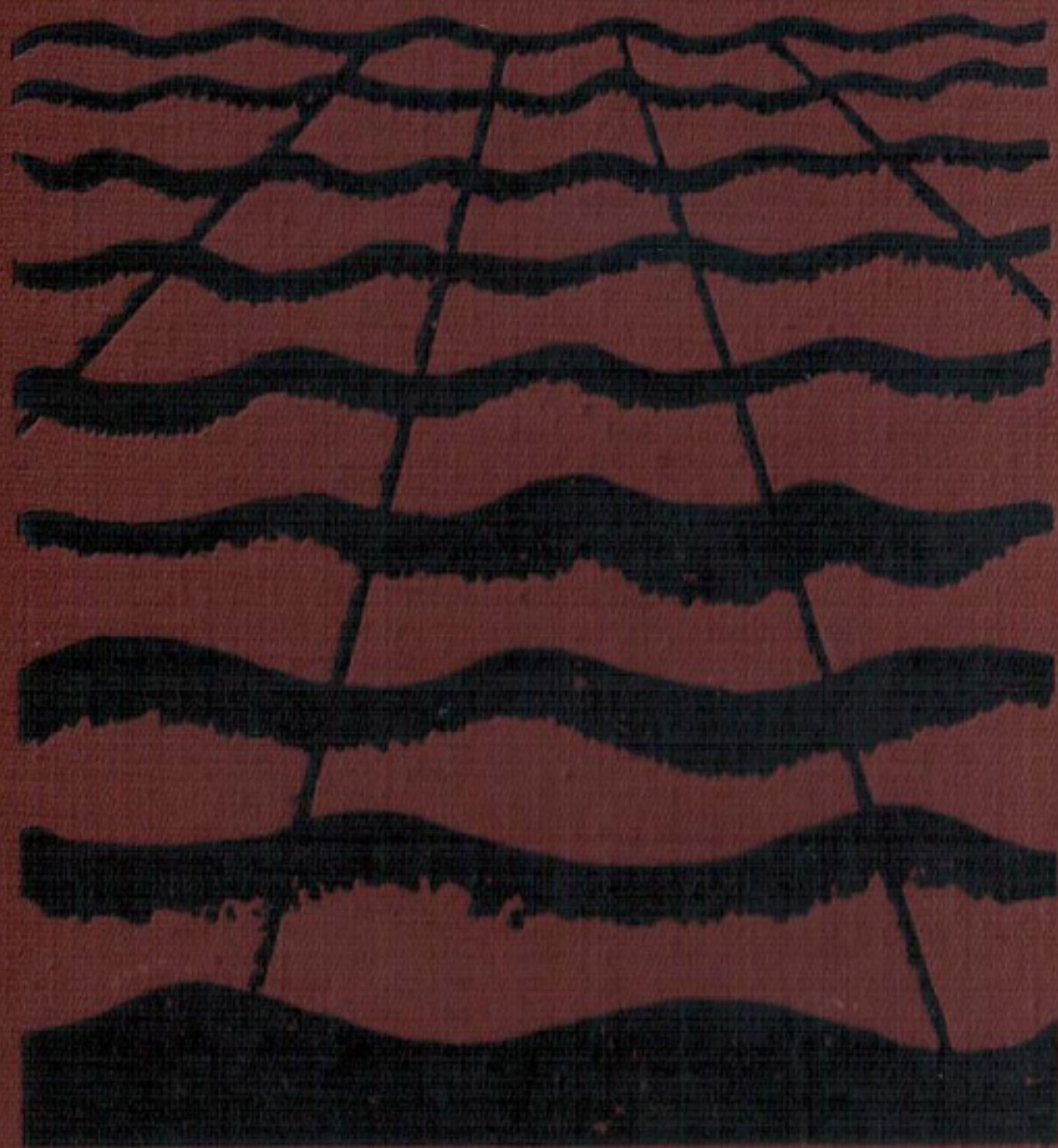


С. И. ХАРЧЕНКО

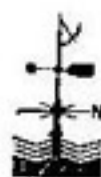
Гидрология орошаемых земель



С. И. Харченко

Гидрология орошаемых земель

*Издание второе
переработанное и
дополненное*



ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД · 1975

В книге рассматриваются некоторые наиболее важные гидрологические проблемы, встречающиеся при проектировании и эксплуатации оросительных систем, в частности, анализируются современные методы расчета водного и водно-солевого баланса, инфильтрационного питания и прогноза уровня грунтовых вод, стока и возвратных вод с орошаемых земель, недостатков (дефицитов) водопотребления, оросительных норм и гидромодулей, а также режима орошения различных сельскохозяйственных культур. Для решения этих проблем проведены теоретические исследования водопотребления сельскохозяйственных культур, стока, влагообмена в зоне аэрации, проанализированы результаты экспериментальных тепло- и водно-балансовых исследований, а также материалы наблюдений агрометстанций, гидрологических стационаров и обсерваторий, расположенных на орошаемых и неорошаемых землях.

Рассчитана на гидрологов, мелиораторов, агрометеорологов, почвоведов, агрономов и студентов соответствующих специальностей

The book deals with important hydrological problems of designing and operation of irrigation systems; in particular, the following problems are discussed: modern methods of estimation of water and water-and-salt balances, water alimentation by infiltration, water table forecasting, runoff and water return from irrigated areas, deficits of water consumption, irrigation norms and irrigation module, as well as irrigation regime of various agricultural plants. For the solution of these problems theoretical investigations of water consumption by agricultural plants, runoff, hydrologic cycle in aeration zone have been conducted; the results of experimental heat-and water-balance research have been analysed, as well as observational data collected by agricultural and hydrological stations and observatories situated at irrigated and non-irrigated areas.

The book would be of value for hydrologists, meliorators, agrometeorologists, pedologists, agronomists and students of corresponding specialities.

Посвящается памяти
Валериана Андреевича Урываева,
вложившего много сил
в дело развития
экспериментальной гидрологии

ПРЕДИСЛОВИЕ

В книге «Гидрология орошаемых земель», вышедшей из печати в 1968 г., рассмотрены актуальные вопросы теории и практики режима орошения и водного баланса сельскохозяйственных полей, лежащие в основе разработки наиболее рациональных приемов использования водных и земельных ресурсов и получения на орошаемых землях высоких и гарантированных урожаев. В связи с широким развитием в нашей стране орошаемого земледелия интерес к этим вопросам резко возрос, что и явилось одной из причин переиздания книги.

После выхода в свет первого издания книги был получен ряд замечаний и ценных пожеланий, многие из которых учтены во втором издании. Уточнение коснулось разделов водного баланса и суммарного испарения. Главы 2 и 6 переработаны и дополнены данными проверки тепловоднобалансового метода расчета испарения и определения режима орошения. В книгу включены также новые главы, освещающие вопросы влагообмена в зоне аэрации, стока с орошаемых территорий, водно-солевого режима почв (главы 3, 4, 5).

Каждая из затронутых в книге проблем разрабатывается специалистами в рамках соответствующих научных дисциплин: мелиорации, почвоведения, гидрогеологии и гидрологии. Упомянутые проблемы тесно взаимосвязаны, в основе их решения лежат одни и те же физические явления и факторы водохозяйственной деятельности, поэтому в предлагаемой монографии они рассматриваются по возможности комплексно. Содержание этих проблем носит преимущественно мелиоративно-гидрологический характер, поэтому автор считал целесообразным объединить их под общим названием «Ирригационная гидрология», или «Гидрология орошаемых земель».

Автор глубоко признателен за ценные советы и замечания чл.-кор. ВАСХНИЛ Б. Б. Шумакову, канд. техн. наук В. С. Лапшенкову и профессору А. И. Чеботареву.

ВВЕДЕНИЕ

Советский Союз по площади орошаемых и осушаемых земель занимает одно из ведущих мест в мире. В настоящее время партия и правительство намечают еще более грандиозные мероприятия по мелиорации земель. Широкое развитие получает орошение в Средней Азии и на юге Казахстана, а также в зоне недостаточного увлажнения Европейской территории СССР. Сведения о перспективах развития орошаемого земледелия приводятся в работах Б. А. Шумакова [298], А. Н. Асоченского [26], С. М. Перехреста [179], К. К. Шубладзе [288], И. А. Герарди [67], С. А. Миркина [159], Е. А. Алексеевского [12].

Большой размах развития орошаемого земледелия, естественно, требует более тщательной и всесторонней научной оценки природных условий и в первую очередь гидрологического режима, претерпевающего наиболее сильное изменение при мелиорации. Гидрологические проблемы орошаемого и осушаемого земледелия привлекают внимание как мелиораторов, так и гидрологов: первых — с точки зрения наиболее эффективного использования водных и земельных ресурсов, вторых — с позиции оценки перспективы изменения гидрологического режима, количества и качества водных ресурсов.

Вопрос об изучении гидрологических процессов на мелиорируемых землях и в речных бассейнах с развитой мелиорацией впервые поставили А. И. Воейков [55] и В. Г. Глушков [71]. Среди мелиораторов на необходимость таких исследований указывал основоположник научной мелиорации А. Н. Костяков [126], давший обоснование метода определения оросительных норм с учетом водного баланса почвенного слоя. С. Ф. Аверьянов [5], развивая идеи А. Н. Костякова, поставил вопрос о более широком водно-балансовом обосновании водных мелиораций. Однако гидрологические исследования на мелиорируемых и, в частности, на орошаемых землях все-таки развивались слабо.

До настоящего времени при проектировании оросительных систем используются оросительные нормы, установленные эмпирическим путем, нередко по эпизодическим наблюдениям на небольших опытных полях без должного учета динамики водного баланса зоны аэрации, а также состояния гидрометеорологических условий в конкретные годы.

Так называемые аналитические методы определения проектных режимов орошения, основанные на принципе водного баланса,

применяются в ограниченных масштабах, так как закономерности формирования его составляющих и режим водопотребления сельскохозяйственных культур и влагообмена в зоне аэрации разработаны все еще слабо.

Проектирование и строительство оросительных систем без всестороннего учета природных условий мелиорируемых земель, что нередко встречается в практике [51, 197], применение недостаточно обоснованного режима орошения без учета динамики водного баланса, влагообмена в зоне аэрации и состояния текущих гидрометеорологических условий, особенно на почво-грунтах, обладающих слабой отточностью, приводит к формированию неблагоприятного водного баланса и, как следствие, к быстрому подъему уровней грунтовых вод, вызывающему заболачивание и вторичное засоление корнеобитаемого слоя почвы. Повышение концентрации солей приводит к понижению испарения и соответственно к усилению процесса заболачивания.

Процессы заболачивания и засоления почв приводят к потере плодородия последних, резкому снижению урожаев сельскохозяйственных культур и даже к полному выпадению земель из севооборота. Эти процессы в целом прогрессируют и становятся большим тормозом в развитии орошения.

Интенсивное развитие орошаемого земледелия повлекло за собой возрастание объема безвозвратных потерь воды и в ряде случаев снижение стока, а также повышение минерализации речных вод.

Следовательно, разработка методов прогноза изменения стока рек и качества водных ресурсов под воздействием изъятия воды на орошение является важной проблемой современной гидрологии, особенно в связи с составлением водохозяйственных балансов и намечаемыми планами перебросок части стока северных рек в бассейн Волги и сибирских рек в бассейны Сырдарьи и Амударьи и маловодные области Казахской ССР.

Для решения указанных проблем необходимо прежде всего изучение водного, теплового и солевого балансов и тепло-, влаго-, солеобмена в зоне аэрации на орошаемых землях, а также на засушливых территориях, где предполагается развитие орошения. Эти исследования должны быть, очевидно, комплексными, поскольку объектом изучения является сложная система растение—почва—вода—атмосфера. Они должны осуществляться с учетом особенностей гидромелиоративной практики [и, в частности, поливной техники, способов полива.

В процессе решения упомянутых проблем были выполнены теоретические, лабораторные и полевые экспериментальные исследования. Последние носили всегда комплексный характер, т. е. одновременно и на одних и тех же объектах проводились все виды полевых исследований: гидрологические, гидрогеологические, агрометеорологические, почвенные и пр.

Первые полевые работы были начаты автором [268] в 1957 г. на орошаемых полях Нижнедонской и Донской оросительных систем, где земли заняты под зерновой севооборот, виноградники и сады (Рябиче-Задонский воднобалансовый участок, пос. Восход, Ростовской области) и под рис (Новосадковский воднобалансовый участок, Пролетарская ветка Донской оросительной системы). В 1964—1965 гг. эти исследования были расширены. Экспериментальные работы начаты на орошаемых полях свх Ажиновский, Ростовской области и Ростовской опытно-мелиоративной станции (Багаевско-Садковская оросительная система), свх «Изобильненский» Ставропольского края и Ставропольской опытно-мелиоративной станции (Право-Егорлыкская оросительная система).

В 1967—1970 гг. аналогичные исследования проведены на орошаемых землях Южного Казахстана (Арысь-Туркестанская, Қзылкумская и Таласская оросительные системы). Продолжаются работы в Поволжье, на Юзбаш-Сулакской, строящейся Ставропольской и Право-Егорлыкской (Северный Кавказ), а также на Чуйской (Киргизия) и других оросительных системах.

Полученные материалы были использованы при написании настоящей монографии.

Теоретический анализ и обобщение экспериментальных данных, полученных на орошаемых землях и засушливых территориях, позволили рассмотреть на современном уровне гидрологической науки такую важную проблему, как теория и методика расчетов недостатков водопотребления, оросительных норм, гидромодулей и режимов орошения.

Значительное внимание уделено анализу процессов испарения и оптимального водопотребления различных сельскохозяйственных культур и разработке методики их расчета за конкретные промежутки времени.

Большое место в книге занимают вопросы изучения возвратных вод, а также изменения водного баланса и стока в речных бассейнах с развитым орошением, усовершенствования методики расчета водно-солевых балансов орошаемых земель и прогноза засоления орошаемых полей, разработки рекомендаций по определению инфильтрационного питания грунтовых вод на орошаемых землях и др.

1. ВОДНЫЙ БАЛАНС ОРОШАЕМЫХ ЗЕМЕЛЬ

Водный баланс любой территории является результатом взаимодействия климатических факторов с условиями подстилающей поверхности. Основными считаются климатические факторы. Однако почвенно-геологическое строение территории, условия подстилающей поверхности (обработка почвы, мелиорация земель и пр.) играют существенную, а иногда и решающую роль в формировании водного баланса. Особенно большое значение имеет фактор орошения, способный коренным образом преобразовать естественный водный баланс.

С помощью метода водного баланса можно решать ряд практических задач, таких как оценка влагообеспеченности, расчеты недостатков водопотребления различных сельскохозяйственных культур и определение на этой основе оросительных норм и поливного режима, определение инфильтрационного питания грунтовых вод и оценка объема возвратных вод, оценка изменения речного стока и пр.

Величина ошибок определения этих характеристик зависит от полноты учета всех элементов водного баланса и надежности их экспериментального определения. В настоящей главе приводятся наиболее полные уравнения водного баланса различных зон деятельного слоя поверхности земли, соответствующие общему закону сохранения материи. Описываются современные методы измерения элементов водного баланса с заданной точностью.

1.1. Уравнения водного баланса

Для наиболее полного описания баланса влаги в деятельном слое земной поверхности целесообразно выделить три вида уравнений водного баланса: общее, баланса водоносного слоя (грунтовых вод) и водного баланса зоны аэрации.

Общее уравнение водного баланса ограниченного по площади участка орошаемой территории для всей толщи почво-грунтов до водоупора (рис. 1) для конечного промежутка времени имеет следующий вид:

$$X + M + Z_m + Z_x + Y_{п.п} + Y_{п.г} + Y_{п.поч} - Y_n - Y_r - Y_{поч} - E - E_v - M_{сб} + \Delta U + \Delta q = 0, \quad (1)$$

где

$$\Delta U = \Delta U_{\text{подз}} + \Delta U_{\text{пов}}, \quad (2)$$

$$\Delta U_{\text{подз}} = \Delta W_H + \Delta U_{\text{гр}}, \quad (3)$$

$$\Delta U_{\text{пов}} = \Delta U_{\text{сн}} + \Delta U_{\text{пон}}, \quad (4)$$

здесь X — атмосферные осадки; M — оросительные нормы; Z_m , Z_x — фильтрация воды из магистральных и хозяйственных

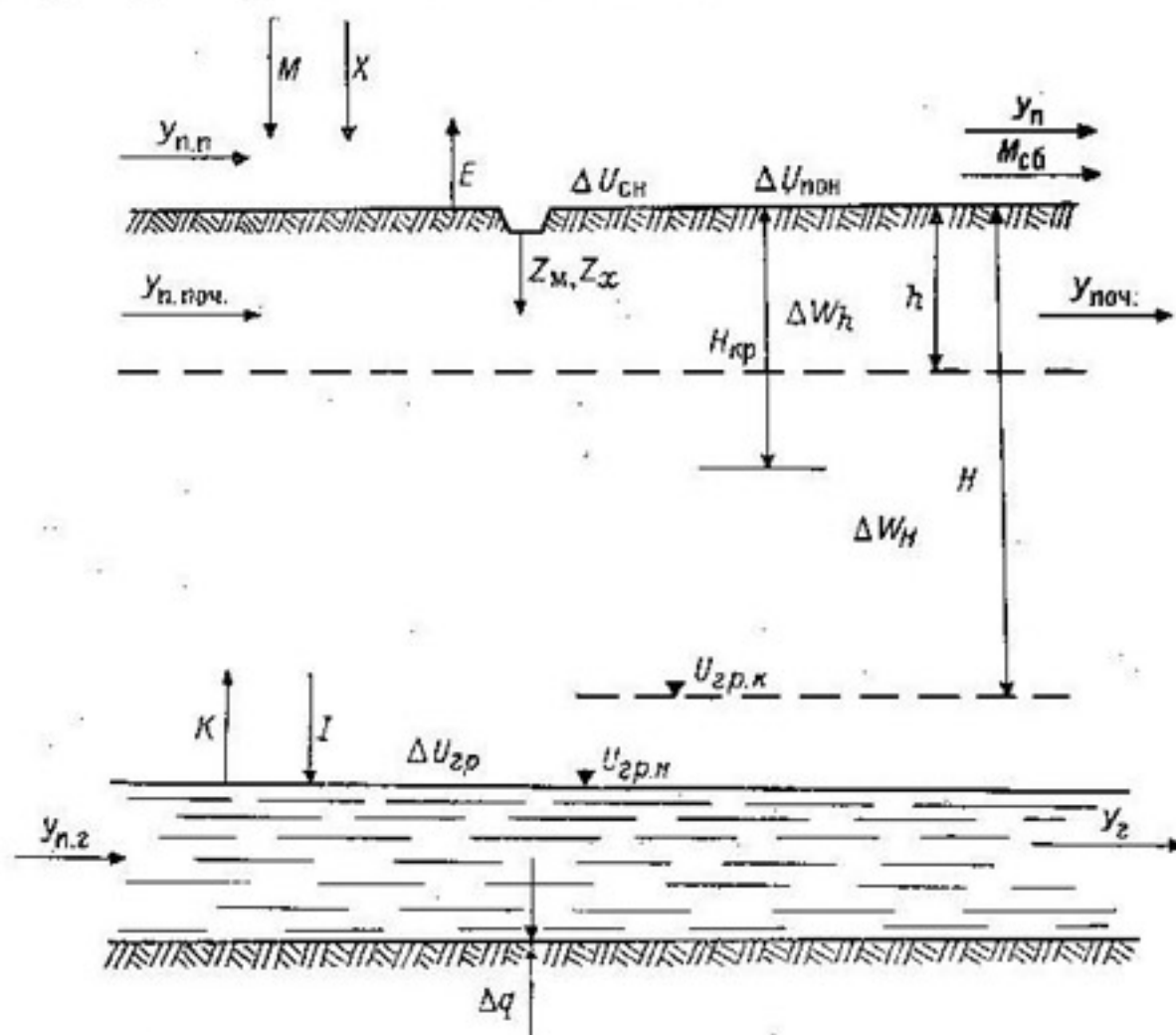


Рис. 1. Схема водного баланса и влагообмена в зоне аэрации при орошении.

оросительных каналов; $Y_{\text{п. п}}$, $Y_{\text{п. г}}$, $Y_{\text{п. поч}}$ — приток поверхностных, грунтовых и внутрипочвенных вод; $Y_{\text{п}}$, $Y_{\text{г}}$, $Y_{\text{поч}}$ — сток (отток) поверхностных, грунтовых и внутрипочвенных вод; E — суммарное испарение¹; E_v — испарение с водной поверхности; $M_{\text{сб}}$ — сток (сброс) поливных вод поверхностным путем; ΔU — изменение (накопление или убыль) запасов воды, $\Delta U_{\text{пов}}$ — на поверхности, $\Delta U_{\text{подз}}$ — в толще почво-грунтов и в водоносном слое, ΔW_H — в почво-грунтах зоны аэрации², $\Delta U_{\text{гр}}$ — в грунтовых водах, $\Delta U_{\text{сн}}$ — в снеге, $\Delta U_{\text{пон}}$ — в понижениях микро-

¹ Здесь и далее величина суммарного испарения включает и конденсацию.

² Верхние слои земной коры между дневной поверхностью и поверхностью подземных вод [275].

рельефа; Δq — показатель водообмена верхнего водоносного слоя с нижележащими.

Члены уравнения (1) X , M , $Y_{п.п.}$, $Y_{п.г.}$, $Y_{п.поч.}$ могут иметь только положительный знак, а $Y_{п.}$, $Y_{г.}$, $Y_{поч.}$, E , E_v , $M_{сб}$ — только отрицательный.

В случае превышения конденсации над испарением E , E_v имеют положительный знак. Составляющие члена ΔU могут принимать как положительное, так и отрицательное значения. В случае когда каналы проходят в выемке и дренируют грунтовый поток, вместо Z_m и Z_x следует поставить величины притока в каналы с отрицательным знаком.

Величины изменения запасов грунтовых вод, влаги в зоне аэрации, воды в понижениях микрорельефа и снеге определяются по следующим выражениям:

$$\Delta U_{гр} = U_{гр.н} - U_{гр.к}, \quad (5)$$

$$\Delta W_H = W_{H.н} - W_{H.к}, \quad (6)$$

$$\Delta U_{пон} = U_{пон.н} - U_{пон.к}, \quad (7)$$

$$\Delta U_{сн} = U_{сн.н} - U_{сн.к}, \quad (8)$$

где $U_{гр}$ — запасы грунтовых вод; W_H — влагозапасы в зоне аэрации; $U_{сн}$, $U_{пон}$ — запасы воды в снеге и понижениях. Индексами «н» и «к» обозначены значения компонентов в начале и конце расчетного интервала времени. Следует заметить, что если вычисление составляющих водного баланса $\Delta U_{гр}$, ΔW_H , $\Delta U_{пон}$, $\Delta U_{сн}$ производить по разности между конечными и начальными запасами, то соответственно изменятся и знаки этих членов в уравнениях (1)–(4).

Уравнение водного баланса водоносного слоя имеет вид

$$-\Delta U_{гр} = Y_{п.г.} - Y_{г.} + I - K + \Delta q, \quad (9)$$

где I — пополнение запасов грунтовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков и поливных вод (инфильтрационное питание грунтовых вод); K — расход грунтовых вод в зону аэрации, или капиллярное подпитывание зоны аэрации.

