.

В книге известных геофизиков из США впервые рассматриваются проблемы количественного расчета относительного движения плит, анализ абсолютных движений и движущий механизм тектоники плит. Ясно и доступно излагается весь арсенал средств, которыми пользуются при плито-тектоническом анализе. Рассматривается геометрия плит, векторы их движения и использование палеомагнитных данных для определения поворота одного блока относительно другого. Несмотря на простоту изложения и минимальное привлечение математического аппарата вся книга написана на высоком научном уровне и отвечает современному состоянию наших знаний по тектонике плит. Такую книгу и профессор, и студент, и рядовой геолог ждали давно. Впервые в мировой литературе появилась монография, которую можно назвать "Численная тектоника плит". Она удачно сочетает черты монографического описания численной тектоники плит и учебного пособия.

Для широкого круга геологов и геофизиков; кроме того, может быть использована как учебное пособие в геологических вузах.

Издательство "Мир"
готовит к выпуску в 1989 г.

Самама Ж.-К. Выветривание и рудные поля: Пер. с англ. — 30 л., ил. — В пер.: 6 р. 30 к.

В книге раскрывается роль процессов выветривания в рудообразовании. Рассматриваются геохимические, климатические и другие физико-географические условия образования кор выветривания, главные типы континентального выветривания, их эволюция в геологической истории и глобальное распространение. Проанализировано поведение рудных и породообразующих элементов в разных геохимических ландшафтах зоны гипергенеза. Оценивается скорость химической и механической денудаций, дается общая модель развития зоны химического выветривания. Рассматриваются процессы миграции растворенных элементов из кор выветривания и их последующего осаждения, и процессы, приводящие к образованию остаточных концентраций некоторых элементов. Описываются явления вторичного обогащения в зоне окисления месторождений сульфидов меди и никеля, железа и марганца. Наглядно показано на конкретных материалах, в динамике, формирование месторождений железа, алюминия, марганца при коровых процессах, развивающихся по породам, изначально обогащенным этими элементами.

Для геологов широкого профиля, геологов-рудников, специалистов по корам выветривания, геохимиков и минералогов.

Издательство "Мир"
готовит к выпуску в 1989 г.

Хаттон Л., Уэрдингтон М., Мейкин Дж. Обработка сейсмических данных. Теория и практика: Пер. с англ. — 25 л., ил. — 5 р. 30 к.

Книга известных английских геофизиков является превосходным примером использования методов спектрального анализа временны́х рядов при обработке сейсмических данных. Авторы демонстрируют виртуозное использование методов фильтрации, прогноза, корреляционного анализа многомерных рядов в исключительно сложных практических ситуациях. В книге достаточно компактно и в то же время полно изложены теоретические основы практически всех этапов цифровой обработки сейсмических данных; при этом изложение ведется с самых современных позиций. Приводятся также сведения о технических средствах выполнения обработки, причем акцент делается именно на тех вопросах, которые важны с точки зрения обработки геофизических данных. Рассматриваются вопросы выполнения миграционных преобразований сейсмических данных, основные понятия об обратных задачах в сейсморазведке и ряд методов из решения. Приводится математическая постановка задач по разделению восходящих и нисходящих волн при ВСП, коррекции остаточных статических поправок и восстановлению распределения скоростей.

Для геофизиков, а также научных работников, инженеров, аспирантов и студентов различных областей науки и техники, использующих методы прикладной математики.

5099