Уравнение водного баланса зоны аэрации можно записать так:

$$X + M + Z_m + Z_x + Y_{п.п.} + Y_{п.поч.} - Y_{п.} - Y_{поч.} - E - E_v - I + K - M_{сб} + \Delta W_H + \Delta U_{пон} + \Delta U_{сн} = 0. \quad (10)$$

Все элементы водного баланса исчисляются в миллиметрах слоя, отнесенного к единице площади исследуемой территории¹.

Колебания уровня грунтовых вод приводят к изменению мощности зоны аэрации, поэтому величина ΔW_H изменяется не только под воздействием изменения влажности почвы, но и в результате уменьшения или увеличения глубины залегания уровня грунтовых вод. В связи с этим при выполнении расчетов по уравнению вод-

¹ Для речных водосборов, где поверхностный и подземный водоразделы совпадают, компонентами $Y_{п.п.}$, $Y_{п.г.}$ и $Y_{п.поч.}$ в уравнениях (1), (9), (10) обычно пренебрегают.

ного баланса приходится рассматривать не всю толщу зоны аэрации, а ее часть, ограниченную наивысшим уровнем грунтовых вод и поверхностью почвы.

Строго говоря, уравнения (1), (9), (10) справедливы для условий однородного распределения по площади и плавного изменения во времени основных элементов водного баланса. В природе такие условия встречаются сравнительно редко, поэтому применение упрощенных уравнений водного баланса для определения накопления или убыли влаги на значительных территориях (характеризующихся обычно пестротой распределения по площади и значительными изменениями во времени элементов баланса) может давать существенные ошибки. Величины изменения запасов влаги в деятельном слое можно определять с помощью уравнений динамики влагопереноса, которые рассматриваются в главе 3. Однако эти уравнения справедливы только для отдельной точки или ограниченной площадки. Для обоснования программ экспериментальных воднобалансовых исследований, а также для оценки динамики запасов влаги на сельскохозяйственных полях или значительных естественных и преобразованных (орошаемых, осушаемых) территориях и речных бассейнах целесообразно использовать уравнения водного баланса, записанные в более общей, развернутой форме с учетом динамики процессов во времени и изменчивости их по площади.

Уравнение водного баланса зоны аэрации (для теплого периода времени) при $Y_{п. поч} = Y_{поч} = 0$ имеет вид

$$\begin{aligned}
 -\Delta W_s = & \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T X'(t) dt \right\} d\omega + \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T M'(t) dt \right\} d\omega + \\
 & + \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T Z'_0(t) dt \right\} d\omega + \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T Y'_{п.п}(t) dt \right\} d\omega - \\
 & - \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T Y'_п(t) dt \right\} d\omega - \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T E'(t) dt \right\} d\omega + \\
 & + \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T K'(t) dt \right\} d\omega - \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T I'(t) dt \right\} d\omega - \\
 & - \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T M'_{сб}(t) dt \right\} d\omega.
 \end{aligned} \tag{10_1}$$

В этом уравнении $\int_{T_0}^T X'(t) dt$, $\int_{T_0}^T M'(t) dt$, $\int_{T_0}^T Z'_0(t) dt$, $\int_{T_0}^T Y'_{п.п}(t) dt$, $\int_{T_0}^T Y'_п(t) dt$, $\int_{T_0}^T E'(t) dt$, $\int_{T_0}^T K'(t) dt$, $\int_{T_0}^T I'(t) dt$,

$\int_{T_0}^T M'_{\text{св}}(t) dt$ — формулы, описывающие интенсивность атмосферных осадков, подачи оросительных вод, инфильтрации в каналах поверхностного притока и стока дождевых вод, суммарного испарения, расхода грунтовых вод в зону аэрации, инфильтрационного питания грунтовых вод, стока оросительных вод.

Функции $\int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T X'(t) dt \right\} d\omega$, $\int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T M'(t) dt \right\} d\omega$ и другие учитывают неравномерность распределения атмосферных осадков, оросительных вод и других аргументов по территории. Величина ΔW_a означает изменение запасов влаги в зоне аэрации и растительном покрове, а также в микропонижениях поверхности, ω — площадь исследуемого контура.

Аналогичным образом можно записать уравнения (1) и (9).

Ниже рассматриваются экспериментальные методы определения основных элементов водного баланса.

1.2. Атмосферные осадки

Атмосферные осадки являются главной составляющей приходной части водного баланса. Жидкие осадки измеряются с помощью осадкомеров Третьякова, плювиографов и почвенных дождемеров; последние входят в комплекты испарительных установок для измерения испарения с водной поверхности и суммарного испарения с различных угодий.

При этом, учитывая неравномерность выпадения осадков по площади, для определения, например, декадных величин с достаточной точностью (10—12%) в среднем на каждые 8—10 км² площади (800—1000 га) должно быть установлено 1—2 прибора; для площади 100—120 км² (10—12 тыс. га) достаточно иметь 5—6 равномерно распределенных по территории дождемерных пунктов, а на 8—10 тыс. км² — 10—15 пунктов [155]. Совершенно очевидно, что для территории с более равномерным по площади выпадением жидких осадков указанное количество дождемерных пунктов уменьшается, а для территории с менее равномерным выпадением осадков — увеличивается [253].

Исследованиями, выполненными в последнее время [238, 268], установлено, что существующая методика измерения атмосферных осадков осадкомерами имеет ряд систематических погрешностей, которые необходимо исключать при использовании данных об измеренных осадках в воднобалансовых расчетах. Эти погрешности возникают вследствие затраты части осадков на смачивание осадкомерного ведра, на испарение из него и за счет выдувания их под влиянием ветра.

Поправки для жидких осадков определяют путем сравнения результатов параллельных наблюдений по осадкомерам Третьякова и почвенным дождемерам, установленным на гидрометеорологиче-

ской сети при водных испарителях ГГИ-3000, или почвенных испарителях ГГИ-500, или лизиметрах ГР-80.

Исследование точности измерения осадков различными приборами на орошаемых землях производилось, в частности, на Рябиче-Задонском воднобалансовом участке Дубовской гидрометеорологической обсерватории (ДГМО) с 1957 г. По данным этих

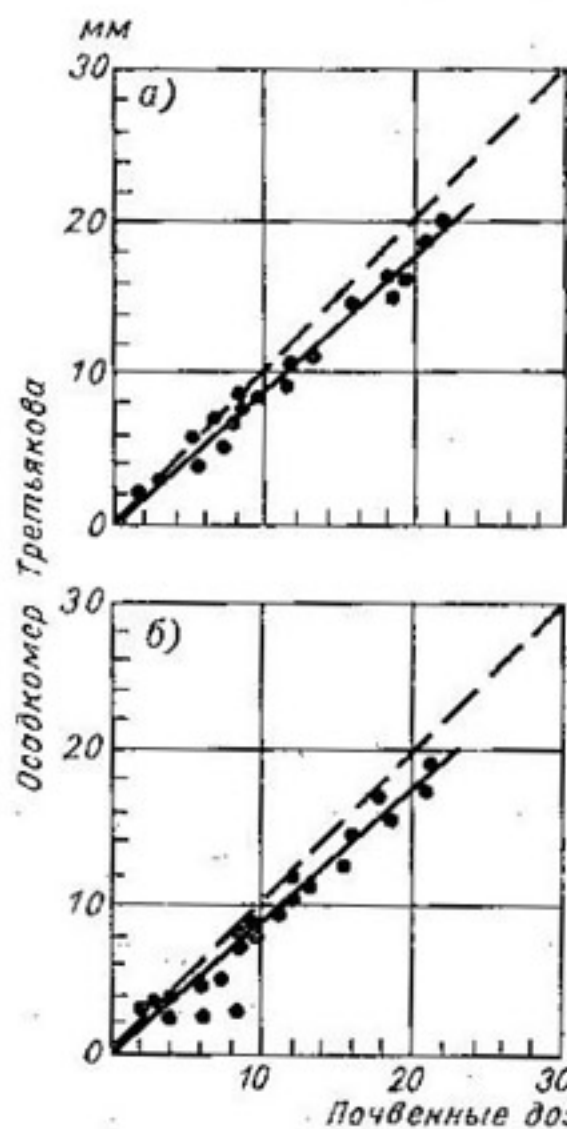
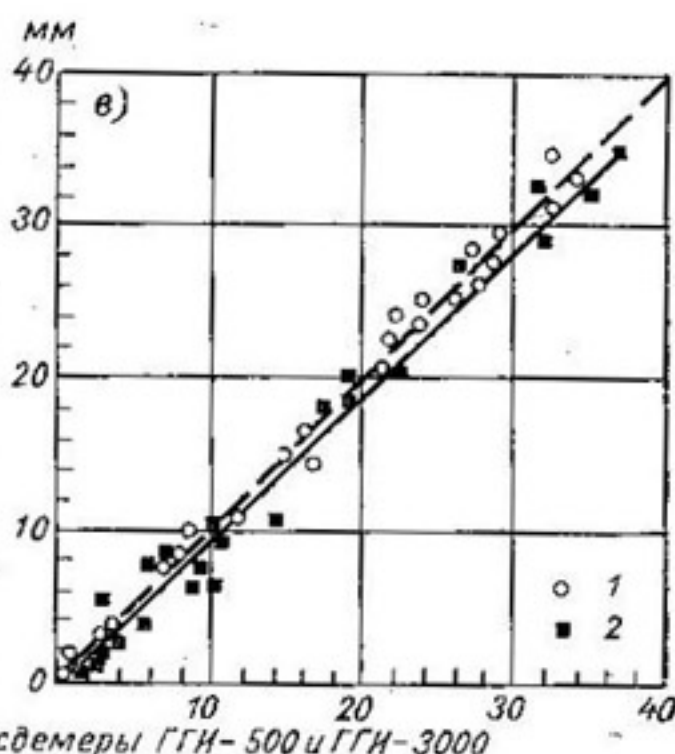


Рис. 2. Связь осадков, измеренных осадкомером Третьякова, с осадками, измеренными почвенным дождемером ГГИ-3000 на метеостанции (а), наземным дождемером ГГИ-500 на пару (б), наземным дождемером ГГИ-500 (в) на кукурузе (1) и винограде (2). Нижнедонская оросительная система, 1958—1963 гг.



наблюдений построены графики связи величин осадков, измеренных осадкомерами Третьякова и почвенными дождемерами на различных угодьях (рис. 2).

Как видно из этого рисунка, осадкомер Третьякова дает заниженные величины на (10—12%) по сравнению с почвенным дождемером ГГИ-3000, установленным на открытой поверхности. Это, по-видимому, справедливо лишь для небольших и средних по величине осадков (до 20 мм). При более значительных осадках показания по обоим приборам одинаковые. Аналогичные результаты получаются и по почвенному дождемеру ГГИ-500, установленному на пару. Здесь при осадках порядка 30 мм по осадкомеру Третьякова получены значения на 9% выше, чем по почвенному дождемеру ГГИ-3000.

Почвенный дождемер ГГИ-500, установленный на виноград-

нике, дал завышенные результаты (на 4—5%) по сравнению с показаниями осадкомера Третьякова на всем диапазоне измеренных осадков. На кукурузном поле по обоим сравниваемым приборам получены одинаковые результаты; при осадках порядка 30 мм осадкомер Третьякова дал несколько завышенные осадки.

Следовательно, при расчете водного баланса орошаемых полей или участков осадки, измеренные осадкомерами Третьякова, установленными на открытых местах, следует увеличивать на 10—12%. Для кукурузных полей и для всех культур, достигающих высоты 2 м, никаких поправок вводить, по-видимому, не следует, так как в этом случае осадкомеры Третьякова дают показания, близкие к показаниям почвенных осадкомеров. Последнее объясняется, вероятно, тем, что, во-первых, высокая растительность на уровне 2 м над землей создает шероховатость, близкую к шероховатости поверхности оголенной (или с низким растительным покровом) почвы; во-вторых, при высокой растительности часть осадков не достигает почвы, где установлен почвенный дождемер, задерживается на стеблях и листьях растений и в последующем испаряется.

Измерения осадков, произведенные на сельскохозяйственных полях с различным растительным покровом (кукуруза, озимая пшеница и др.), показали, что на стеблях растений при незначительном ветре задерживается около 3—4% осадков при сумме, не превышающей 20 мм. При сильных ветрах этот эффект снижается примерно наполовину.

Поправки для твердых осадков определяются также по параллельным измерениям осадкомерами, расположенными на открытых местах и защищенных (например, поляна в лесу, у лесной полосы), или путем сравнения со снегозапасами по детальным снегосъемкам за безоттепельные периоды [253]. Величина погрешности определения осадков с учетом введения соответствующих поправок по изложенной методике составляет около $\pm 10\%$.

В случае отсутствия параллельных наблюдений за осадками по почвенным дождемерам и осадкомерам Третьякова и в связи с невозможностью определения опытным путем поправочных коэффициентов последние определяются теоретическим путем по специальной методике [238].

1.3. Поверхностный сток

Сток и его распределение во времени и по площади играет важную роль в формировании водного баланса сельскохозяйственных полей и водосборов. Стекая с одних участков, дождевые или снеговые воды могут накапливаться на других; это приводит к снижению инфильтрации осадков в почву и уменьшению влагозапасов в верхнем слое почвы на первых участках и к увеличению на вторых.

Сток с крупных водосборов изучается в замыкающем створе русла реки, как правило, с помощью гидрометрических вертушек, сток с малых водосборов — с помощью гидрометрических сооружений, оборудованных водосливами или лотками в комплексе с водомерными рейками и самописцами уровня воды. Сток со склонов и с сельскохозяйственных полей изучается на стоковых площадках, представляющих собой оконтуренные земляными валиками или бетонными и деревянными бортиками небольшие участки территории, заключающие в себе части склонов водосбора или отдельные сельскохозяйственные поля. Стоковые площадки, так же как и гидрометрические сооружения, оборудованы небольшими водосливами или гидрометрическими лотками, водомерными рейками и самописцами уровня воды.

Сток талых и дождевых вод, отток оросительных вод с орошаемых сельскохозяйственных полей изучается также с помощью своеобразных стоковых площадок. В качестве таковых служат сами сельскохозяйственные поля, чеки или карты, оконтуренные каналами или другими земляными валиками; иногда приходится создавать дополнительные задерживающие валики. На одном из краев орошаемого сельскохозяйственного поля, куда направлен уклон местности, оборудуется гидрометрическое устройство, снабженное гидрометрическим лотком или водосливом и самописцами уровня воды. В экспедициях ГГИ для изучения стока на орошаемых полях применяются водомеры П. В. Тищенко [233]. В эксплуатационной гидрометрии применяются водомеры Глубшева.

Результаты измерений стока используются для оценки местных водных ресурсов и для расчетов водного баланса водосборов, склонов и сельскохозяйственных полей. Погрешность измерений величин стока, как известно, составляет $\pm 5-7\%$ [155].

1.4. Суммарное испарение и элементы вертикального влагообмена в зоне аэрации

1.4.1. Общие положения. В настоящее время для определения суммарного испарения¹ применяются три наиболее распространенных метода: 1) водного баланса, 2) измерения оттока водяного пара в атмосферу, 3) измерения затрат энергии на испарение, или метод теплового баланса.

Метод водного баланса для расчета суммарного испарения применяется в следующих вариантах: а) по уравнению водного баланса орошаемого водосбора или оросительной системы, массива; б) по уравнению водного баланса отдельного сельскохозяйственного поля или участка; в) по уравнению водного баланса изолированных монолитов испарителей и лизиметров.

¹ Под суммарным испарением понимается транспирация, испарение с почвы и испарение влаги, задержанной стеблями и листьями растений при выпадении атмосферных осадков и при поливах методом дождевания.

Ниже дается оценка указанных методов и приборов. Для определения величин расхода грунтовых вод в зону аэрации и пополнения их за счет инфильтрации атмосферных осадков и оросительных вод применяются лизиметры.

1.4.2. Метод водного баланса орошаемого водосбора или отдельного массива. При использовании уравнения (1) для определения суммарного испарения с водосбора или отдельного массива методом водного баланса компонентами $Y_{п.п.}$, $Y_{п.поч}$ и $Y_{поч}$ можно пренебречь, поскольку в этом случае рассматривают водосборные площади с хорошо очерченной водораздельной линией, где приток воды со стороны поверхностным путем практически исключается, а приток и сток внутрипочвенной верховодки в условиях юга территории Советского Союза пренебрежимо мал или полностью отсутствует.

Уравнение (1) примет вид

$$X + M + Z_m + Z_x + Y_{п.г} - Y_{п.г} - Y_r - E - \\ - E_a - M_{сб} + \Delta U = 0. \quad (1_1)$$

Одним из наиболее трудноопределяемых компонентов в уравнении (1₁) является приток и отток грунтовых вод. Для систематического проведения наблюдений за режимом грунтовых вод требуется организация створов гидрогеологических скважин [105, 135] как на орошаемых землях, так и на прилегающих богарных угодьях. При этом следует иметь в виду, что потери воды из магистральных и хозяйственных каналов при поливах создают дополнительные источники питания грунтовых вод на орошаемых массивах. Это способствует возникновению бугров грунтовых вод. Их растекание нередко обуславливает сложный режим движения грунтовых вод с внутригодовым или внутрисезонным ходом уровня, оценка которого с достаточной точностью весьма затруднительна.

Кроме того, при определении величин грунтового стока с орошаемого массива Y_r возникают дополнительные трудности. Дело в том, что грунтовый сток осуществляется как подземным путем, так и через дренажно-коллекторную сеть. Соотношение между частью стока, поступающей в коллектор и стекающей подземным путем, постоянно меняется. К тому же вместе со стоком грунтовых вод в летний период по коллекторам отводятся излишки поливных вод $M_{сб}$. Разделение грунтового стока и стока сбросных и отточных вод весьма затруднительно. И наконец, почти никогда нет уверенности в том, что отсутствуют утечки грунтовых вод в более глубокие горизонты или в водоприемники, особенно когда речь идет об оросительных системах, расположенных на террасах долин крупных рек.

Не меньшие затруднения возникают при определении величин накопления или убыли, т. е. аккумуляции воды на орошаемом массиве. Эти затруднения, очевидно, возрастают по мере увеличения площади орошаемого массива и уменьшения расчетного

промежутка времени. Первое связано с пестротой условий формирования аккумуляции по территории, второе — с инерционностью аккумуляции, особенно ее подземной составляющей. Чем медленнее протекают процессы движения воды в зоне аэрации и водопосном слое, тем большие ошибки возникают при расчетах величин подземной составляющей аккумуляции.

В связи с изложенным применение уравнения (1₁) для определения величин суммарного испарения за сутки, декаду, месяц и даже сезон практически невозможно. При применении общего уравнения водного баланса (1₁) для орошаемого водосбора или отдельного массива следует ограничиваться многолетними интервалами времени, поскольку при удлинении расчетного промежутка времени составляющие подземной аккумуляции резко уменьшаются, а для многолетнего периода компоненты $\Delta U_{\text{пов}}$ и ΔW_H практически оказываются равными нулю. В отдельных случаях допустимо проведение расчетов за конкретные годы с полным гидрологическим циклом, когда $\Delta U_{\text{пов}} = 0$, а ΔW_H существенно снижается и становится много меньше остальных компонентов водного баланса.

Для многолетнего периода уравнение (1₁) может быть записано

$$X + M + Z_m + Z_x + Y_{п.г} - Y_n - Y_r - E - E_n - M_{сб} = 0. \quad (1_2)$$

На слабоотточных грунтах, встречающихся повсеместно, например на донских оросительных системах, в Поволжье, сложенных тяжелыми суглинками с очень низкими коэффициентами водоотдачи (0,01—0,02) [34, 130, 243, 253], величинами притока и стока грунтовых вод в недренируемой толще за короткие промежутки времени можно пренебречь. В этом случае в расчетах учитываются лишь величины грунтового стока, измеренного в коллекторной сети.

Таким образом, основным затруднением при применении уравнения (1₁) для оросительных систем со слабоотточными грунтами является учет величин аккумуляции.

Применение в воднобалансовых расчетах на орошаемых землях уравнения (10) позволяет освободиться от необходимости определения компонентов притока и стока, а также аккумуляции грунтовых вод. Уравнение (10) содержит в своей структуре компоненты вертикального влагообмена корнеобитаемого слоя почвы с нижними слоями зоны аэрации и с грунтовыми водами. Анализ его позволяет вскрыть основные закономерности процессов испарения и влагообмена и решить на этой основе вопросы о возможности мобилизации внутренних водных ресурсов почво-грунтов в критические для растений периоды [126, 211, 250, 291]. Здесь возникают трудности в количественном определении составляющих влагообмена K и I , роль которых возрастает по мере сокращения расчетного промежутка времени [250].

Применение уравнения (10) для длительных промежутков времени (сезон, год) существенно облегчается, поскольку компо-

ненты аккумуляции воды и влагообмена становятся много меньше остальных составляющих отчего точность расчетов повышается.

Метод водного баланса водосборов или крупных орошаемых массивов обладает тем существенным недостатком, что не позволяет определять величины суммарного испарения с каких-либо конкретных угодий, культур, а дает лишь осредненные для всей исследуемой площади характеристики этого элемента. По поводу указанного недостатка В. В. Романов [211] пишет, что применение полученных этим методом данных для решения ряда практических вопросов, например, орошения различных сельскохозяйственных культур, затруднено, а в ряде случаев и невозможно. С этим нельзя не согласиться, поскольку в условиях орошаемого земледелия наибольший интерес приобретают не просто осредненные данные о суммарном испарении с каких-то осредненных территорий, а величина суммарного испарения (водопотребления) с конкретных сельскохозяйственных угодий, культур, как основа проектирования режима орошения [5, 11, 14, 17, 83, 250, 291].

Несмотря на отмеченные недостатки, метод водного баланса водосборов и крупных оросительных массивов обладает важным достоинством: при достаточно надежном определении компонентов он дает наиболее точную средневзвешенную (как во времени, так и в пространстве) величину испарения, принимаемую обычно в качестве основной при проверке надежности измерения суммарного испарения с орошаемых территорий другими методами [255, 259].

1.4.3. Метод водного баланса орошаемых сельскохозяйственных полей. Для определения суммарного испарения с отдельных орошаемых сельскохозяйственных полей или угодий за короткие промежутки времени можно пользоваться уравнениями (1) и (10). При этом компонентами $Y_{п. поч}$ и $Y_{поч}$ можно пренебречь, поскольку внутрипочвенная верховодка в условиях юга территории Советского Союза как без орошения, так и при орошении практически отсутствует. Компонент Z_m — потери воды на фильтрацию из магистральных каналов сохраняется в уравнении лишь в тех случаях, когда исследуемое сельскохозяйственное поле находится в зоне влияния магистрального канала.

При изучении суммарного испарения в летний период при отсутствии поверхностного стока и стока внутрипочвенной верховодки на сельскохозяйственных полях с глубоким залеганием грунтовых вод ($H > 10$ м) компонентами $Y_{п. п.}$, $Y_{п. г.}$, $Y_{п. поч}$, $Y_{п.}$, $Y_{г.}$, $Y_{поч}$, $\Delta U_{гр.}$, $U_{сн.}$, K , I в уравнениях (1) и (10) обычно пренебрегают, полагая, что пополнения грунтовых вод за счет инфильтрации осадков и поливных вод в данном случае нет, а величины восходящего и нисходящего потоков влаги в зоне аэрации пренебрежимо малы. Уравнения (1) и (10) можно записать

$$X + M + Z_m + Z_x - E - E_v - M_{сб} + \Delta W_H + \Delta U_{поч} = 0. \quad (11)$$

Установлено, однако, что при достаточно глубоком залегании уровня грунтовых вод ($H > 20$ м) в зоне аэрации, сложенной суглинками, происходит активный влагообмен парообразным и пленочным или чаще всего так называемым комбинированным путем [250] между верхним деятельным (корнеобитаемым) слоем почвы и капиллярной каймой. Величина этого влагообмена, согласно нашим данным, в сухих степях Ростовской области составляет 0,1—0,2 мм/сутки; движение влаги в летний, жаркий период направлено вниз. При орошении эта величина может быть значительно более высокой, что заставляет считать уравнение (11) пригодным лишь для приближенных расчетов и в связи с этим признать необходимым дальнейшее систематическое изучение процессов влагообмена в зоне аэрации, особенно на орошаемых землях. Подобные работы уже начаты Гидрометслужбой [253], но еще в весьма малых масштабах.

Остановимся коротко на вопросе о выборе расчетного промежутка времени при расчетах водного баланса сельскохозяйственных полей. Очевидно, что при решении этого вопроса первостепенное значение имеет точность измерения входящих в уравнение водного баланса компонентов. В работе [155] показано, что при точности расчетов стока ± 5 —7%, осадков (после введения соответствующих поправок) ± 10 %, изменения влагозапасов в почве и запасов подземных вод 10—12%, интенсивности влагообмена ± 10 —12% (при современном состоянии экспериментальной гидрологии вполне реально) совместный анализ и увязка элементов водного баланса сельскохозяйственного поля, а также расчет самого баланса по рекомендуемым уравнениям позволяют оценивать месячные и даже декадные значения суммарного испарения для однородных почво-грунтов с погрешностью ± 10 —12%, а для неоднородных — с погрешностью около 15%. При таких коротких промежутках времени выбор продолжительности расчетного интервала для воднобалансовых расчетов может лимитироваться и другим важным фактором — временем продвижения инфильтрационного потока τ от поверхности до уровня грунтовых вод.

Величина τ определяется скоростью инфильтрации, которая в свою очередь зависит от предшествующего увлажнения почво-грунтов в зоне аэрации. При высоком увлажнении скорость инфильтрации в тяжелом суглинке, согласно экспериментальным данным, может достигать 0,4—0,5 мм/мин, при низком увлажнении — 0,1—0,2 мм/сутки.

При достижении полной влагоемкости устанавливается фильтрационный поток со скоростью продвижения влаги для суглинков около 1,0 м/сутки [33, 136].

Таким образом, если в последнем случае волна инфильтрационного потока, образовавшаяся от дождя или полива, достигнет уровня грунтовых вод (например, при глубине его залегания 10 м) через 8—10 суток, то при глубине залегания 25 м — только

через 25 суток. По нашим данным [250, 263], реакция уровня грунтовых вод на осадки или поливы в зависимости от глубины залегания грунтовых вод, предшествующего увлажнения почво-грунтов в зоне аэрации и суммы осадков или величины поливной нормы в суглинках наступает через 1—25 суток. При очень глубоко залегании грунтовых вод ($H > 20—25$ м) инфильтрационный поток от осадков или поливов вообще не достигает уровня грунтовых вод.

Следовательно, при расчете водного баланса за короткие промежутки времени следует учитывать время продвижения инфильтрационного потока, для чего при расчете изменения запасов грунтовых вод необходимо сдвигать расчетный интервал на величину τ , либо удлинять расчетный промежуток времени до таких пределов (например, декада, месяц), чтобы эффект регулирования исчезал. В последнем случае исключается разделение осадков (или полива) и вызванной ими величины приращения грунтовых вод по разным расчетным интервалам, что способствует уменьшению невязки водного баланса.

Примеры расчета водного баланса сельскохозяйственных полей по месячным и более коротким интервалам и определение на этой основе величин суммарного испарения приводятся в последующих параграфах.

1.4.4. Метод водного баланса монолитов. Применяется в двух вариантах: для изучения испарения из верхнего деятельного слоя почво-грунтов с помощью испарителей и для изучения расхода влаги в зону аэрации (восходящего потока), суммарного испарения и инфильтрации лизиметрами.

Метод испарителей. Изучением испарения с поверхности суши и разработкой методики его измерения занимались многие отечественные и зарубежные ученые еще в начале XX в. Важные исследования в этом направлении выполнили М. П. Рыкачев, В. П. Попов, И. С. Васильев, С. И. Небольсин, В. Б. Зайцев и др.

В настоящее время метод испарителей применяется для изучения испарения с различных поверхностей: с богарных и орошаемых сельскохозяйственных полей, с болот, с поверхности, занятой полупогруженной (в воде) растительностью (в частности, рисовые плантации при орошении методом затопления).

В зависимости от вида испаряющей поверхности конструкции испарителей и методы измерений бывают различными. Все применяющиеся в настоящее время испарители имеют водонепроницаемое дно и стенки внешнего корпуса, что препятствует водообмену монолита с нижележащей толщей почвы и окружающим его грунтом. Приток, отток и сброс поверхностных вод также отсутствуют, поэтому уравнение водного баланса монолита почвы, заключенного в испарителе, имеет вид

$$X + M - E + \Delta W_h - I_h = 0, \quad (12)$$

где E — суммарное испарение и конденсация (по испарителю); $\Delta W_h = W_{hн} - W_{hк}$ — изменение влагозапасов в монолите испарителя; I_h — инфильтрация за пределы монолита испарителя.

Из-за неучета влагообмена верхнего слоя почвы с нижним испарители непригодны для изучения испарения с орошаемых полей, впрочем как и со всех других угодий, где грунтовые воды залегают неглубоко (менее 3—5 м) и активно участвуют в подпитывании влагой деятельного слоя [251].

В экспериментальной гидрологической практике применяются почвенные испарители, испарители для измерения испарения с рисовых полей и испарители для измерения испарения снега. Наиболее широкое распространение получили испарители, предназначенные для измерения испарения с сельскохозяйственных угодий: весовые и гидравлические испарители, разработанные в Государственном гидрологическом институте (ГГИ).

Гидравлические испарители обладают высокой точностью измерений и поэтому в настоящее время считаются наиболее совершенными приборами.

Гидравлический испаритель большой модели, разработанный В. А. Урываевым совместно с К. С. Пецуль, установлен Валдайской научно-исследовательской гидрологической лабораторией ГГИ (ВНИГЛ) на опытной площадке с типичным для данного района севооборотом. Испаряющая площадь испарителя равна 5 м², высота монолита 2 м. Подробное описание большого гидравлического испарителя приводится в монографии В. А. Урываева [242]. Этот испаритель является уникальным прибором. Он позволяет определять часовые величины испарения и используется во ВНИГЛ в качестве эталона для оценки надежности измерений этого элемента другими методами, а также для различных научно-исследовательских целей.

Для широкого использования на сети гидрометеорологических станций В. А. Урываевым совместно с П. Н. Бурцевым разработана конструкция гидравлического почвенного испарителя малой модели (ГПИ) [242]. В гидравлическом испарителе малой модели изменение влагозапаса монолита определяется по степени погружения его относительно уровня воды в баке, в котором плавает испаритель. При этом используется равенство, лежащее в основе принципа гидростатического взвешивания:

$$\Delta P = \Delta i F \rho_{ж}, \quad (13)$$

где ΔP — изменение веса плавающего тела; Δi — величина изменения степени погружения тела под влиянием изменения его веса; F — площадь сечения плавающего тела в плоскости плавания; $\rho_{ж}$ — плотность жидкости, в которой плавает тело.

Результаты работы прибора в естественных условиях и на орошаемых землях приводятся также в статьях С. Ф. Федорова [245], О. В. Попова [190], автора [254], автора и П. В. Тищенко [267].

Гидравлический почвенный испаритель состоит из трех основных узлов: плавающей системы, бака и измерительных устройств микроизмерителей и уровнемера (рис. 3).

Плавающая система прибора состоит из испарителя 1 с монолитом, чехла 13 и кольцевого поплавка 8.

Испаритель предназначен для помещения в него почвенного монолита площадью 2000 см² и высотой 1,5 м. Нижняя часть чехла оканчивается стержнем

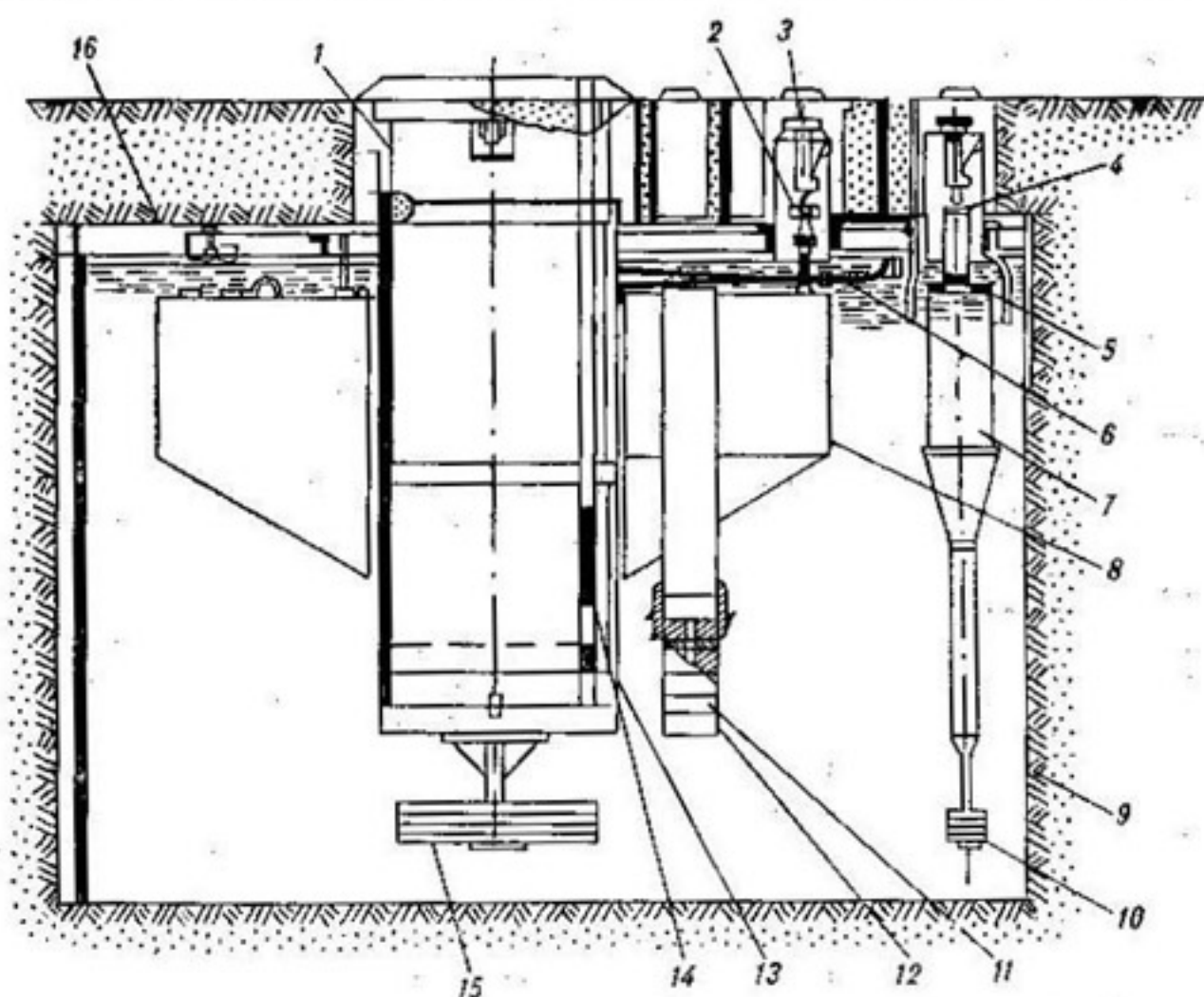


Рис. 3. Схема гидравлического почвенного испарителя малой модели системы В. А. Урываева.

для навешивания больших грузов 15, служащих для регулирования степени погружения плавающей системы при почво-грунтах монолита, имеющих различный объемный вес и повышающих ее остойчивость.

Для теплоизоляции между стенками испарителя и чехла имеется воздушный кольцевой зазор в 25 мм.

Кольцевой поплавок удерживает лизиметр на плаву. Поплавок имеет три трубные шахты с гнездами 12, в которые помещаются балластные грузы 11. Последние служат для точного регулирования степени погружения плавающей системы в процессе измерения испарения при изменениях веса монолита.

На поверхности поплавка установлены три вертикальные стойки для чашек 2 с ртутью.

Плавающая система погружена в железный или железобетонный резервуар 9, установленный в грунте и наполненный водой. Стенка бака имеет полукруглое вертикальное углубление — гнездо для поплавка 7 уровнемера, снабженного малыми 10 и регулировочными 5 грузами. Для устранения горизонтального перемещения и вращения в баке плавающая система расчалена тросом 6 в три точки. Расчалка обеспечивает свободное вертикальное перемещение плавающей

системы на ± 40 мм; в этих пределах допускается перемещение системы при измерениях без ее дополнительной регулировки.

Бак с плавающей системой закрыт настилом 16 с отверстием — горловиной для монолита и вспомогательными люками. На настил укладывается 30-сантиметровый слой почвы, который при соответствующей подкормке обеспечивает нормальное произрастание растительности (после монтажа прибора), служащей биологическим фоном для растительности, произрастающей в монолите.

Величина вертикального перемещения плавающей системы относительно уровня воды в баке (степень погружения испарителя) определяется при помощи измерительных устройств: трех микроизмерителей 3 плавающей системы и уровнемера (четвертый микроизмеритель с поплавком). Под каждым микроизмерителем расположена чашка 4 с ртутью, находящаяся на кольцевом поплавке или на поплавке уровнемера.

Для изучения элементов водного баланса при неглубоком залегании уровня грунтовых вод прибор снабжается водорегулирующим устройством 14. Такой прибор называется гидравлическим почвенным испарителем-лизиетром (ГПИЛ).

Отсчет показаний микроизмерителя производится по счетчику и лимбу с точностью до 0,5 деления, соответствующего 0,05 мм вертикального перемещения винта.

Точность гидростатического взвешивания монолита гидравлического испарителя, как показал О. В. Попов [190], подтвержденная впоследствии нашими многолетними полевыми исследованиями [251, 267], составляет ± 20 г, что соответствует 1/2500 взвешиваемой массы, т. е. 0,1 мм слоя. Высокая точность и сравнительная простота в эксплуатации гидравлического почвенного испарителя малой модели позволила рекомендовать его в качестве основного прибора для измерения суточных величин испарения с различных сельскохозяйственных культур.

Для массовых наблюдений за суммарным испарением с различных сельскохозяйственных угодий при глубоком залегании грунтовых вод ГГИ рекомендованы наиболее простые приборы — испарители ГГИ-500-50 и ГГИ-50-100. Испаряющая площадь почвенных монолитов 500 см², высота 50 и 100 см. Устройство весового почвенного испарителя типа ГГИ-500 описано в Руководстве [217]. Дно испарителей ГГИ-500 съемное с отверстиями, через которые вода, просочившаяся сквозь толщу монолита, стекает в водосборный сосуд. Испаритель взвешивается один раз в пять суток на почтовых малогабаритных весах с точностью до 10—15 г, что в переводе на слой воды составляет 0,2—0,3 мм. Подъем и опускание испарителей в гнездо при взвешивании осуществляются простейшим подъемным устройством, позволяющим производить операции с испарителями на некотором расстоянии, не вытапывая вокруг них травостоя.

Испарители ГГИ-500-50 рекомендуются для измерения испарения с пара во всех климатических зонах, а также с различных сельскохозяйственных угодий в зонах достаточного и избыточного увлажнения. Смена монолитов производится через 10 суток. Испарители ГГИ-500-100 рекомендуются для измерения суммарного испарения с различных сельскохозяйственных культур в зоне недостаточного увлажнения. А. Р. Константинов [117] считает, что в зоне избыточного и достаточного увлажнения также следует при-

менять испарители с высотой монолита 100 см, без смены монолитов. С этим предложением, очевидно, следует согласиться, поскольку оно способствует унификации методики наблюдений и сокращению трудоемкости работ.

Испарители ГГИ-500 получили широкое распространение у нас в стране. Созданная Гидрометслужбой по инициативе ГГИ и, в частности, В. А. Урываева и В. Ф. Пушкарева, почвенно-испарительная сеть охватывает более 100 пунктов, расположенных в различных почвенно-климатических условиях СССР. Полученные данные сетевых наблюдений позволяют изучать режим суммарного испарения на сельскохозяйственных полях. Значительная часть пунктов расположена в районах перспективного развития орошения; данные по этим пунктам используются в настоящей работе.

На орошаемых землях весовые почвенные испарители типа ГГИ-500, как показал опыт работы, неприменимы главным образом по двум причинам: 1) на орошаемых землях почти повсюду наблюдается неглубокое залегание грунтовых вод, где испарители, как уже указывалось, не работают вообще, поскольку они исключают вертикальный влагообмен; 2) испаряющая площадь 500 см² в условиях орошаемых земель оказалась недостаточной для нормального произрастания колосовых культур, для которых эти испарители предназначены.

Результаты испытаний различных типов испарителей, выполненных автором в 1957—1965 гг. на орошаемых землях Ростовской области и Северного Кавказа [251, 267], показали, что оптимальными размерами испаряющей площади в испарителях для орошаемых земель являются: для пара — 500 см², для колосовых культур — 750—1000 см², для пропашных и овощных культур — 2000—3000 см². Высота испарителей 50 см вполне достаточна для пара, а для сельскохозяйственных культур она определяется глубиной проникновения корневой системы и составляет для колосовых 100 см, пропашных — до 150 см, а для овощных — 100 см.

Метод испарителей для изучения суммарного испарения с риса впервые был использован В. Б. Зайцевым [90] еще в 1930 г. В качестве испарителей, названных Зайцевым вегетационными сосудами-испарителями, использовались цилиндрические сосуды с водонепроницаемым дном высотой 50—70 см и испаряющей площадью 1000—2000 см². Наблюдения по этим приборам заключались в ежедневном доливе мерным стаканом в испаритель испарившейся воды до определенной метки, устанавливаемой с помощью острия иглы. В этом случае величина испарения равна объему долитой воды. Эти приборы получили широкое распространение в мелниротивной практике, однако точность их низкая.

В 1958 г. для изучения суммарного испарения с риса нами был применен испаритель с измерительной бюреткой. Испаряющая площадь испарителей ГГИ-2000р и ГГИ-3000р соответственно

равна 2000 и 3000 см², высота 70—100 см (рис. 4). В трех точках на внутренней стенке цилиндра испарителя 1 в 7—10 см от верхней его кромки прикреплен кронштейн с гнездом в центре для измерительной бюретки 2. Дно испарителя 3 наглухо прикреплено к стенкам и является непроницаемым.

Испаритель заполняется почво-грунтом с нарушенной структурой в том порядке, в котором последний залегает в естественных условиях. Рис высаживается в испарителях семенами или саженцами. Точность измерения суммарного испарения с риса испарителями ГГИ-2000р и ГГИ-3000р с бюреткой составляет 0,1 мм.

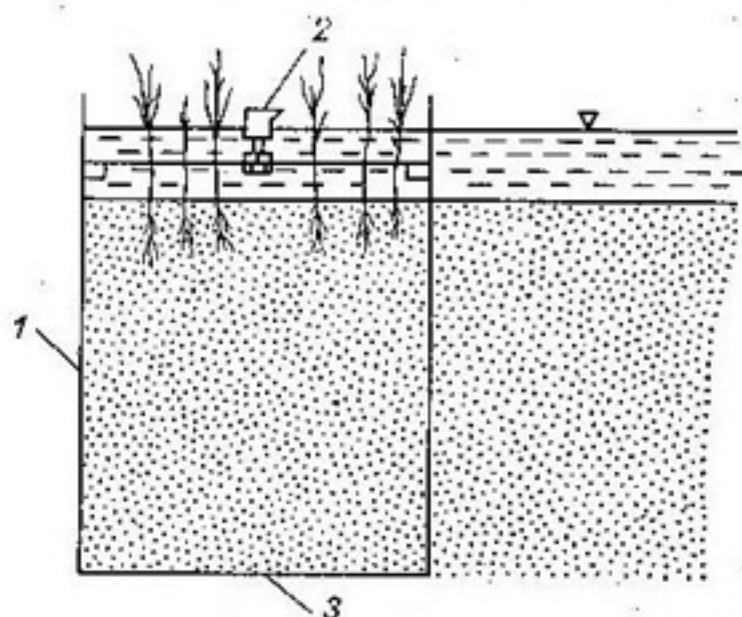


Рис. 4. Схема устройства испарителя для риса с измерительной бюреткой.

Согласно данным исследований В. Ф. Пушкарева [194], Л. Р. Струзера и Н. П. Русина [228], автора и К. И. Харченко [269] и других, случайные ошибки измерения суммарного испарения с помощью почвенных испарителей составляют в среднем 10—15%. Систематические ошибки испарителей (из-за подрезания корней при перезарядке и перегрева монолита в жаркую погоду) при полном соответствии состояния растений в поле и испарителях в 80% случаев наблюдений не превышают величин случайных ошибок. При отсутствии указанного соответствия систематические ошибки достигают значительно больших размеров. Случайные и систематические ошибки измерения суммарного испарения с помощью испарителей для риса не превышают 10% [270].

Весовые почвенные испарители и испарители для риса могут быть использованы не только для определения суммарного испарения или испарения с почвы, лишённой растительности, или с воды при отсутствии посевов риса, но и для определения транспирации растений как разности между величинами суммарного испарения и испарения с почвы (водной поверхности). Возможность определения транспирации является существенным преимуществом метода испарителей.

Метод лизиметров. Лизиметр представляет собой устройство, в котором заключается элементарный участок зоны

аэрации в натуральном масштабе по глубине и с моделью водоносного слоя, что, в отличие от испарителей, обеспечивает возможность вертикального влагообмена в монолите [229, 251, 259].

Метод лизиметров в принципе пригоден для изучения суммарного испарения, расхода грунтовых вод в зону аэрации, пополнения запасов грунтовых вод за счет инфильтрации в случае неглубокого залегания уровней грунтовых вод, когда деятельный слой поверхности находится в зоне влияния капиллярной каймы, образуемой грунтовыми водами [251, 253]. Подобные условия чаще всего встречаются на орошаемых землях, в поймах крупных рек, а также в некоторых районах зоны избыточного увлажнения. В настоящее время лизиметры установлены во многих районах СССР [229, 251].

Простейший лизиметр представляет собой водонепроницаемый бак, поперечное сечение которого имеет круглую или прямоугольную форму. Бак зарывается в землю до верхней кромки, в него помещается исследуемый грунт. Измерительные устройства в большинстве случаев выполняются в виде наблюдательных скважин, через которые доливается вода до постоянного, заранее намеченного уровня. Количество доливаемой воды принимается равным испарению; изменение влагозапасов в зоне аэрации в данном случае не учитывается.

Известны лизиметрические установки, в комплект которых входит ряд лизиметров, предназначенных для определения элементов водного баланса на различных угодьях и при различных глубинах залегания грунтовых вод [107, 135]. Однако и в этом случае монолиты лизиметров не взвешиваются.

Испаряющая площадь лизиметров, оказывающая весьма существенное влияние на точность и репрезентативность результатов измерений, назначалась, как правило, без достаточного анализа агрофизических условий произрастания сельскохозяйственных культур. Так, М. С. Алимов для хлопчатника рекомендует лизиметры с испаряющей площадью 3600 см^2 (лизиметры с площадью 1000 см^2 , по его мнению, завышают испарение почти в 2 раза). Е. В. Чаповская площадь лизиметров для хлопчатника принимает равной 2000 см^2 , Д. М. Кац — $10\,000 \text{ см}^2$. Различные рекомендации по этому вопросу имеются и в других работах [135].

Для более объективного решения вопроса об оптимальной величине испаряющей площади лизиметров рассмотрим некоторые особенности произрастания и площадь питания различных сельскохозяйственных культур в полевых условиях.

На рис. 5 показан характер распределения корней кукурузы, отмытых в 1965 г. на поле Ростовской опытно-мелиоративной станции (РООМС). Уровень грунтовых вод на орошаемом поле залегал на глубине 1,5 м, в первом (слева) лизиметре — на глубине 0,5 м, во втором — на глубине 1,5 м и в третьем — на глубине 2 м от поверхности. Как видно из рисунка, глубина распространения корней на поле составляет 120 см, а ширина 20—30 см (при

расстоянии между стеблями кукурузы 20—30 см). Судя по расположению корневой системы, растения в поле и во втором (слева) лизиметре развивались в нормальных условиях увлажнения. В третьем лизиметре наблюдался недостаток влаги, а в первом при уровне грунтовых вод 0,5 м имел место избыток влаги.

Согласно данным, полученным нами (также методом отмыва) в 1954 г. [251], при расстоянии между растениями кукурузы в ряду и междурядье, равном 60 см, максимальная ширина рас-



5 Рис.. Распределение корней кукурузы на орошаемом поле и в монолитах лизиметра (х. Елкин, Ростовской области, 1965 г.).

пространения корней в фазе кущения составляла 33 см, а в фазе выметывания метелки и цветения — 51 см; при расстоянии 70 см — соответственно 40 и 60 см. Наибольшая глубина распространения корней в обоих случаях составляла 100 см.

Таким образом, площадь распространения (по ширине) или площадь питания корней кукурузы при нормальном высеve растений (в среднем 50—55 см между растениями) составляет порядка 2000 см². При высеve кукурузы на силос, т. е. при расстоянии между растениями в рядах, не превышающем в среднем 30 см, ширина распространения корневой системы отдельных растений в диаметре не превышает 30 см, что по площади составляет 700 см². Корневая система колосовых культур (озимая и яровая пшеница, ячмень) распространяется в диаметре на 25—35 см, что по площади составляет 500—940 см².

Следовательно, оптимальная площадь лизиметров для кукурузы с одним-двумя растениями в гнезде и, очевидно, вообще для пропашных широкорядных культур, поскольку все они имеют приблизительно одинаковые расстояния между гнездами растений и площади питания, составляет примерно 2000 см^2 . Уменьшение указанной площади монолита при сохранении такой же, как и в поле, густоты растений приводит к нарушению условий питания и роста растений и, следовательно, к снижению транспирации. Завышение площади лизиметра (или испарителя) приводит к искусственному занижению суммарного испарения, а занижение площади лизиметра — к завышению суммарного испарения с пропашных культур, поскольку испарение с одного и того же количества растений, размещающихся в монолите, относится к площади, соответственно завышенной или заниженной по отношению к действительной площади питания, приходящейся на те же растения в поле.

Ошибки в определении величины суммарного испарения за счет несоответствия испаряющей площади приборов и удельной площади питания растений в поле, особенно при работе с пропашными культурами, достигают 20—30%.

Для изучения испарения с кукурузы, убираемой на силос, урожай которой снимается в стадии молочной спелости, могут применяться лизиметры площадью около $1000\text{—}1500\text{ см}^2$.

Для хлопчатника расстояние между гнездами принимается $45 \times 45\text{ см}$ с одним растением в гнезде, т. е. на одно растение приходится около 1600 см^2 площади поля. По-видимому, и здесь для измерения суммарного испарения с участка поля с одним растением вполне можно использовать лизиметры с площадью 2000 см^2 .

Для овощных культур (картофель, томаты) площадь лизиметров можно принять равной $1500\text{—}2000\text{ см}^2$.

Однако при изучении водопотребления работать с одиночными растениями очень неудобно, а порой невозможно, так как результаты измерений часто по случайным причинам бывают совершенно нерепрезентативными для поля в целом, а пересчет показаний лизиметра на поле с учетом фенологических данных становится довольно сложным и не всегда достаточно надежным. Поэтому для получения репрезентативных для сельскохозяйственного поля в целом данных лизиметры для пропашных, технических и овощных культур (кукуруза, подсолнечник, хлопчатник, картофель, томаты и пр.) должны иметь размер испаряющей площади, позволяющий поместить в монолите минимум до 8—10 растений. Такой площадью может быть площадь, равная $10\,000\text{ см}^2$; лизиметр, имеющий указанную площадь, по-видимому, может считаться прибором, дающим вполне репрезентативные по отношению к полю данные наблюдений. Для колосовых культур вполне достаточной площадью такого лизиметра может быть площадь 2000 см^2 .

Несомненно, что при наличии технических возможностей необходимо пользоваться испарителями-лизиметрами с репрезента-

тивной испаряющей площадью 10 000 см² и лишь при отсутствии последних допустимо использовать лизиметры с минимальной площадью, если состояние растений в монолите и поле одинаково, или с обязательным соблюдением условия приведения полученных результатов к условиям поля по биологическим признакам растений. Для этого программа фенологических наблюдений в монолите и поле должна всегда выполняться весьма строго и в полном объеме с обязательным учетом структуры урожая на поле и в лизиметре.

В настоящее время при воднобалансовых исследованиях еще используются лизиметры с почво-грунтами нарушенной структуры, что приводит к большим ошибкам измерений. Например, установлено, что в лизиметрах с нарушенной структурой грунта при глубине уровня воды 1,0 и 1,5 м испарение с хлопчатника меньше, чем в лизиметрах с ненарушенной структурой; в более глубоких лизиметрах наблюдается обратная картина. Это, как отмечает Алимов, объясняется более глубоким проникновением корневой системы хлопчатника в лизиметрах с нарушенной структурой грунта. Лизиметры с грунтом нарушенной структуры дают величины испарения с люцерны примерно на 30% больше, чем лизиметры с ненарушенной структурой грунта.

По данным Каца, в лизиметрах, заряженных лёссовидным суглинком нарушенной структуры, в Голодной степи испарение и транспирация хлопчатника оказывались на 25—30% меньше в сравнении с данными, полученными по монолитам с ненарушенной структурой. Поэтому в дальнейшем при организации лизиметрических наблюдений должны использоваться лизиметры, заряженные только монолитами почво-грунтов с ненарушенной структурой.

Запишем уравнение водного баланса монолита лизиметра в следующем виде:

$$X + M - E + K - I + \Delta W_H = 0, \quad (14)$$

где K — количество воды, поданной в лизиметр мензуркой или водорегулирующим устройством; I — количество воды, откачанной (отлитой) из монолита. При отсутствии притока $Y_{п.г}$ и стока Y_r грунтовых вод, что имеет место в лизиметре, разность $K - I$ численно равна изменению запасов грунтовых вод $\Delta U_{гр}$ в имитированном водоносном слое монолита за счет разности между восходящим потоком влаги (расход грунтовых вод в зону аэрации) K и нисходящим (пополнение грунтовых вод за счет осадков или поливов) потоком влаги I ; $\Delta W_H = W_{Hн} - W_{Hк}$ — изменение влагозапасов в зоне аэрации монолита.

Таким образом, уравнение водного баланса монолита лизиметра можно записать так:

$$X + M - E + \Delta W_H + \Delta U_{гр} = 0. \quad (15)$$

Сравнивая уравнения (15) и (14) с уравнением водного баланса сельскохозяйственного поля для летнего периода (при неглубоком залегании грунтовых вод, т. е. $\Delta U_{\text{сн}} = 0$ и $Y_{\text{п.п}} = Y_{\text{п}} = 0$, при отсутствии потерь из каналов $Z_{\text{х}}$ и $Z_{\text{м}}$, оттока и сброса поливных вод $M_{\text{сб}}$, а также аккумуляции воды в понижениях $\Delta U_{\text{пон}}$ и испарения с водной поверхности $E_{\text{в}}$, которое в этом случае имеет следующий вид:

$$X + M + Y_{\text{п.г}} - Y_{\text{г}} - E + \Delta W_{\text{н}} + \Delta U_{\text{гр}} = 0 \quad (16)$$

(здесь $\Delta U_{\text{гр}} = U_{\text{гр.н}} - U_{\text{гр.к}}$). можно заметить, что уравнение (15) отличается от уравнения (16) лишь отсутствием компонентов притока $Y_{\text{п.г}}$ и оттока $Y_{\text{г}}$ грунтовых вод.

Следовательно, при прочих равных условиях лизиметры могут давать достаточно репрезентативные для всего поля в целом данные по суммарному испарению и инфильтрации лишь при условии отсутствия или равенства притока $Y_{\text{п.г}}$ и стока $Y_{\text{г}}$ грунтовых вод или при небольшом различии этих величин. Подобные условия наблюдаются при однородных грунтах, слагающих водоносный слой. Опыт показал, что наличие водоупорных прослоек существенно нарушает водообмен в монолите и делает лизиметры мало-пригодными для измерения суммарного водопотребления, особенно инфильтрации и расхода грунтовых вод в зону аэрации.

Таким образом, применять лизиметры на практике в условиях неоднородного залегания почво-грунтов (в горизонтальном и вертикальном разрезах) следует весьма осторожно или вовсе избегать их использование.

Рассмотрим вопрос об ошибках, допускаемых при определении суммарного испарения лизиметрами без учета изменения влагозапасов в монолитах.

Ввиду несовершенства существующих методов измерения влажности почвы в природных условиях, в том числе и тензиометрического, гаммаскопического и нейтронного, изменение влагозапасов в монолитах лизиметров $\Delta W_{\text{н}}$ при определении суммарного испарения по формуле (14) не всегда учитывается [48, 156], т. е. вместо суммарного испарения $E = X + M + K - I + \Delta W_{\text{н}}$ вычисляется величина $E_* = X + M + K - I$, являющаяся расходом влаги на испарение без учета изменения влагозапасов в монолите.

Очевидно, что отождествление величины E_* с величиной испарения E допустимо лишь при равновесном состоянии влажности почвы, когда $\Delta W_{\text{н}} = 0$. Такое состояние может иметь место только тогда, когда интенсивность поступления влаги в зону аэрации за счет капиллярного подтока и осадков значительно (и длительное время) превышает интенсивность расходования ее на испарение. Однако в природе мы чаще всего встречаемся с неравновесным состоянием влажности почвы, вследствие чего при определении суммарного испарения лизиметрами без учета изменения влагозапасов в монолитах допускаются большие ошибки. Эти ошибки, как показано в работах [251, 267], при определении декадных

величин суммарного испарения составляют 35—40%. При более коротких расчетных промежутках времени они резко возрастают и достигают 80% и более.

Для иллюстрации сказанного рассмотрим некоторые примеры.

На рис. 6 представлен совмещенный график хода полусуточных величин суммарного испарения с кукурузы E , определенных по формуле $E = X + M + K - I + \Delta W_H$, и величин E_* , определенных по формуле $E_* = X + M + K - I$, в дневное (с 7 до

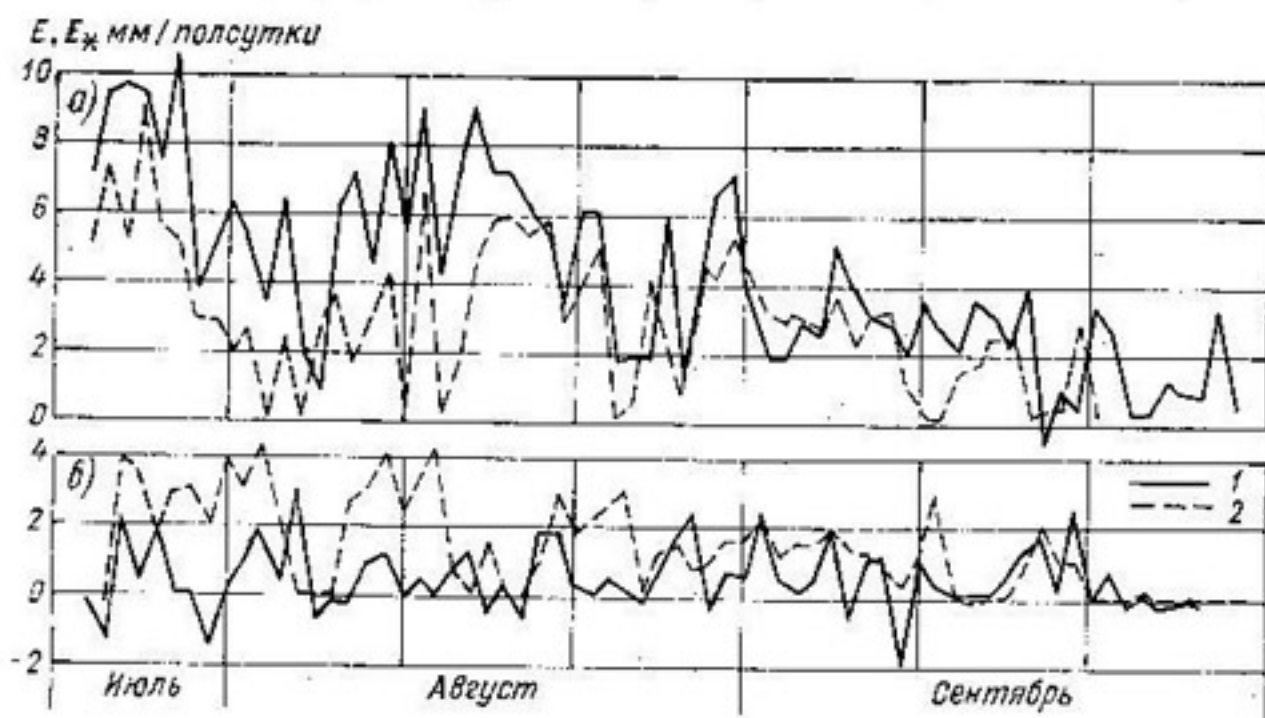


Рис. 6. Совмещенный график хода полусуточных величин суммарного испарения с кукурузы E (1) и величины E_* (2), определенных гидравлическим лизиметром при глубине залегания грунтовых вод 1,0 м (пос. Восход, Ростовской области, 1964 г.).

а — с 7 до 19 ч, б — с 19 до 7 ч.

19 ч) и ночное (с 19 до 7 ч) время, измеренных гидравлическим испарителем-лизиметром системы Урываева¹ в 1964 г. при глубине залегания грунтовых вод от поверхности 1,0 м (экспериментальное сельскохозяйственное поле Рябиче-Задонского водно-балансового участка). Как видно из этого графика, количество допитой в лизиметр воды вместе с осадками $X + M + K - I = E_*$ в дневное время меньше, а в ночное больше, чем величины суммарного испарения E , определенные за те же часы. Причем максимумы и минимумы величин E_* не всегда совпадают с максимумами и минимумами суммарного испарения. Отклонение полусуточных величин E_* от суммарного испарения E достигает в отдельные периоды десятков и сотен процентов. Эти отклонения объясняются тем, что в дневные часы скорость расхода влаги на испарение и транспирацию с монолита превышает скорость капиллярного (восходящего) потока влаги от грунтовых вод; при этом интенсивность

¹ Описание устройства гидравлического испарителя-лизиметра приводится ниже.

восходящего потока ослабляется под воздействием термического градиента, направленного в дневное время вниз. Результатом взаимодействия указанных факторов является иссушение зоны аэрации. В ночное время скорость потока влаги от грунтовых вод в зону аэрации превышает скорость испарения и транспирации ее с поверхности, в результате чего зона аэрации пополняется влагой за счет грунтовых вод.

Поток влаги снизу вверх в ночное время формируется под воздействием главным образом капиллярных сил и частично терми-

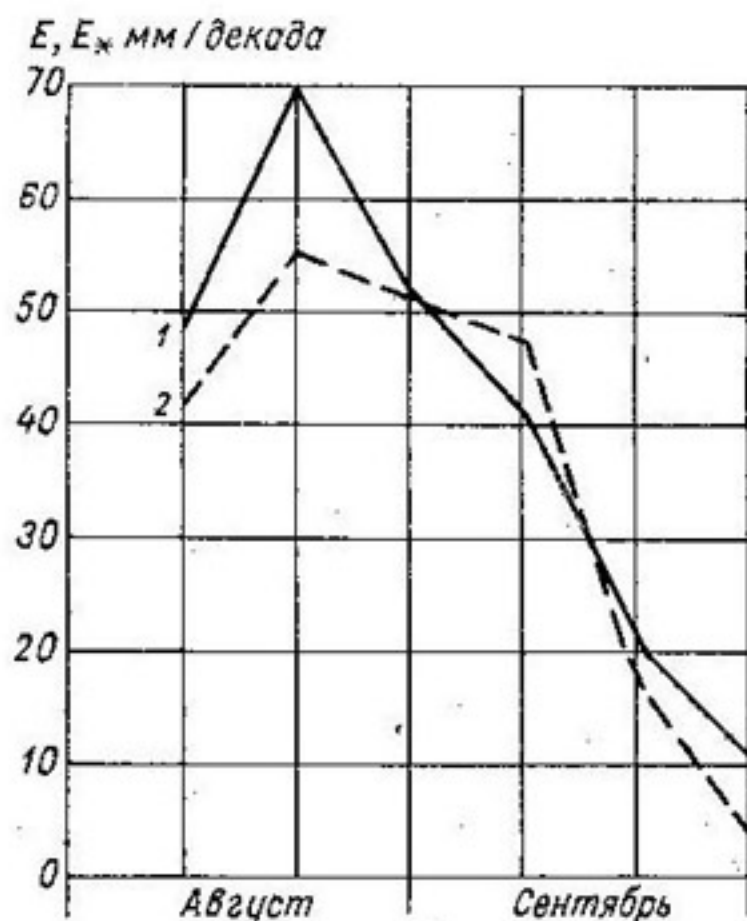


Рис. 7. Декадные величины суммарного испарения с кукурузы E (1) и величины E_* (2), определенные гидравлическим лизиметром при глубине залегания грунтовых вод 1,0 м (пос. Восход, Ростовской области, 1964 г.).

ческого градиента, направленного вверх. Скорость термокапиллярного потока по сравнению с капиллярным невелика.

Из сказанного вытекает, что весьма сложный механизм влагообмена в зоне аэрации зависит от сочетания многих процессов: инфильтрации, испарения, транспирации, капиллярного потока от грунтовых вод и термокапиллярного потока.

В свою очередь все эти процессы зависят от водно-физических свойств и распределения пор в почво-грунтах, от режима солнечной радиации и метеорологических условий сезона или суток, от биологических свойств растительности. Именно в силу последних причин наибольшие расхождения между полусуточными величинами E_* и суммарным испарением E наблюдаются в периоды резких изменений метеорологических условий, выпадения осадков и поливов, когда обычно усиливается испарение либо инфильтрация.

Декадные значения величины E_* и суммарного испарения E (рис. 7) расходятся в отдельных случаях на 35—40%.

Следует заметить, что, чем ближе залегают грунтовые воды к поверхности, тем меньше расхождения между значениями величин E_* и E . При глубине залегания грунтовых вод, равной 0,5 м от поверхности, величины E_* и E с кукурузы довольно близки между собой (рис. 8). При еще меньших глубинах, где емкость зоны аэрации очень мала, величины E и E_* практически совпадают, что указывает на возможность в этом случае использования лизиметров без взвешивания для определения приближенных величин суммарного испарения.

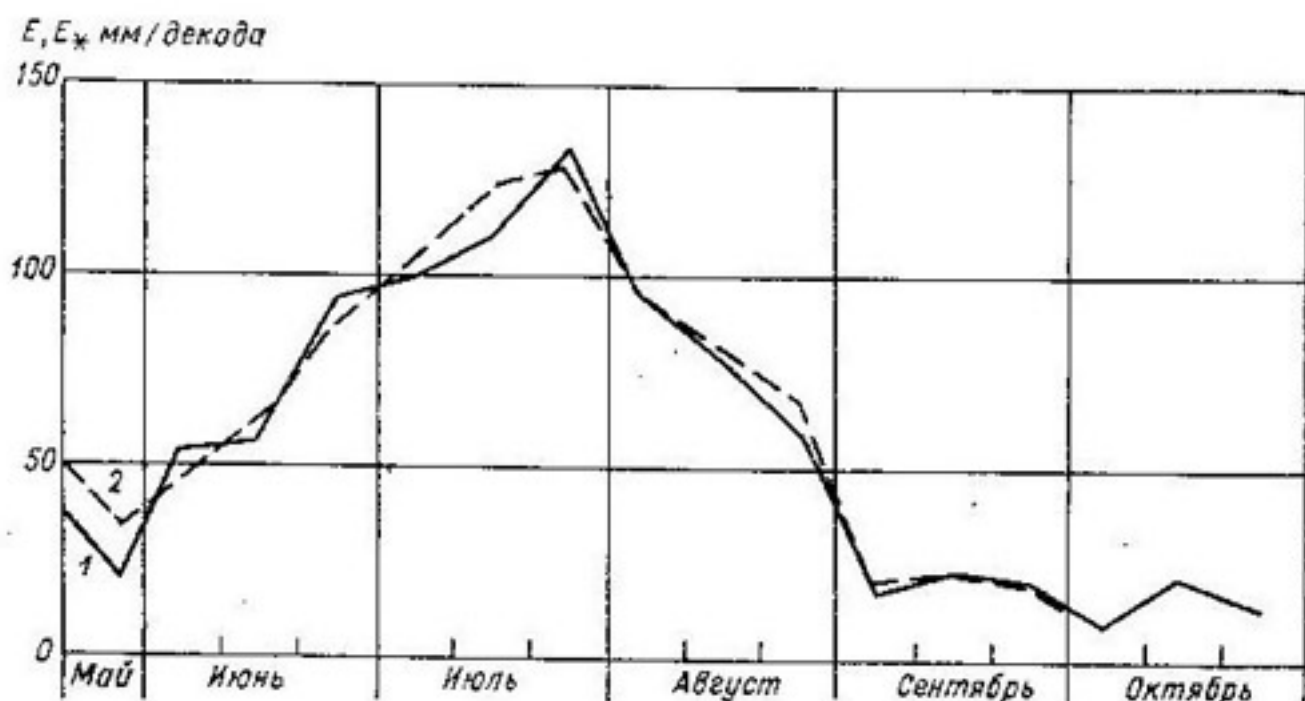


Рис. 8. Декадные величины суммарного испарения с кукурузы E (1) и величины E_* (2), измеренных лизиметром при глубине залегания грунтовых вод 0,5 м (пос. Восход, Ростовской области, 1963 г.).

Условия близкого залегания грунтовых вод с маломощной капиллярной каймой наблюдаются на заболоченных участках и болотах, поэтому здесь применение лизиметров с автоматическим доливом без взвешивания, по-видимому, вполне оправданно.

Месячные величины E_* и суммарного испарения с кукурузы также не всегда совпадают. Так, величина E_* за сентябрь 1964 г. по ГПИЛ-53 при глубине грунтовых вод $H = 1,40$ м меньше испарения на 48%. За период наблюдений с 1/VIII по 30/IX 1964 г. при $H = 1,0$ м суммарное испарение составляло 244 мм, а величина $E_* = 218$ мм, т. е. на 11% меньше; при $H = 1,4$ м суммарное испарение составляло 248 мм, а величина $E_* = 214$ мм, т. е. на 14% меньше.

Аналогичные результаты были получены на сельскохозяйственных полях Ростовской и Ставропольской опытно-мелиоративных станций в 1965 г., а также в пос. Восход в 1963 г. и в других районах [267].

Из приведенного анализа следует, что величину E_* нельзя отождествлять с величиной суммарного испарения E ни за отдельные

сутки или декаду, ни даже за месяц или ряд месяцев, характеризующихся резким изменением гидрометеорологических условий. И, следовательно, для этих условий для определения суммарного испарения (водопотребления) и инфильтрации нельзя применять испарители-лизиметры, работающие по методу долива (без взвешивания), кроме случаев неглубокого залегания грунтовых вод (меньше 0,5 м). В связи с этим в настоящее время на вновь создаваемой лизиметрической сети Гидрометслужбы [253] внедряются только взвешиваемые лизиметры [242, 251, 253]. Одновременно разрабатываются влагомеры для точного определения влагозапасов в монолите.

Одна из первых опытных лизиметрических установок со взвешиваемыми лизиметрами была создана автором в Дубовской ГМО на орошаемых землях в Ростовской области (пос. Восход) в 1957 г. Подробное описание этой установки, а также результаты наблюдений на ней приведены в работах [267, 268]. Установка состоит из бетонного павильона для взвешивания лизиметров, восьми лизиметров с водорегулирующими устройствами и подъемного устройства кругового вращения. Схема устройства лизиметрической установки приведена в работе [259]; общий вид ее представлен на фотографии (рис. 9). Конструкция лизиметров и водорегулирующих устройств аналогична конструкции описанного ниже лизиметра ГР-80. Высота лизиметров от 1,0 до 3,2 м.

Лизиметрическая установка применялась для стационарных исследований суммарного испарения и влагообмена в зоне аэрации. Возросшие требования к точности измерений элементов баланса и потребность в массовых наблюдениях вызвали необходимость создания нового, не слишком дорогого, но достаточно точного прибора, пригодного к работе в полевых условиях без павильонов.

Вариант такого прибора, названного полевым (беспавильонным) взвешиваемым лизиметром, был разработан автором совместно с П. В. Тищенко в 1964 г. [267]. Летом 1965 г. прибор был испытан на орошаемых землях Ростовской области и Северного Кавказа и признан вполне работоспособным, что позволило рекомендовать его для дальнейшей разработки. В 1965—1966 гг. на основе этого прибора разработана усовершенствованная конструкция взвешиваемого лизиметра, рекомендуемого для применения на опорной сети комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений [253] для изучения испарения, расхода грунтовых вод в зону аэрации и пополнения их запасов за счет просачивания атмосферных осадков или поливов.

Работы по усовершенствованию прибора выполнены автором и А. С. Субботиным при участии инженера-конструктора Я. Г. Выгодского.

Созданный лизиметр (ГР-80) работает по схеме с постоянным уровнем грунтовой воды. Такая схема имеет определенные преимущества по сравнению с другими, в частности, позволяет доста-

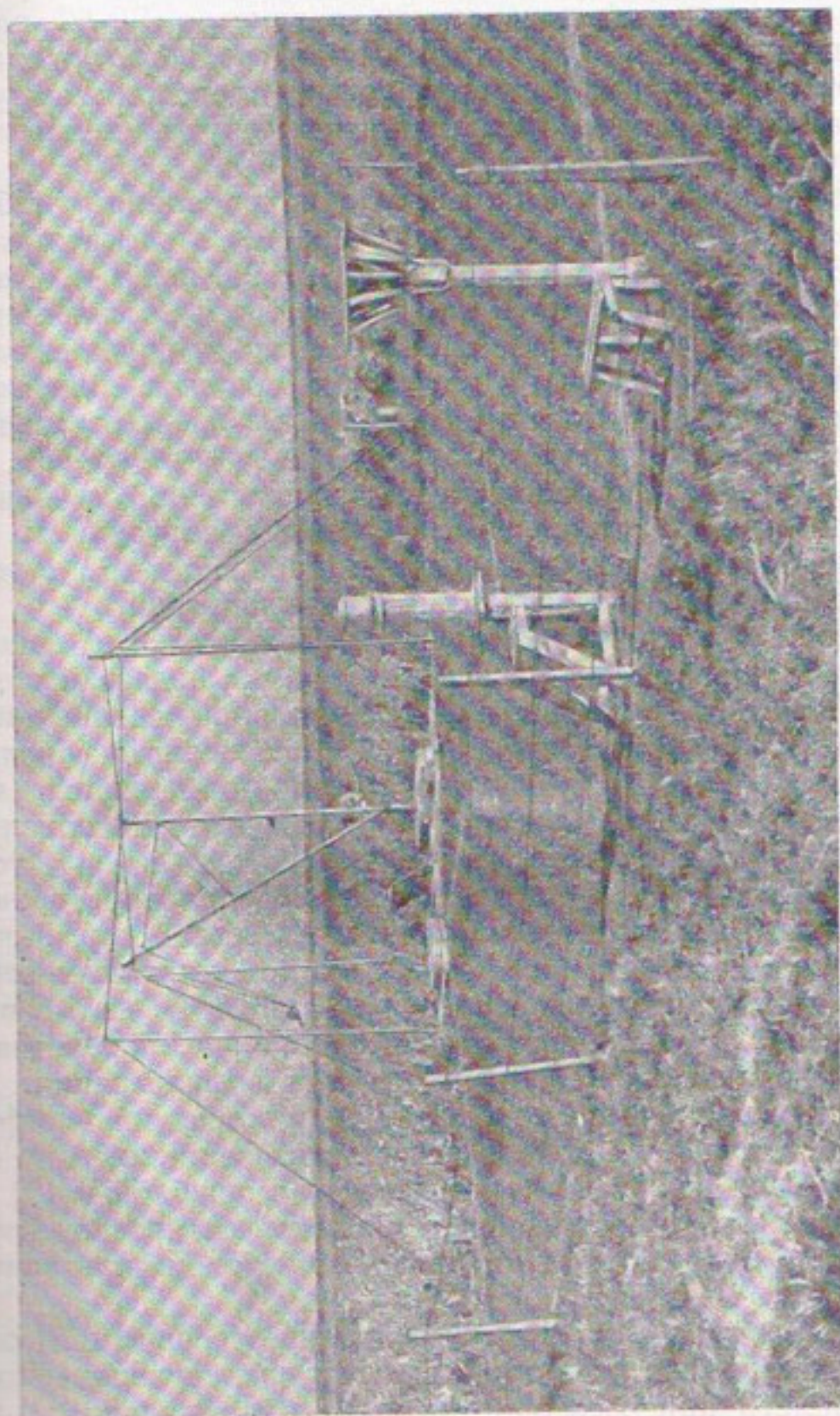


Рис. 9. Общий вид почвенной испарительной площадки и павильона лизиметрической установки с подъемником кругового вращения, установленных на Рябиче-Задонском воднобалансовом участке (пос. Восход, Ростовской области).

точно просто автоматизировать процесс стабилизации уровня, облегчает обработку наблюдений и дает возможность получать результаты измерений в форме, наиболее удобной для их практического использования.

Площадь испаряющей поверхности лизиметра ГР-80 равна 2000 см². Такая площадь, как показано выше, является оптимальной для произрастания в монолите зерновых колосовых культур и вполне достаточной для произрастания одного-двух растений пропашных и технических культур.

По высоте монолита и соответственно максимальной глубине до грунтовой воды лизиметр ГР-80 выпускается в четырех модификациях. Эти глубины составляют 1,0; 1,5; 2,0 и 2,5 м. Таким образом, имея в одном пункте наблюдений четыре лизиметра, можно получить зависимость элементов баланса от глубины залегания водоносного горизонта в достаточно широком диапазоне. От увеличения размеров монолита за пределы 2,5 м отказались по двум причинам. Во-первых, доля участия грунтовых вод, залегающих ниже 2,5 м, во влагообеспечении растений становится небольшой и изучается лишь в специальных случаях. И, во-вторых, очень большие лизиметры оказываются сложными в установке (отбор монолита) и эксплуатации (взвешивание).

В лизиметрах в отличие от почвенных испарителей на некоторой заданной глубине создается и автоматически поддерживается постоянный уровень грунтовых вод. Величина испарения определяется в результате учета изменения веса почвенного монолита путем взвешивания. Для взвешивания обычно применяются платформенные весы общего назначения. По изменению веса монолита с учетом выпадающих осадков, измеренных по дождемеру, установленному у лизиметра, а также расхода и пополнения грунтовых вод, измеренных по водорегулирующему устройству, вычисляется испарение с поверхности почвенного монолита. Измерение количества воды, долитой в лизиметр или слитой из него в процессе стабилизации уровня, дает соответственно расход грунтовых вод в зону аэрации и их пополнение за счет инфильтрации.

Точность измерения веса монолита при применении платформенных весов составляет 0,01 % взвешиваемой величины, что позволяет определять изменение влагозапасов с ошибкой в 1,0 мм слоя воды. Ошибка, с которой может быть измерен расход грунтовых вод в зону аэрации и их пополнение за счет инфильтрации, не превышает $\pm 0,1$ мм слоя.

Установка лизиметра на весы (на момент взвешивания) осуществляется посредством автокрана или других грузоподъемных средств. Лизиметр приспособлен также для взвешивания с помощью гидропрессов и других устройств.

Лизиметр ГР-80 состоит из следующих трех основных узлов: 1) системы почвенного монолита, 2) гнезда, 3) водорегулирующего устройства (рис. 10); отдельным самостоятельным узлом рассматривается система взвешивания монолита.

1. Система почвенного монолита состоит из металлического цилиндра 4 с монолитом, футляра 10 с обратным фильтром и поддона 13. Цилиндр 4 предназначен для помещения в него почвенного монолита. Для зарядки он имеет съемное перфорированное дно 11, которое присоединяется к корпусу при помощи болтов и трех лап 12. В верхней части цилиндра имеются кольцевой козырек 3, закрывающий пространство между цилиндром и гнездом, и пара скоб 1, служащих для подъема лизиметра из гнезда.

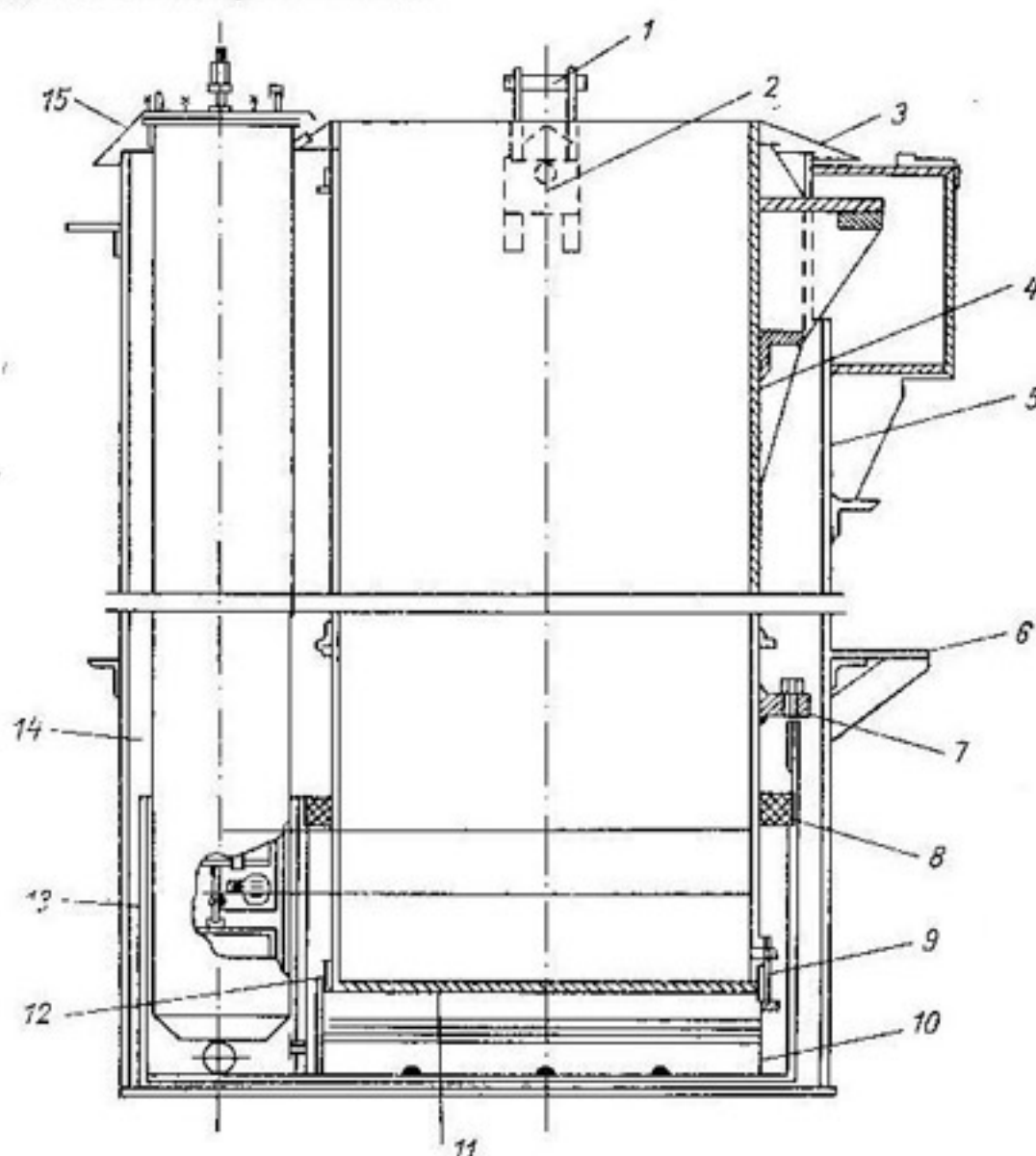


Рис. 10. Схематический разрез лизиметра ГР-80.

Обратный фильтр, препятствующий размыванию (суффозии) основания монолита и улучшающий водообмен монолита с водорегулирующим устройством, засыпается в металлический футляр 10, который крепится к нижнему основанию цилиндра тремя скобами 9. Футляр имеет такое же перфорированное дно, как и цилиндр. Поддон 13 состоит из двух отсеков (большого и малого). В большой отсек помещается цилиндр 4 в сборе с обратным фильтром, а в малый отсек — водорегулирующее устройство 14. Причем водорегулирующее устройство вставляется в поддон свободно, а цилиндр соединяется с поддоном тремя болтами на кнечах, входящих в бобышки 7. Кольцевой паз между поддоном и цилиндром изолируется резиновым уплотнением 8. Из поддона выведена до уровня козырька цилиндра 15 металлическая трубка диаметром 25,4 мм, в которой находится щуп, предназначенный для контроля положения горизонта грунтовых вод в лизиметре.

2. Гнездо 5 представляет собой закапываемый в землю металлический футляр, в котором в собранном виде находится взвешиваемая часть лизиметра.

На наружной части боковой поверхности гнезда имеются три кронштейна 6, которые создают дополнительное сопротивление выталкиванию гнезда вверх при высоком стоянии уровня грунтовых вод в месте установки лизиметра. В верхней части гнезда предусмотрены скобы 2, служащие для его подъема.

3. Водорегулирующее устройство 17 служит для поддержания уровня грунтовых вод в монолите на заданной глубине и измерения количества воды, долитой в лизиметр или слитой из него в процессе стабилизации уровня. Оно устроено

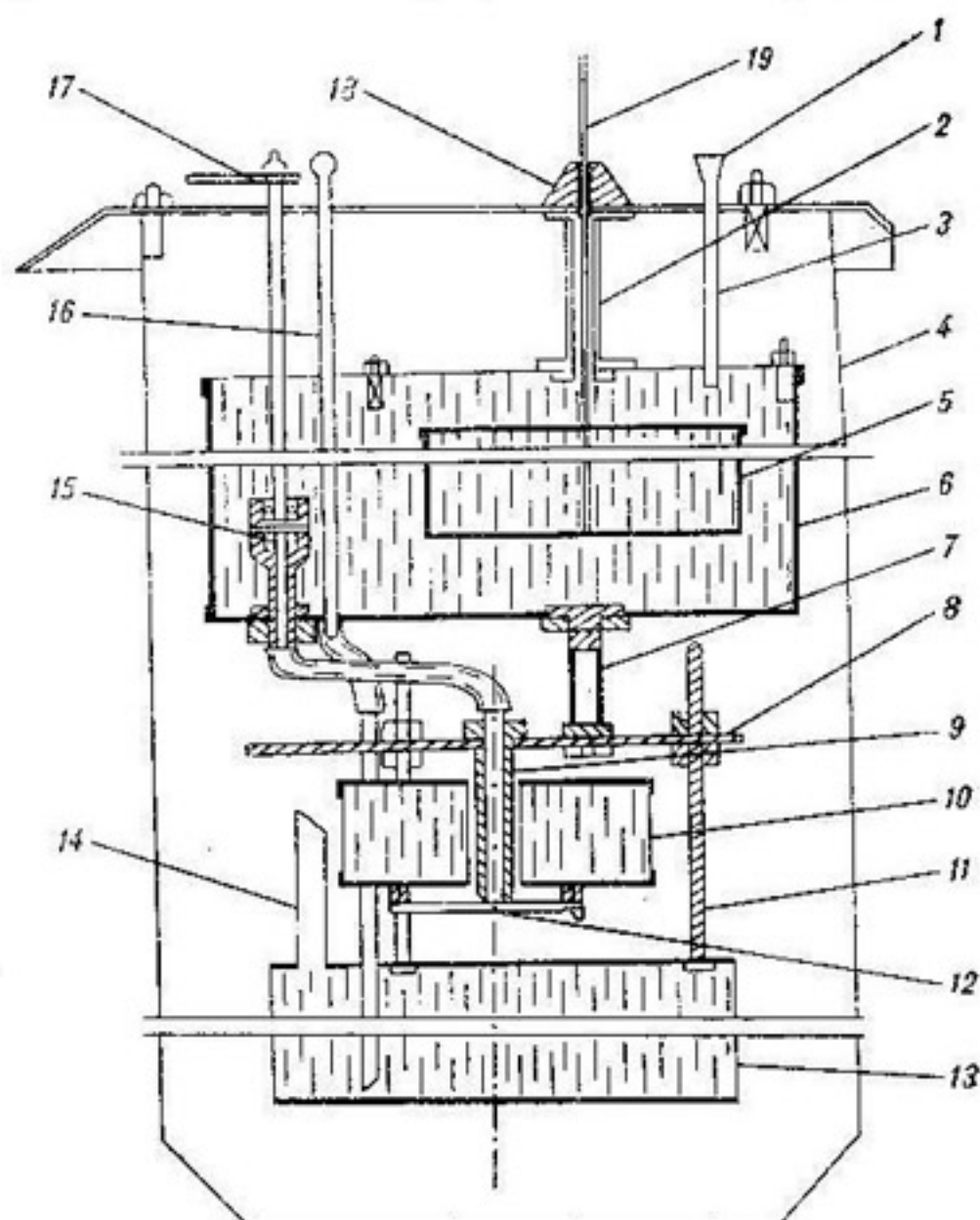


Рис. 11. Схематический разрез водорегулирующего устройства.

следующим образом (рис. 11). Подпитывающий бачок 6 водорегулирующего устройства предназначен для запаса воды, которая заливается в него через съемную воронку 1 и трубку 3 и может вытекать из бачка в поплавковую камеру через сопло 9, снабженное краем 15, закрываемое мембраной. Поплавковая камера через поддон имеет гидравлическую связь с обратным фильтром и цилиндром с монолитом, т. е. поплавковая камера и цилиндр являются сообщающимися сосудами. Поэтому вода, попав из бачка в поплавковую камеру, перетекает затем в монолит. Слой воды и в камере, и монолите начинает синхронно увеличиваться, пока уровень не подойдет к поплавку 10; поплавок всплывает, мембраной перекрывает отверстие в сопле и подача воды из бачка прекращается. Этот уровень и будет тем рабочим уровнем грунтовой воды в лизиметре, при котором станет

работать прибор. При оттоке грунтовых вод в зону аэрации уровень их и в монолите, и в поплавковой камере несколько упадет, поплавок опустится и из подпитывающего бачка начнет вытекать вода, которая восстановит уровень до его прежнего положения. В этот момент поплавок мембраной перекроет отверстие в сопле. Количество воды, вытекшей из бачка, определяется отсчетом по делениям рейки: нижний конец ее соединен с помещенным в подпитывающий бачок поплавком 5, а верхний конец проходит через коническую втулку 18, на срезе которой и делается отсчет; так как площадь бачка составляет 1/10 испаряющей площади лизиметра, то падение уровня в бачке на 1 мм соответствует расходу грунтовой воды в зону аэрации в количестве 0,1 мм слоя.

При инфильтрации воды в лизиметр уровень грунтовых вод в монолите и поплавковой камере будет повышаться, но все излишки воды сольются через сливную втулку 14 в сливной бачок 13, а из него будут выкачаны с помощью вакуумного насоса через трубку 16 на поверхность и там измерены. Нижний срез сливной трубки устанавливается на высоте, на 1—2 мм превышающей тот горизонт воды, при котором поплавок прекращает подачу воды из подпитывающего бачка.

Водорегулирующее устройство заключено в специальный кожух 4, закрытый сверху малым козырьком. Козырек жестко связан с подпитывающим бачком 6 посредством соединительной штанги 2, через которую проходит рейка 19. К дну подпитывающего бачка съемно крепится нижняя соединительная штанга 7; к ее нижнему концу крепится плато 8. В плато ввинчено сопло 9, на трех подвесках 11 подвешен сливной бачок 13. При транспортировке водорегулирующего устройства нижняя соединительная штанга 7 снимается.

На малом козырьке имеются три отверстия, служащие для крепления специального патрубка, за который водорегулирующее устройство извлекается из лизиметра.

Для того чтобы избежать вытекания воды из подпитывающего бачка при подъеме водорегулирующего устройства, в его конструкции предусмотрено специальное приспособление, с помощью которого перекрывается вода, поступающая из подпитывающего бачка в поплавковую камеру; это осуществляется поворотом вентиля 17 на 90°.

В секции гнезда, служащей для помещения водорегулирующего устройства, устанавливается металлическая трубка (на рис. не показана); через нее опускается резиновый шланг для откачки воды, появившейся на дне гнезда.

Величина испарения E по лизиметру вычисляется по уравнению водного баланса вида

$$E = \frac{1}{200} (P_1 - P_2) + \sum X + \sum M + \sum K - \sum I, \quad (17)$$

где P_1 и P_2 — масса лизиметра в предыдущее и текущее взвешивание, г; $\sum K$ — расход грунтовых вод в зону аэрации за период между взвешиваниями, что соответствует количеству воды, поданной в лизиметр водорегулирующим устройством, мм; $\sum I$ — пополнение запасов грунтовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков или поливных вод, что соответствует количеству воды, откачанной из монолита, мм; $\sum X$ — осадки за период между взвешиваниями, мм; $\sum M$ — поливы.

Испытания лизиметров показали, что точность отсчетов по рейке водорегулирующего устройства не ниже 0,5 мм, а в пересчете на площадь лизиметра — 0,06 мм.

Чувствительность водорегулирующего устройства составляет 5–6 см³, что в пересчете на площадь лизиметра соответствует 0,02 мм слоя воды. Точность поддержания уровня воды в поддоне $\pm 0,4$ мм.

Ниже будет показано, что лизиметр ГР-80 обладает рядом принципиальных преимуществ перед приборами, применявшимися ранее (в частности, возможностью измерения элементов водного баланса за короткие промежутки времени, а именно суммарного испарения за 2—5 суток, расхода грунтовых вод за 2—4 ч, инфильтрации за полусутки).

Для измерения суточных величин водопотребления и влагообмена при неглубоком залегании грунтовых вод применяется гидравлический почвенный испаритель малой модели системы Урываева, снабженный водорегулирующим устройством (см. рис. 11), которое поддерживает уровень грунтовых вод в монолите на заданной глубине. Общая компоновка гидравлического испарителя-лизиметра показана на рис. 3. Подробная схема и условия работы ГПИЛ рассматриваются в работах [242, 251, 267].

Для оценки точности определения испарения гидравлическим испарителем-лизиметром и взвешиваемым лизиметром ГР-80 необходимо знать точность измерения осадков.

Величина осадков определяется наземным дождемером. При этом считается, что количество воды, поступающей на поверхность монолита прибора, соответствует количеству осадков, измеренных дождемером. Проверка этого соответствия была произведена в естественных условиях измерением величины погружения монолита гидравлического испарителя за период отдельного дождя или полива (дождеванием) и величины осадков или полива за тот же день по дождемеру.

Осадки и полив дождеванием измерялись при помощи стандартного почвенного дождемера, входящего в комплект лизиметров и испарителей.

Из 86 измерений, выполненных на орошаемых землях Ростовской области, 30 было произведено при отсутствии растительности, а 56 при наличии растительности различной высоты и густоты.

Анализ полученных материалов показал, что количество воды, поступающей в монолит лизиметра или испарителя при дождях и поливах дождеванием, в общем соответствует количеству осадков, измеренных по дождемеру (с максимальными отклонениями 1—2%) в случаях, когда в монолите отсутствует развитый травостой.

Для случая хорошо развитого травостоя (кукуруза, озимая пшеница, ячмень и пр.) расхождения в среднем составили 6%, но в отдельных измерениях, особенно при значительном ветре, они достигали 13—19%. Аналогичные данные были получены О. В. Поповым [190]. Последнее обстоятельство требует дополнительных измерений осадков после дождя; это особенно необходимо в тех случаях, когда определяются величины суммарного испарения за короткие промежутки времени.

С учетом приведенных данных о точности определения веса монолитов, интенсивности подпитывания и осадков точность опре-

деления суммарного испарения гидравлическим лизиметром ГПИЛ составляет $\pm 0,1$ мм, а весовым ГР-80 — ± 1 мм.

Следовательно, в период активной вегетации растений суммарное испарение с точностью до 5—10% можно определять с помощью ГПИЛ минимум за часовые интервалы времени, а лизиметром ГР-80 — минимум за одни сутки.

Однако полученные с помощью лизиметров результаты измерений могут отражать ход испарения в естественных условиях только в том случае, когда водный и тепловой режим монолитов соответствует водному и тепловому режиму почво-грунтов в зоне аэрации окружающего поля.

Результаты исследований испарителей, выполненных в различных районах В. А. Урываевым [242], С. Ф. Федоровым [245], О. В. Поповым [190] и автором [259], показывают следующее:

1. В верхних слоях почвенного монолита до глубины 30—50 см не отмечается значительного искажения теплового режима почвы по сравнению с естественным. Общий характер теплоаккумуляции этих слоев монолита такой же, как и в окружающей почве.

2. В нижних слоях монолита отмечается систематическое отклонение температуры почвы на 1—3° для богары и на 1—1,5° для орошаемых земель от естественного режима. Причем процесс теплоаккумуляции в нижних слоях монолита наблюдается в летний период. Осенью (за холодное время суток) происходит выхолаживание нижних слоев монолита за счет отдачи тепла через стенки испарителя или лизиметра и чехла в воздух и окружающую их среду.

3. Отмеченное выше нарушение теплового режима нижней части монолита изменяет естественное распределение в нем вертикальных градиентов температуры почвы и может привести к перераспределению влагозапаса за счет изменения потока пленочной и парообразной влаги. Однако перераспределение влагозапаса в монолите оказывается в пределах точности измерения этого элемента и, как следует из опытов, не сказывается на точности измерения испарения.

4. Распределение влагозапасов в испарителях отличается от такового в поле незначительно.

В табл. 1 приводится сравнение величин послойных влагозапасов в монолитах гидравлического испарителя и лизиметра ГР-80. Почвенные монолиты в гидравлических испарителях не менялись в течение 5—6 месяцев; просачивание воды на глубину, превышающую высоту монолитов, отсутствовало.

Из данных таблицы видно, что послойное распределение влагозапасов в монолитах вполне соответствует распределению влагозапасов в почве на полях. Наблюдавшаяся незначительная разница во влагозапасах отдельных слоев и суммарных влагозапасов в испарителе лежит в пределах точности определения влажности почвы при четырехкратной повторности.

Влагозапасы (мм) почвенного монолита гидравлического испарителя ГПИ-51,
лизиметра типа ГР-80 и почвы в поле

Глубина слоя, см	При за- рядке ГПИ 25/III 1955 г. (монологит и поле)	При разрядке ГПИ 8/VI 1955 г.		При за- рядке ГПИ 8/VI 1955 г. (монологит и поле)	При разрядке ГПИ 14/XI 1955 г.		При за- рядке ГПИ 24/V 1955 г.	При разрядке ГПИ 15/XI 1955 г.		При за- рядке ли- зиметра 20/IV 1964 г. (монологит и поле $H = 1,5$ м)	При разрядке лизиметра 25/X 1964 г.	
	монологит	поле	монологит	поле	монологит	поле	монологит	поле	монологит	поле $H = -1,5$ м		
I. Озимая пшеница до 2/VII, после — зябь												
0-5	15,2	10,2	10,6	9,4	14,8	16,2	10,4	13,9	15,4	16,4	14,0	14,6
5-10	15,8	12,7	13,6	9,3	15,3	15,9	11,2	14,2	15,2	17,0	15,0	14,6
10-20	20,0	14,0	16,3	12,6	16,0	16,0	21,9	17,0	15,4	17,8	15,8	16,0
20-30	28,2	14,6	13,7	13,4	16,0	16,5	21,8	16,2	15,6	17,8	17,0	17,3
30-40	28,8	15,4	14,6	15,2	15,1	15,3	24,3	15,8	16,6	20,0	17,2	17,1
40-50	23,9	14,3	16,1	15,5	16,0	15,6	21,2	17,4	17,0	21,0	19,5	18,9
50-60	17,4	14,5	16,7	16,4	17,1	15,7	19,0	17,7	17,0	22,5	21,0	19,9
60-70	16,6	14,8	16,3	16,8	16,0	14,6	14,3	17,8	17,8	22,0	21,3	22,0
70-80	16,3	14,1	15,9	17,3	16,6	14,2	14,7	17,4	18,9	23,0	22,0	22,0
80-90	15,3	13,5	14,1	16,1	15,9	17,8	14,3	17,5	17,6	24,0	23,6	23,0
90-100	15,1	13,3	14,4	15,8	14,1	13,9	13,6	17,2	16,9	24,0	23,8	23,2
100-110	14,9	12,8	13,8	17,3	14,7	14,6	15,1	16,6	16,3	26,0	25,0	24,8
110-120	15,9	14,7	12,7	16,3	14,7	13,6	14,7	16,5	16,1	32,0	28,0	27,0
120-130							16,1	16,4	16,0	33,0	29,0	29,0
130-140							14,4	16,6	14,7	36,4	30,0	31,0
140-150							14,3	17,3	15,0	36,0	32,0	33,0
Суммарный запас	243	179	189	191	202	200	262	266	262	389	354	353
II. Кукуруза до 30/VIII, после — озимая пшеница												
III. Озимая пшеница до 20/VII, после — зябь												

Рассмотрим вопрос о развитии растений в монолитах. Показания испарителей и лизиметров могут быть репрезентативными для исследуемого сельскохозяйственного поля в целом лишь в том случае, когда развитие и состояние растений в монолитах и на поле будет одинаковым. Для этой цели при эксплуатации испарителей и лизиметров всегда проводятся соответствующие фенологические наблюдения за растениями на контрольных участках в поле и монолите. Обобщение материалов фенологических наблюдений, полученных в условиях орошения (Нижедонская и Право-Егорлыкская оросительные системы), показывает, что все основные характеристики роста и развития озимой пшеницы, кукурузы, риса и других культур (высота растений, площадь листьев, количество зерен и биологический урожай) в монолитах лизиметров ГР-80 и гидравлических испарителях ГПИЛ достаточно хорошо соответствуют росту и развитию растений в поле. Результаты анализа материалов содержатся в работах [251, 259]. В табл. 2 дан один из примеров подобного сравнения.

Т а б л и ц а 2

Фенологические данные о кукурузе в поле, лизиметре ГПИЛ-53 и в испарителе ГПИ-51 в фазе восковой спелости. Нижедонская оросительная система, 1964 г.

Фенология и урожай	Наименование приборов и наблюдательных участков			
	поле 1 $H \approx 5$ м	поле 2 $H = 1-1,5$ м	ГПИЛ-53 $H = 1,4$ м	ГПИ-51 без подпитывания
Высота растений до початка, см	63	73	70/71	54/42
Диаметр стебля, см	2,9	3,3	2,9/2,9	2,9/2,9
Количество початков	1	1,4	1/1	1/1
Вес всего растения, г	465	630	458/342	233/319
Количество зерен в початке	595	773	640/504	448/—
Вес зерен в початке, г	125	266	83/121	84/68
Длина початка, см	19	22	20/20	18/13

П р и м е ч а н и е. В гидравлическом лизиметре и испарителе росло по два растения, поэтому характеристики каждого из растений показаны в виде дроби.

Ниже приводятся некоторые результаты испытания лизиметра ГР-80 в полевых условиях, выполненных А. С. Волковым на орошаемых полях Северного Кавказа и Заволжья [56].

Наблюдения за температурой почвы в лизиметрах и поле производились с помощью электрогермометров АМ-2М, установленных на глубинах 5, 10, 15, 20, 40, 60, 80, 120, 160 см. Суточный ход температуры почвы в монолитах лизиметров и в поле показан на рис. 12—14.

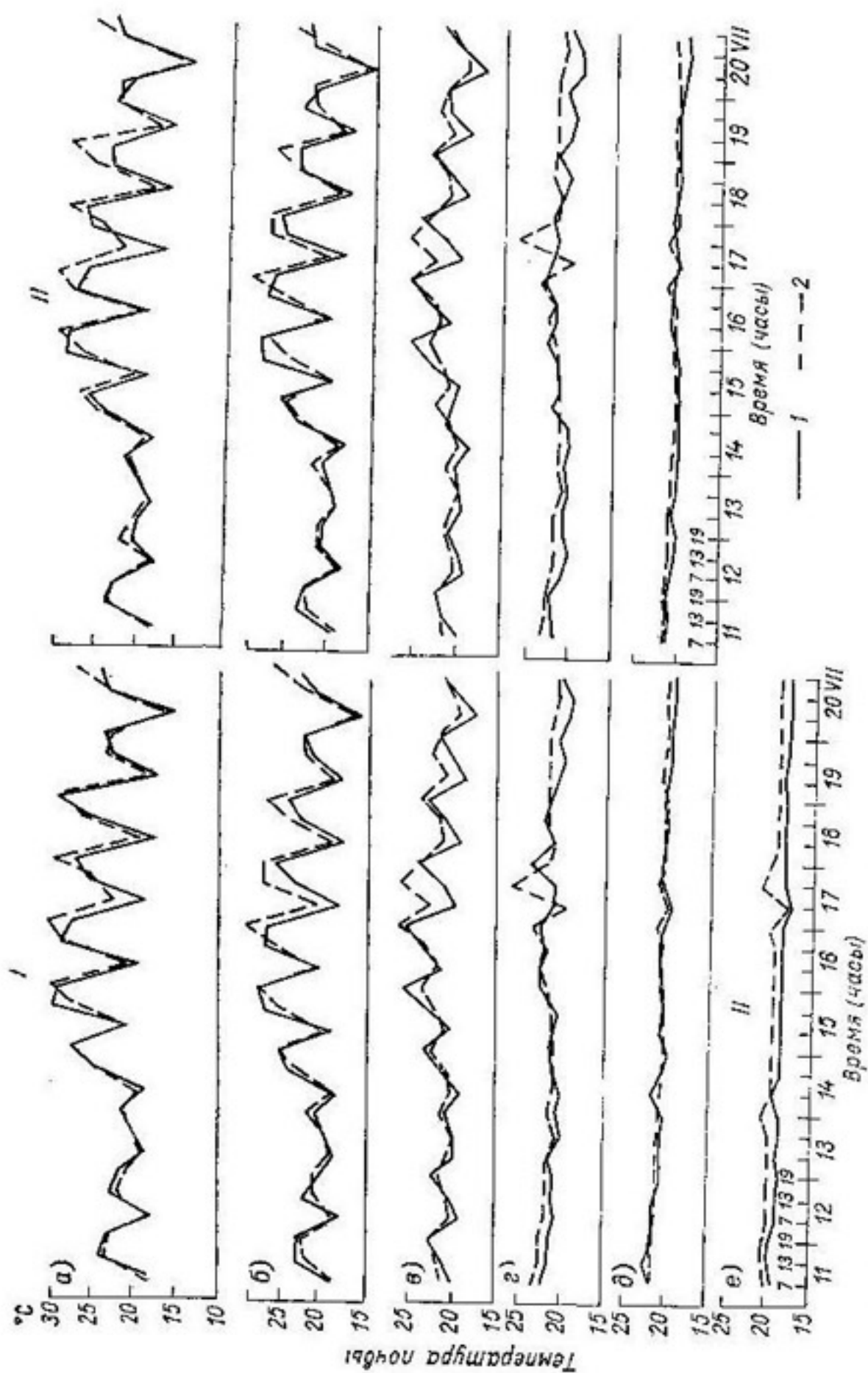


Рис. 12. Ход температуры почвы в поле (1) и монолите лизиметров (2). Заволжская опытно-мелиоративная станция, с 11 до 20/VII 1967 г.

1 — лизиметр с глубиной залегания грунтовых вод 1 м, 1/1 — то же, с глубиной 1,5 м; глубина слоя: а — 5 см, б — 10 см, в — 20 см, г — 40 см, д — 80 см, е — 120 см.

Сравнение хода температуры почвы в лизиметрах и на сельскохозяйственных полях, занятых различными культурами (гречиха, кукуруза, яровая пшеница), показывает, что в период вегетации растений температура в лизиметрах выше температуры окружающей почвы. Отклонения температурного режима почвенного монолита в лизиметрах происходят под влиянием нагрева металлических стенок лизиметра, обусловленного температурой

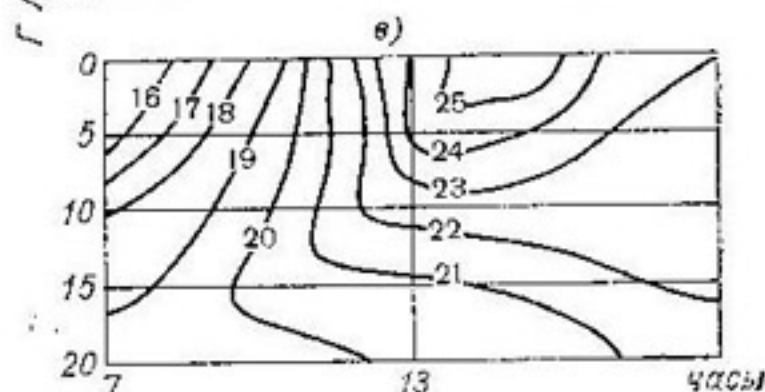
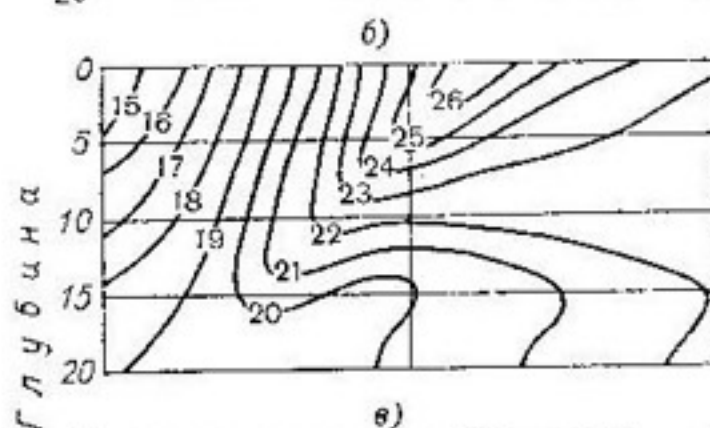
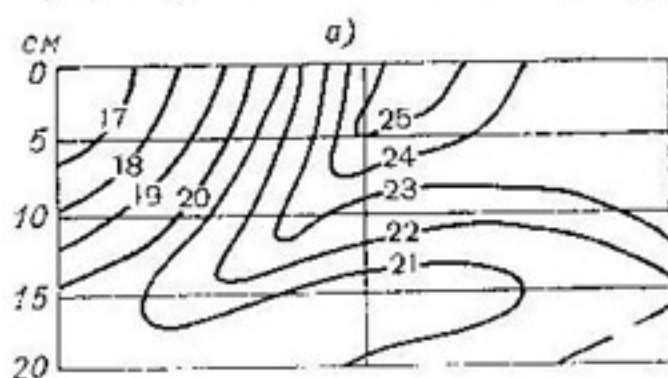


Рис. 13. Термоизоплеты суточного хода температуры почвы в поле, засеянном гречихой, и в монолитах лизиметров. Заволжская опытно-мелиоративная станция, 1966 г.

а — лизиметр с глубиной залегания грунтовых вод 1,5 м, б — то же, с глубиной 2,0 м, в — поле.

воздуха в приземном слое и в зазоре между стенками кожуха и цилиндра прибора, а также вследствие теплового контакта цилиндра через обратный фильтр и поддон с нижележащими слоями почвы. В верхнем слое (0—40 см) тепловой режим почвы в поле и лизиметрах в большой степени зависит от колебаний температуры воздуха. Глубже эта зависимость затухает и с глубины 80 см практически не ощущается.

Вследствие влияния металлических стенок в почвенном монолите лизиметров возникают горизонтальные и вертикальные градиенты температуры почвы, отличающиеся от градиентов в поле.

Горизонтальный перепад температур между центром и периферией монолита лизиметра в зависимости от времени суток

колеблется от $-0,8$ до $1,5^{\circ}$. При этом в верхних слоях почвы (до глубины 0—60 см) он изменяется от $-0,5$ до $0,5^{\circ}$, а в нижних увеличивается. Вертикальный перепад температуры как в поле, так и в монолитах лизиметров изменяется в рабочем слое от $-1,8$ до $2,2^{\circ}$ при средней величине $\pm 0,5^{\circ}$.

Искажение термического режима в лизиметрах по отношению к окружающей территории может сказаться на высоте капилляр-

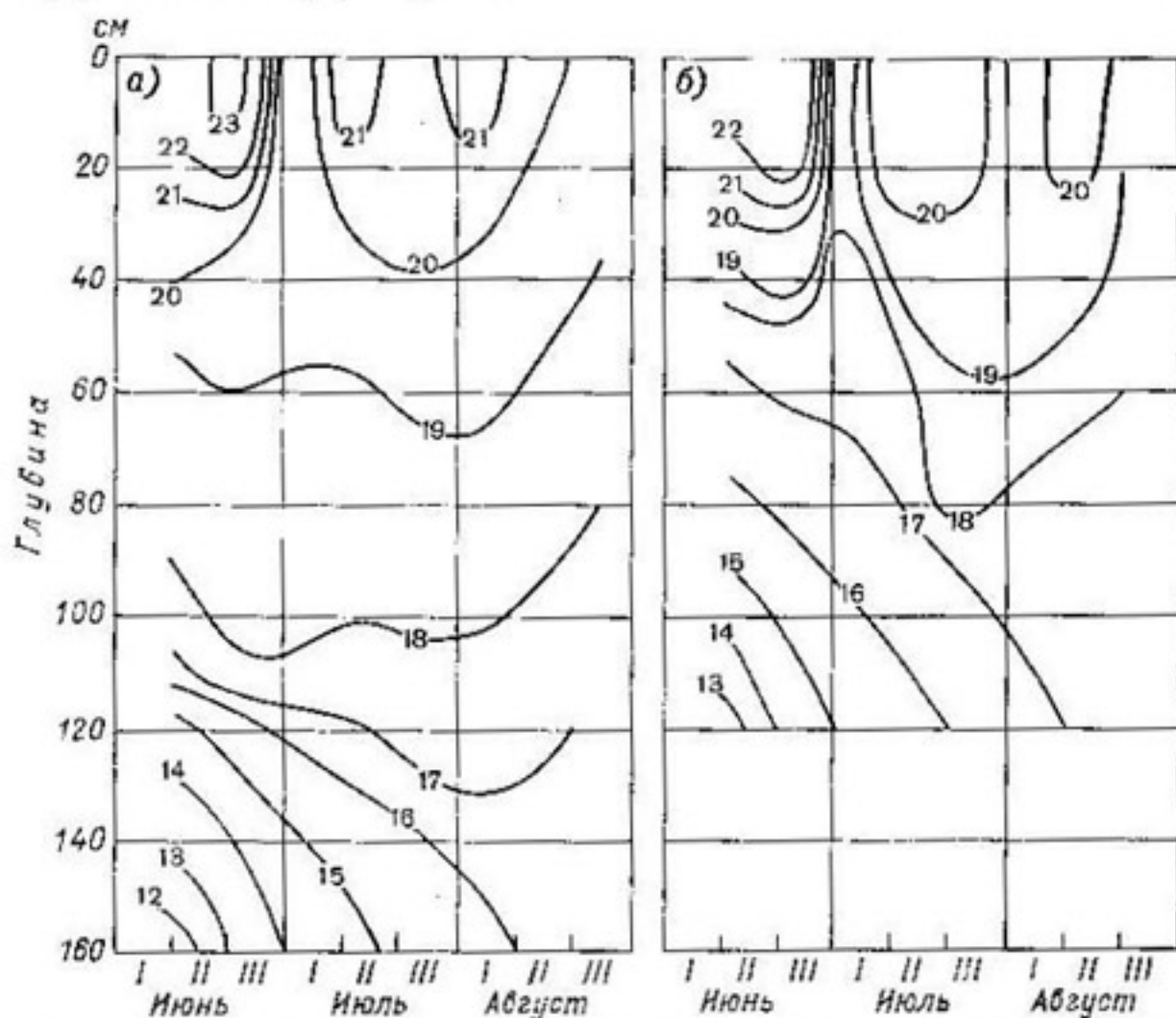


Рис. 14. Термонизоплеты в монолите лизиметра с глубиной залегания грунтовых вод 2,0 м (а) и в поле (б). Заволжская опытно-мелиоративная станция, 1969 г.

ного поднятия влаги вследствие изменения силы поверхностного натяжения под влиянием различия температуры в лизиметрах и поле. Расчеты показывают, что при расхождении температуры в монолите лизиметра и в поле на 10° при средней температуре около 20°C высота капиллярного поднятия влаги различается всего на 4—5%. В то же время анализ данных наблюдений показывает, что среднепятидневные отклонения температуры в монолитах лизиметров от температуры окружающей почвы в верхнем слое в основном не отличаются более чем на 2° . Следовательно, искажение высоты капиллярного поднятия влаги в лизиметрах за счет повышенной на 2° температуры почвы не превышает 1% всей толщи, что для суглинка составляет всего 5 см, а для супеси—1,5 см.

Такое незначительное искажение высоты капиллярного поднятия в лизиметрах по сравнению с высотой капиллярного поднятия в поле практически не сказывается на точности определения основных элементов водного баланса лизиметров (испарение и расход грунтовых вод в зону аэрации). В частности, при изменении глубины залегания грунтовых вод на 5 см величина расхода влаги в зону аэрации K изменяется всего на 1—2 мм, что составляет 3% неискаженного значения K в поле.

Несоответствие распределения температуры почвы в монолите и поле приводит к ошибкам измерения испарения лизиметрами. Расчеты показывают, что при расхождении температур на 1° относительная ошибка составляет 7%, при расхождении на 3° — 19%, при расхождении на 5° — 36%. Различия в температуре почвы в лизиметре и поле в действительности не превышают $1,5$ — 2° . Следовательно, относительная ошибка определения испарения составит около 10%, при этом испарение в лизиметрах будет больше, чем в естественных условиях.

В табл. 3 приведены данные наблюдений за влагозапасами в монолитах и поле. Их анализ показывает, что разница во влагозапасах в монолитах и поле (при совпадении глубин залегания грунтовых вод) в полуметровом слое составляет 10—14%, в метровом — около 10%, в полуметровом — 5—10%, в двухметровом — 5%. При этом количество влаги в лизиметрах, как правило, меньше, чем в поле, что способствует снижению испарения в лизиметрах также на 5—14%.

Таким образом, повышение температуры почвы в верхних слоях монолитов лизиметров на 1 — 2° способно повысить испарение на 10—12%. Однако снижение влагозапасов в монолитах по сравнению с полем способствует снижению испарения примерно на ту же величину. В целом получается, что испарение в лизиметрах должно соответствовать величинам испарения в поле. Об этом же свидетельствуют и данные агрометеорологических наблюдений, показывающих, что состояние растений в поле и лизиметрах примерно одинаковое. Например, данные, приведенные в работе [56] (кукуруза, 1967 г.), показывают, что в лизиметре и поле фазы развития растений наступали довольно дружно, высота растений, а также урожай были почти одинаковые. Это указывает на подобие условий развития посевов в лизиметрах и поле.

Аналогичные результаты испытания лизиметров ГР-80 получены Тищенко на орошаемых землях Южного Казахстана в 1967—1970 гг. (Арысь-Туркестанская оросительная система).

На основании вышеизложенного можно отметить, что метод водного баланса монолитов принципиально вполне пригоден для определения величин суммарного испарения с орошаемых полей, занятых различными сельскохозяйственными культурами. В частности, рассмотренные здесь гидравлические и весовые испарители и лизиметры (ГПИ, ГПИЛ, ГР-80, ГГИ-500-100) измеряют

Таблица 3

Запас влаги в почве (мм) в поле и лизиметрах

Слой, см	Поле ($H = 1,5 \div 2,0$ м)	Лизиметры с уровнем грунтовых вод (разрядка 10/X)					
		0,5 м	1,0 м	1,5 м		2,0 м	
				№ 3	№ 8	№ 4	№ 9

г. Изобильный, 1966 г. Гречиха							
0—10	17	14	13	11	8	13	12
10—20	21	20	19	17	17	18	14
20—30	20	33	20	17	21	21	21
30—40	23	38	28	20	25	22	21
40—50	23	38	34	26	27	20	21
50—60	26		36	30	33	22	24
60—70	29		39	37	33	24	29
70—80	26		36	34	34	29	28
80—90	29		38	37	36	29	26
90—100	32		39	35	39	31	31
100—110	32			34	35	31	33
110—120	31			33	34	30	33
120—130	33			38	38	33	33
130—140	33			38	40	32	31
140—150	34			37	38	40	33
0—50	104	143	114	91	98	94	89
0—100	246		302	264	273	229	227
0—150	409			444	458	395	390

Слой, см	Поле ($H = 2,5$ м)	Лизиметры с уровнем грунтовых вод (разрядка 20/IX)			
		0,5 м	1,0 м	1,5 м	2,0 м

х. Елкин, 1965 г.

Кукуруза

0—10	14	19	12	17	13
10—20	20	28	24	20	17
20—30	22	37	30	23	16
30—40	23	50	35	26	22
40—50	25	48	39	27	21
50—60	28		40	31	22
60—70	29		41	30	22
70—80	31		40	32	22
80—90	32		41	35	23
90—100	31		40	36	27
100—110	30			34	30
110—120	31			36	32
120—130	31			38	35
130—140	34			42	36
140—150	35			44	37
150—160	36				37
160—170	36				41
170—180	37				40
180—190	38				38
190—200	38				39
0—50	104	182	140	113	89
0—100	255		342	277	205
0—150	416			471	375
0—200	601				570

величины суммарного испарения с достаточной для практики точностью. Лизиметры, кроме того, обеспечивают измерение величин влагообмена в зоне аэрации (расход грунтовых вод в зону аэрации и инфильтрацию) также с достаточной точностью.

1.4.5. Метод турбулентной диффузии. При испарении почвенной влаги водяной пар отводится от испаряющей поверхности в результате молекулярной диффузии и переноса (конвекции) пара движущимися массами воздуха (термическая конвекция, динамическое перемешивание воздуха при встрече, конвекция, возникающая при неоднородности влажности воздуха).

Существует ряд теорий, описывающих процессы переноса водяного пара в приземном слое воздуха [38, 40, 64, 117, 133]. Наиболее распространенной является теория турбулентной диффузии. Однако до настоящего времени еще не создано единой теории обмена в приземном слое воздуха, которая позволила бы вычислять потоки тепла и влаги при любых ветровых и температурных условиях и над любым видом подстилающей поверхности.

Различные авторы [40, 117] предлагают разные решения для определения коэффициента турбулентного перемешивания в основной формуле Фика, применяемой для описания турбулентности атмосферы. Различие формул заключается в неодинаковых подходах к расчету коэффициента обмена, являющегося основным компонентом при определении коэффициента турбулентного перемешивания.

Здесь не будем останавливаться на разборе и анализе указанных решений. Они подробно рассмотрены в критических работах В. В. Романова [211], А. Р. Константинова [117] и др. Подробный разбор тем более нецелесообразен, что в настоящее время после достаточно длительного испытания различных вариантов метода турбулентной диффузии (градиентного метода) для расчета испарения в естественных условиях, в том числе и на орошаемых землях, подавляющее большинство авторов пришло к выводу, что этот метод еще не пригоден для массовых измерений.

1.4.6. Метод теплового баланса. Уравнение теплового баланса деятельной поверхности, как частный случай закона сохранения энергии, для летнего периода можно записать в виде

$$R = P + B + V \quad (18)$$

или

$$E = \frac{R - P - B}{L}, \quad (18_1)$$

где R — радиационный баланс деятельной поверхности; P — поток тепла в почву (воде); B — турбулентный поток тепла в приземном слое атмосферы; V — затраты тепла на испарение, представляющие собой произведение скрытой теплоты испарения L на саму величину испарения E .

Уравнение (18) включает в себя только основные элементы теплового баланса. Неучитываемые этим уравнением приходы и расходы энергии, связанные с выпадающими осадками, с превращениями энергии при фотосинтезе и при окислении биомассы, обычно малы и ими можно пренебречь. Лишь в отдельных районах и в отдельные периоды может возникнуть необходимость учитывать расход тепла на снеготаяние и оттаивание почвы, а также при переносе энергии, выделении тепла при ледообразовании.

Радиационный баланс определяется по формуле

$$R = R_n + R_p - R_{от} - (e_n - e_a), \quad (19)$$

где R_n и R_p — величины потока прямой и рассеянной солнечной радиации; $R_{от}$ — радиация, отраженная от поверхности почвы; e_n — длинноволновое (инфракрасное) излучение почвы и e_a — направленное к почве длинноволновое излучение атмосферы и облаков. Разность $(e_n - e_a)$ обычно называется эффективным излучением почвы деятельной поверхности, а величина $(R_n + R_p)$ — суммарной радиацией R_c .

Иногда уравнение (19) записывают в виде

$$R = (R_n + R_p)(1 - r) - (e_n - e_a), \quad (20)$$

где r — суммарный коэффициент отражения (альбедо) поверхности. Принято считать R положительным, когда наблюдается приток радиационной энергии к деятельной поверхности; остальные члены P , B и V считаются положительными, когда наблюдается отток энергии от поверхности.

Отток тепла и пара в атмосферу можно выразить в виде уравнений:

$$B = \rho c_p k \frac{dt}{dz}, \quad (21)$$

$$V = LE = L\rho k \frac{dq}{dz}, \quad (22)$$

где ρ — плотность воздуха; c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, кал/г; k — коэффициент турбулентного перемешивания; $\frac{dt}{dz}$ — вертикальный градиент температуры воздуха; $\frac{dq}{dz}$ — вертикальный градиент удельной влажности воздуха.

Разделив уравнение (21) на уравнение (22), запишем

$$\frac{B}{V} = \frac{c_p}{L} \cdot \frac{dt}{dq}. \quad (23)$$

Решив уравнение (23) относительно B и подставив полученное значение в уравнение (18), а также проводя несложные преоб-

разования, получим

$$E = \frac{R - P}{L + c_p \frac{dt}{dq}} \quad (24)$$

Заменяв в уравнении (24) величину L по уравнению Смита ($L = 59,7 - 0,058t$), удельную влажность абсолютной влажностью в миллибарах и величину теплоемкости ее численным значением, перепишем уравнение (24) в следующем виде:

$$E = \frac{R - P}{(59,7 - 0,058t) + 38,6 \frac{\Delta t}{\Delta e} \frac{p_1}{p_0}}, \quad (25)$$

где p_1 — измеренное, p_0 — нормальное атмосферное давление, мб; E — в мм/ч.

Пренебрегая поправкой на давление и подставляя вместо скрытой теплоты испарения ее приближенное значение (600 кал/г), формулу для расчета суммарного испарения по наблюдениям за составляющими теплового баланса, а также градиентами температуры и влажности воздуха записывают обычно в такой форме:

$$E = \frac{R - P}{60 \left(1 + 0,64 \frac{\Delta t}{\Delta e} \right)}, \quad (26)$$

где R и P в формулах (24) и (25) — в кал/(ч·см²); e — абсолютная влажность, мм; E — в мм/ч.

Подобное упрощение формулы (24), как отмечает Романов [211], приводит в большинстве случаев к незначительным ошибкам. Так, при весьма высокой температуре воздуха, сильном испарении и малой величине $\Delta t / \Delta e$ ошибка вычисления E по формуле (26) может достигать всего 3%; в обычных условиях она не превышает 1,5—2%. При нормальном атмосферном давлении поправка на давление также невелика, но увеличивается с уменьшением испарения.

При давлении, существенно отличающемся от нормального, формула (26) может давать значительные ошибки. Расчеты Романова показали, что упрощенной формулой (26) можно пользоваться лишь в тех случаях, когда атмосферное давление не падает ниже 950 мб. В тех случаях, когда величина затрат тепла на испарение значительно превышает затраты на турбулентный отток в атмосферу (отношение $\frac{\Delta t}{\Delta e} \ll 1$), что имеет место на орошаемых землях, упрощенной формулой можно пользоваться и при давлении 900 мб.

При $\frac{\Delta t}{\Delta e} \approx 0,2$, т. е. при затратах тепла на турбулентный отток, составляющих около 13% затрат тепла на испарение, формулой (26) можно пользоваться и при давлении 800 и даже

700 мб. Во всех указанных случаях ошибка расчета не выходит за пределы 5% [211].

Приведенные данные показывают, что пользоваться формулой (26) при расчетах испарения с орошаемых полей можно во всех случаях, когда последние расположены на равнинной территории, где давление не снижается ниже 700 мб. Для высокогорных районов необходимо пользоваться формулой (25).

В настоящее время составляющие теплового баланса определяются по данным актинометрических и градиентных наблюдений [214]. В случае отсутствия наблюдений радиационный баланс может быть получен одним из известных способов [201]. В Советском Союзе на метеостанциях и в экспедициях обычно применяют термоэлектрические балансомеры Янишевского [214].

Расчет потока тепла в почве основан на использовании данных об изменении температуры почвы с глубиной и во времени при известных теплофизических характеристиках почвы. Поток тепла в почве определяется по изменению ее температуры за некоторый период времени с учетом объемной теплоемкости.

При этом для определения средней величины потока (кал/(см²·мин)) используется формула

$$P = \frac{c}{\tau} \left(S_1 - \frac{a}{H_1 - H_2} S_2 \right), \quad (27)$$

где c — объемная теплоемкость почвы; τ — продолжительность интервала, для которого находится среднее значение потока, мин; S_1 — величина, характеризующая изменение температуры в верхнем 20-сантиметровом слое почвы за интервал τ ; a — средний коэффициент температуропроводности верхнего 20-сантиметрового слоя почвы; H_1 и H_2 — фиксированные глубины в этом слое; S_2 — величина, характеризующая изменение во времени разности температур почвы.

Теплопотоки в почву на участках с периодическими поливами (например, дождеванием) и на богарных землях по своему характеру весьма близки; методика их определения в обоих случаях одинакова и не отличается от стандартной, изложенной в Руководстве [214].

На сельскохозяйственных полях с поливами затоплением (рис) или по бороздам методика определения теплопотока в почву имеет свои существенные особенности. Наличие слоя воды на поле при определении теплопотока в деятельный слой поверхности (в воду и почву) требует решения задачи с двухслойной моделью подстилающей поверхности. В двухслойной среде температурный режим деятельного слоя (например, воды и почвы на рисовом поле), как показали наши совместно с М. С. Азарий исследования [270], а также работы В. Б. Зайцева [90] и других, весьма своеобразен.

Типичное распределение температур по вертикали (приземный слой воздуха на высоте 0,5 и 2,0 м; вода: 0 и 10 см; почва: 0,5,

10, 15, 20 см) за весь период наблюдений в Новосадковке в 1964 г. представлено на графике (рис. 15). Подобные результаты получены и в другие годы (1965, 1958, 1960). Интересно отметить, что как цитируемые материалы, так и данные наблюдений Зайцева подтверждают одну и ту же закономерность термического режима на рисовых полях.

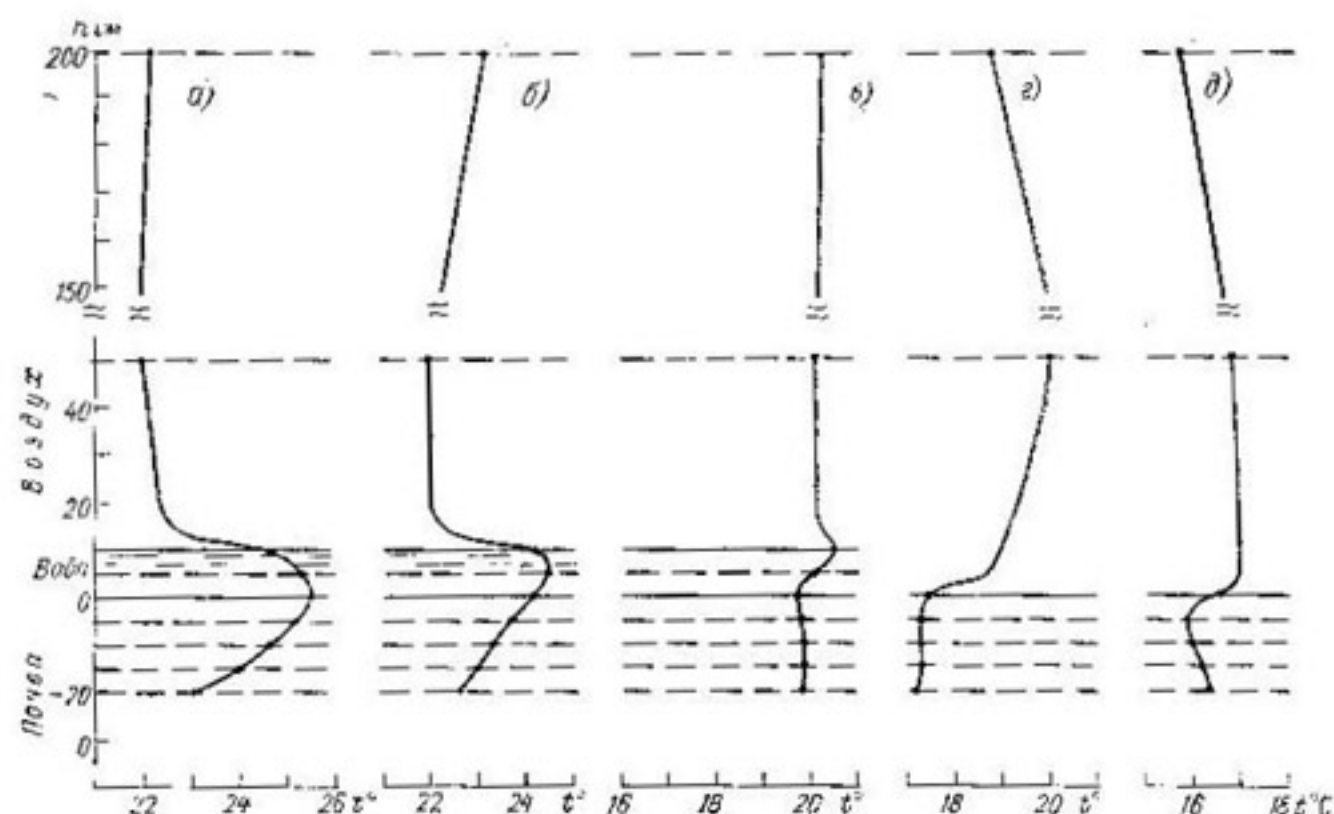


Рис. 15. Распределение температуры по вертикали воздух — вода — почва на рисовых чеках. Новосадковка, Ростовской области, 1964 г.

а — 20—30/VI; б — 1—31/VII; в — 1—19/VIII; г — 25—31/VIII; д — 1—30/IX.

В течение вегетационного периода температура воздуха на высоте 0,5 м ниже, чем на высоте 2,0 м, и ниже температуры воды. На этой высоте наблюдается максимальное поглощение солнечной энергии и испарение. После спуска воды с чеков и уборки урожая температура воздуха с высотой уменьшается.

В начале вегетации, когда высота риса незначительна, а вода в чеках прозрачна, температура с глубиной возрастает; температурный перепад по абсолютной величине составляет 0,3—0,6°. В августе с увеличением затенения поверхности температура слоя воды понижается с глубиной в среднем на 0,5° на каждые 5 см.

Распределение температуры в почве существенно зависит от наличия слоя воды на поле, который ослабляет нагрев поверхности почвы и излучение тепла из верхних слоев.

С глубиной температура почвы понижается. Разница между температурой у поверхности и на глубине 20 см в начале вегетации, когда почва интенсивно прогревается, составляет 2,5°; в июле она равняется 1,3°.

В августе перед сбросом воды, когда рис находится в стадии молочной спелости, температура почвы на глубине 5 см на 0,1°

выше температуры поверхности почвы; на остальных глубинах наблюдается изотермия.

Сразу после сброса воды с поля, когда влагосодержание почвы было близко к полной влагоемкости, на всех глубинах температура имеет одно и то же значение с отклонением не более $0,1^\circ$. При дальнейшем просыхании чека кривая распределения температур имеет обратный ход, так как происходит теплоотдача из нижних более теплых слоев почвы в остывающие верхние.

В начале и конце вегетационного периода колебания температуры от суток к суткам, а также по глубинам значительные. В середине периода колебания сглажены.

Постоянный слой воды приводит к незначительному запаздыванию с глубиной максимума и минимума температуры почвы. После спуска воды с чеков наблюдается запаздывание (до 3 ч) температуры почвы на глубине.

Надо сказать, что в воде запаздывание максимума и минимума температуры отсутствует, так как она прозрачна для солнечных лучей, а наличие прочности создает быстрое перемешивание.

Теплопоток в двухслойную среду на рисовых полях находится по формуле

$$P = P_n + P_v, \quad (28)$$

где R_n — теплопоток в почву, определяемый по вышеприведенной формуле; P_v — теплопоток в воду, $\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$.

Величина теплопотока в воду равна

$$P_v = c_v \frac{h}{\tau} \Delta t, \quad (29)$$

где c_v — теплоемкость воды; h — глубина воды в чеке, см; τ — продолжительность интервала между сроками, мин; Δt — разность средней температуры между последующим и предыдущим измерениями по двум глубинам 0,5 и 10 см.

Своеобразный термический режим двухслойной подстилающей поверхности накладывает свой отпечаток и на режим теплопотока, что будет показано в следующем разделе. В последние годы для определения теплопотока в почву применяются почвенные тепломеры [166, 270].

Турбулентный поток тепла связан с теплообменом между деятельной поверхностью и приземным слоем атмосферы. Этот теплообмен осуществляется благодаря наличию турбулентного перемешивания и прекращается при его отсутствии. На сети гидрометеорологических станций для определения Δt и Δe применяются стандартные приборы (аспирационные психрометры); в специальных исследованиях используются также градиентометры температуры и влажности воздуха.

Современные стандартные методы теплораспределения наблюдений, обработки и вычислений элементов теплового баланса [214] сравнительно трудоемки. В последнее время появилось стремление к автоматизации наблюдений и обработки [166, 171, 210].

В качестве датчиков исходных параметров применяются термо-электрический радиационный балансомер, термоэлектрический почвенный тепломер, градиентомер температуры и влажности воздуха с полупроводниковыми чувствительными элементами, а также некоторые специальные датчики (например, градиентный газоанализатор).

Впервые вычислительное устройство для определения элементов теплового баланса — электромеханический теплобалансограф — разработал Ю. Л. Розеншток [210]. В этом устройстве каналы измерений и вычислений разделены по времени. Применение теплобалансографа позволяет существенно уменьшить трудоемкость наблюдений и вычислений элементов теплового баланса. Был сделан ряд попыток его использования [170, 221], но из-за недостаточной надежности вычислительных блоков теплобалансограф Розенштока не нашел применения на практике. Кроме того, этот прибор не обеспечивал получение достоверной информации за малые интервалы времени.

В 1967 г. предложен новый цифроаналоговый вычислитель для определения составляющих теплового баланса подстилающей поверхности [165], получивший название «Поток». Установка «Поток» предназначена для синхронного измерения, вычисления, суммирования и регистрации элементов теплового баланса, а также некоторых агроклиматических показателей, связанных с тепло- и массообменом растительного покрова сельскохозяйственного поля. Эта установка, как указывают авторы, осуществляет непрерывное измерение перепадов температуры и влажности воздуха, а также перепад концентрации углекислоты в приземном слое атмосферы. Она измеряет радиационный баланс и теплопоток в почву. Установка вычисляет коэффициент турбулентного обмена и коэффициент влагообеспеченности по расчетным формулам метода теплового баланса. Кроме того, она вычисляет мгновенные значения и суммы (нарастающим итогом) радиационного баланса, потока тепла в почву, турбулентного потока тепла, суммарного испарения и потока углекислого газа. Все параметры рассчитываются в нескольких каналах параллельной обработки данных синхронно с измерением.

Установка «Поток» имеет пять основных функциональных блоков: блок датчиков, блок усилителей, вычислительное устройство, интегратор, регистратор. Блок датчиков содержит вышеупомянутые модифицированные датчики теплового баланса (градиентомер температуры и влажности воздуха в приземном слое, радиационный балансомер, почвенный тепломер).

1.4.7. Сравнение различных методов определения суммарного испарения. Источники основных ошибок градиентного метода были рассмотрены Л. Р. Струзером [228] по материалам наблюдений ДГМО на неорошаемых землях. В условиях орошения эти ошибки получаются еще более значительными. Ввиду указанных причин градиентный метод определения испарения в дальнейших иссле-

дованиях не использовался и поэтому не сравнивается с другими методами. Это тем более целесообразно, что в качестве контрольных методов при исследовании суммарного испарения приняты методы водного и теплового баланса. Последний метод, как известно, хотя и носит название «метода теплового баланса» базируется не только на уравнении теплового баланса, но также учитывает уравнение тепло- и влагооборота в приземном слое воздуха.

Сравнение метода весовых испарителей с методом водного баланса сельскохозяйственного поля (при глубоком залегании грунтовых вод на богарных землях, т. е. при $K = I$), с выборочным контролем результатов измерений по тепловому балансу проводилось нами в ДГМО.

Для расчетов использовано уравнение водного баланса верхнего деятельного слоя почвы h

$$E = (W_{hн} - W_{hk}) + X - Y, \quad (30)$$

где E — суммарное испарение за рассматриваемый период; $W_{hн}$ и W_{hk} — влагозапасы в активном слое влагообмена в начале и конце периода; X — сумма осадков; Y — сток.

Влажность почвы определялась на каждом поле в восьми точках до глубины 0,5 м, в том числе в четырех точках до глубины 1,5 м. Осадки измерялись почвенными дождемерами, установленными в трех точках на почвенно-испарительной площадке и на каждом колхозном поле. Поверхностный сток учитывался на стоковых площадках. При наличии просачивания расчет величин испарения по методу водного баланса не производился.

Согласно исследованиям Л. Р. Струзера и Н. П. Русина [228], величина случайной ошибки определения изменения влагозапасов в слое почвы 0—100 см за декаду в зоне недостаточного увлажнения при четырехкратной повторности составляет 20%, при восьмикратной повторности она снижается до 10—12%. Следовательно, при четырехкратной повторности отбора проб почвы на влажность испарение по методу водного баланса можно достаточно точно определить лишь за период продолжительностью не менее одного месяца, при восьмикратной — за декаду.

В табл. 4 приведены величины суммарного испарения, полученные методом водного баланса по формуле (30) при восьмикратной повторности отбора проб на влажность и методом весовых испарителей. Как следует из таблицы, расхождение между величинами суммарного испарения, измеренного методами водного баланса и весовых испарителей, для колосовых культур не превышает 19—20%, на кукурузе оно достигает 21%; в среднем расхождения составляют около 12%, что не выходит за пределы случайных ошибок измерения влажности почвы и других компонентов уравнения (30).

Величины суммарного испарения по тепловому балансу в 1955 г. (на люцерне первого года) за период с 10/V по 29/VI составляли

Таблица 4

Величины суммарного испарения (мм), полученные методами водного баланса (в метровом слое) и почвенных испарителей

Год	Сельскохозяйственное угодье	Период наблюдений (от всхода до уборки)	Суммарное испарение		Отклонение $\frac{E - E_{II}}{E} 100\%$
			по водно- му балан- су E	по испа- рителям E_{II}	
1955	Ячмень	16/IV—1/VII	243	235	3
	Люцерна первого года	10/V—29/VI	108	130	—20
	Яровая пшеница	18/IV—9/VII	138	160	—16
	Озимая рожь	22/III—29/VI	244	216	11
	Озимая пшеница	21/III—29/VI	213	218	—2
	Кукуруза	10/V—30/VIII	245	298	21
1958	Ячмень	25/IV—1/VII	294	268	9
	Яровая пшеница	26/IV—16/VII	314	302	4
	Озимая пшеница	7/III—10/VI	307	331	—11
1959	Ячмень	22/IV—28/VI	121	(96)	(21)
	Озимая пшеница	16/IV—8/VII	159	140	19
1961	Озимая пшеница	20/III—28/VI	293	317	—8
	Озимая пшеница (колхозное поле)	5/IV—28/VI	249	227	9
1963	Яровая пшеница	10/IV—6/VII	224	184	18
	Ячмень	4/V—4/VII	156	169	—9
	Озимая пшеница	18/IV—8/VII	211	192	9

Примечание. На посевах кукурузы применялись испарители ГПИ-53 и ГПИ-1000-100; на полях, занятых другими культурами, — ГПИ-500-100 и ГПИ-710-100.

120 мм, в 1958 г. (на озимой пшенице) за период с 7/III по 10/VI — 305 мм, в 1959 г. (на озимой пшенице) за период с 16/IV по 8/VII — 163 мм.

Таким образом, сравнивая величины суммарного испарения, измеренные методами теплового баланса и весовыми испарителями, можно отметить, что в зоне недостаточного увлажнения (при глубоком залегании грунтовых вод) метод весовых испарителей (ГПИ-500-100 и ГПИ-710-100) вполне применим для измерения суммарного испарения с полей, занятых различными культурами, кроме кукурузы. Для посевов кукурузы можно считать пригодными испарители с испаряющей площадью около 2000 см² и глубиной около 150 см [268, 269]. При этом случайные ошибки метода весовых испарителей, согласно нашим данным, составляют 10—15%. Это совпадает с данными, приведенными Пушкаревым [194] и Струзером [228].

Сравнение методов теплового баланса, лизиметров и водного баланса сельскохозяйственного поля, проведенное в 1965 г. на поливном кукурузном поле Ростовской опытно-мелиоративной станции, показало вполне удовлетворительное совпадение величин испарения.

За указанный период суммарное испарение с кукурузы (при двух поливах) за август 1965 г. по тепловому балансу составило 89,9 мм, по водному балансу — 85 мм, по лизиметру типа ГР-80 (с глубиной залегания грунтовых вод 1,5 и 2,0 м) — 95 мм. Глубина залегания грунтовых вод на поле 1,5—2,0 м.

Теплобалансовые наблюдения проводились по стандартной методике ГГО, изложенной в Руководстве [214]. Актинометрические приборы устанавливались на 1,5 м выше полога растений кукурузы (высота растений кукурузы в 1965 г. составляла 1,5—2 м), градиентные наблюдения проводились на высотах 0; 1,5; 2,0; 3,0 м над пологом кукурузы, ветер измерялся на высоте 1,0 м.

Поток тепла в почву во все годы рассчитывался по данным наблюдений по термометрам Савинова, а в 1965 г. дополнительно измерялся непосредственно с помощью тепломера конструкции Агрофизического института.

Площади полей, где проводились теплобалансовые и градиентные наблюдения, в 1965 г. составляли 45 га, в 1955, 1958 и 1959 гг. — по 80—90 га. Поля ровные, со всех сторон не защищенные.

В табл. 5 в качестве примера приведены величины суммарного испарения с кукурузы (на орошаемых полях № 1 и № 2) за более короткие периоды времени. Поле № 1 (расположено на Нижнедонской оросительной системе вблизи пос. Восход [268]) общей

Таблица 5

Сравнение величин суммарного испарения, определенных методами водного баланса сельскохозяйственного поля, лизиметров и испарителей. 1964 г.

Период наблюдений	Осадки, мм	Суммарное испарение, мм					Отклонение, %		
		метод водного баланса сельскохозяйственного поля		лизиметр ГПИЛ $H \approx 1,4$ м, $E_{1,4}$	лизиметр ГПИЛ $H \approx 1,0$ м, $E_{1,0}$	испаритель ГПИ-53 (без подпитывания $E_{ГПИ}$)	$\frac{E_{1,4} - E_{\text{№ 2}}}{E_{\text{№ 2}}}$	$\frac{E_{1,0} - E_{\text{№ 2}}}{E_{\text{№ 2}}}$	$\frac{E_{ГПИ} - E_{\text{№ 1}}}{E_{\text{№ 1}}}$
		$E_{\text{№ 2}}$	$E_{\text{№ 1}}$						
29/VI—28/VII	11,1	200	150			141,6			—6
28/VII—10/VIII				97,3	83,8	73,8			
10—18/VIII				54,4	57,7	51,2			
18—28/VIII	8,7			49,3	48,5	34,6			
28/VII—28/VIII	6,3	210	165	201,0	190,0	159,6	—10	—10	—4
28/VIII—8/IX				49,8	52,5	27,0			
8—18/IX				20,3	23,9	12,5			
18—28/IX	0,2			18,4	16,9	10,2			
28/VIII—28/IX		100	58	88,5	93,3	49,7	—12	—7	—14
Сумма за весь период наблюдений		510	373			350,9			—6
Сумма за период с 28/VII по 28/IX		310	223	289,5	283,3	209,3	—7	—9	—6

площадью 290 га, ровное, открытое со всех сторон, почвы темно-каштановые среднесуглинистые, глубина до уровня грунтовых вод 4—5 м. Поле № 2 (расположено на Нижнедонской оросительной системе у д. Новозолотовка) общей площадью 90 га, ровное, открытое со всех сторон, почвы темно-каштановые среднесуглинистые, глубина до уровня грунтовых вод 1,0—1,5 м. Для измерения суммарного испарения применялись гидравлические лизиметры и испарители с испаряющей площадью 2000 см².

Суммарное испарение методом водного баланса поля вычислялось по формуле

$$E = X + M + \Delta W_H + \Delta U + Y_{п.г} - Y_n - M_{сб} - Y_r \quad (31)$$

При расчете водного баланса по этому уравнению изменения запасов подземных вод, приток и отток грунтовых вод определялись по восьми гидрогеологическим скважинам, установленным на каждом поле. Изменения влагозапасов в зоне аэрации ΔW_H определялись по данным измерений влажности почвы с 8-кратной повторностью. Осадки измерялись наземными дождемерами, а объем поливных вод — гидрометрическим путем.

Анализ данных, приведенных в табл. 5, показывает, что величины суммарного испарения, определенные методом водного баланса, лизиметров и испарителей, достаточно хорошо совпадают. Отклонение месячных величин испарения не превышает 12—14%, что не выходит за пределы ошибок расчета водного баланса.

На рис. 16 представлены совмещенные графики декадных величин интенсивности суммарного испарения с риса по тепловому балансу, комбинированному испарителю и испарителю ГГИ-3000р за 1964 и 1965 гг.

Несмотря на то что по метеорологическим условиям вегетационных периодов рассматриваемые годы были совершенно различными (1964 г. — влажный, 1965 г. — засушливый), соотношения величин суммарного испарения с риса, измеренных испарителями и методом теплового баланса, остались приблизительно одинаковыми. В начале и конце вегетационного периода испарение по испарителям оказалось выше, чем по методу теплового баланса: в 1964 г. на 14%, а в 1965 г. на 40%.

Основной причиной указанного несовпадения величин суммарного испарения, определенных различными методами в 1965 г., явилась усиленная турбулентность приземного слоя атмосферы, приведшая к уменьшению градиентов температуры и влажности воздуха. Кроме того, некоторое завышение суммарного испарения в испарителях могло иметь место за счет повышенной на 1,0—1,5° температуры воды в испарителях по сравнению с температурой воды в чеках.

Так, в 1964 г. наблюдения за температурой воды в различных испарителях и в чеке производились два раза в сутки. Сравнение

температуры воды в чеке и испарителях, а также в испарителях с рисом и без риса приведено в работе [270]. Здесь отметим лишь, что при температуре воздуха $21-23^{\circ}\text{C}$ температура воды в испарителях и чеках практически совпадает; при температуре воздуха $23-27^{\circ}\text{C}$ температура воды в чеках выше, чем в испари-

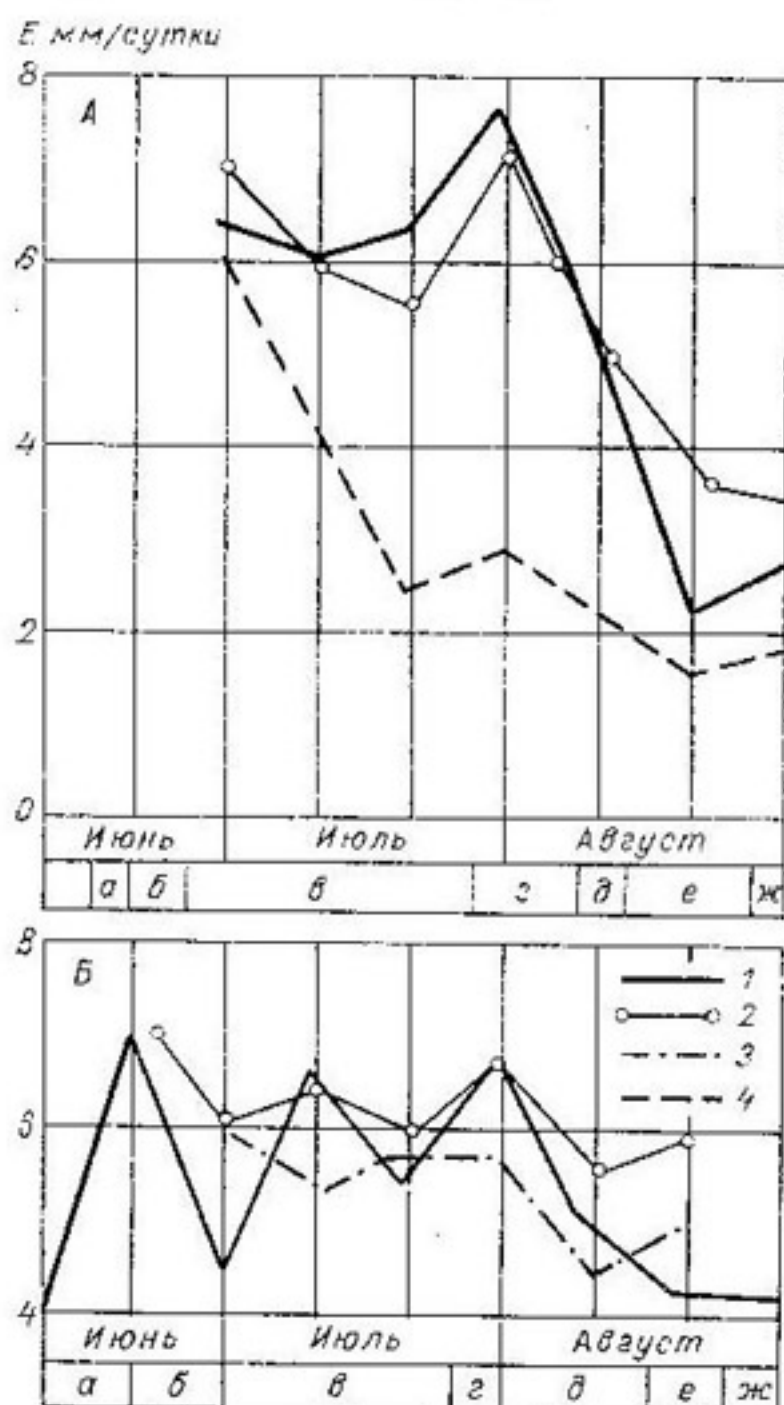


Рис. 16. Совмещенный график хода суммарного испарения с риса, измеренного испарителями (ГГИ-3000р и комбинированным) и методом теплового баланса в 1964 (А) и 1965 гг. (Б).

Фазы развития: а — всходы (третий лист), б — кущение, в — выход в трубку, г — выметывание метелки, д — цветение — колошение, е — молочная спелость, ж — восковая спелость; 1 — тепловой баланс, 2 — испаритель для риса ГГИ-3000 р, 3 — комбинированный испаритель, 4 — водный испаритель ГГИ-3000.

телях на $1,0-1,5^{\circ}$, что можно объяснить повышенным оттоком тепла в нижние слои грунта через стенки испарителя. При температуре воздуха 21°C и ниже температура воды в испарителях как правило на $1,0-1,5^{\circ}$ выше, чем в чеках.

В целом за сезон температурная поправка для испарителя ГГИ-3000р и ГГИ-3000 в среднем составляет $0,95$ [259].

Испарение по испарителям ГГИ-3000р (за сезон) на 10% больше испарения, определенного методом теплового баланса в 1964 г., и на 14% — в 1965 г. Величины суммарного испарения,

определенные по тепловому балансу и комбинированными испарителями, расходятся всего на 2—3%.

Внутри вегетационного периода (не считая начальных и конечных фаз развития) пентадные и декадные величины среднеарифметических отклонений между суммарным испарением, полученным по тепловому балансу и методом испарителей, имеют переменный знак и не превышают 8—10%, что указывает на ошибки обоих методов.

Для оценки точности определения суммарного испарения методом теплового баланса были проведены дополнительные измерения температуры и влажности воздуха на деятельной поверхности, а также у поверхности воды. Измерения температуры деятельной поверхности производились с помощью радиометра ГГО.

Анализ полученных материалов показал, что значения Δt в слое 0,5—2 м (стандартные высоты) в течение всего периода наблюдений равнялись 0,1—0,2°, т. е. находились в пределах точности измерения температуры; это приводит к значительным ошибкам расчета величин турбулентного потока B и затрат тепла на испарение LE . Значения Δt и Δe в слое между деятельной поверхностью и уровнем 2 м над ней оказались более устойчивыми, что повышает надежность расчета B и LE . В дальнейшем сравнительном анализе их значения принимаются в качестве основных.

На рис. 17 приведены полусуточные величины суммарного испарения с риса, определенные методом теплового баланса с учетом градиентов Δt и Δe , вычисленных по измерениям на различных высотах деятельной поверхности и приземного слоя атмосферы.

Анализ кривых показывает, что величины суммарного испарения E_1 , полученные с учетом Δt_1 и Δe_1 в слое между поверхностью воды и уровнем 2 м над деятельной поверхностью, близки к значениям суммарного испарения E_2 , полученным по Δt_2 и Δe_2 в слое от деятельной поверхности до уровня 2 м над ней. За период с 21/VI по 6/VII 1965 г. значения E_1 и E_2 различаются всего на 10%. Значения суммарного испарения E , полученные с учетом градиентов температуры и влажности воздуха Δt и Δe на стандартных высотах 0,5—2 м над деятельной поверхностью, отличаются от значений E_2 (являющихся наиболее обоснованным и надежным результатом расчета) за тот же период наблюдений на 25%. На рис. 17 приведены также величины суммарного испарения E_n , полученные непосредственно с помощью испарителя ГГИ-3000р. Различие между E_2 и E_n за период наблюдений составляет около 14%.

Различия между величинами суммарного испарения E_3 , вычисленными приближенно по формуле $E_3 = R - P$, и величинами E_2 не превышают 10%.

Приведенный анализ показывает, что методы теплового баланса и испарителей дают в общем одинаковые ошибки, состав-

ляющие в среднем 10—12%. При независимости методов указанная согласованность свидетельствует об их надежности и репрезентативности.

Для измерения суммарного испарения с различных сельскохозяйственных культур на орошаемых землях Южного Казахстана (рис, сахарная свекла, хлопчатник) в 1967—1970 гг.

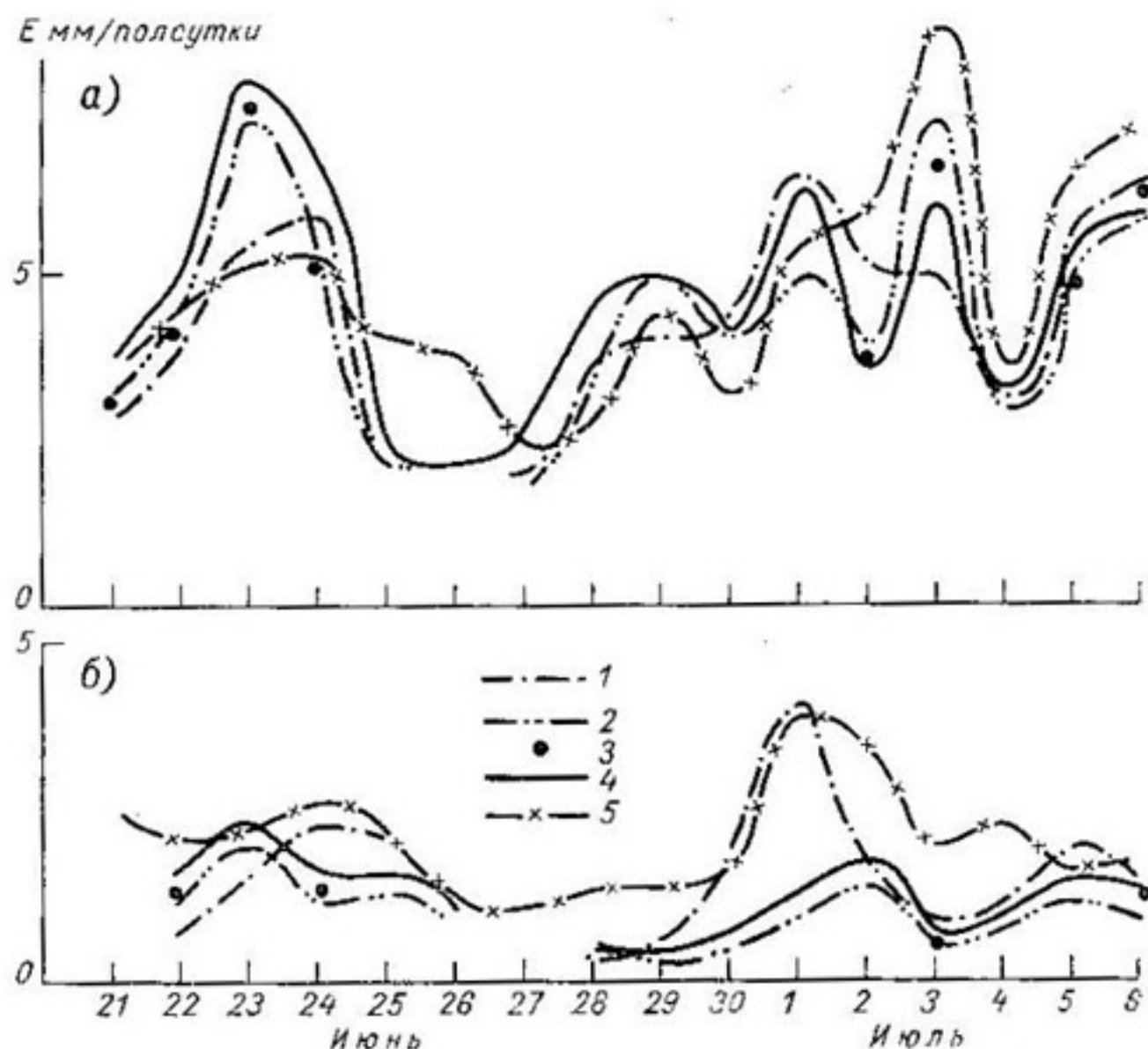


Рис. 17. График полусуточных величин суммарного испарения с риса в дневное (7—19 ч) (а) и ночное (19—7 ч) время (б).

1 — E ; 2 — E_1 ; 3 — E_2 ; 4 — E_3 ; 5 — E_{II}

применялись методы теплового баланса и лизиметров. Результаты наблюдений обоими методами на свекловичных полях согласуются довольно хорошо (рис. 18). Коэффициент корреляции между величинами суммарного испарения, измеренного методом теплового баланса и лизиметрами, по декадным интервалам составляет 0,60, а по месячным — 0,71. Для хлопчатника метод теплового баланса дает заниженные результаты по сравнению с гидравлическим (ГПИЛ) и весовым (ГР-80) лизиметрами в среднем на 65% (рис. 19). Занижение величин суммарного испарения методом теплового баланса можно объяснить рядом причин. Одна из них —

неприспособленность метода теплового баланса для измерения суммарного испарения с высокостебельных сельскохозяйственных культур [259]. Другой причиной является, по-видимому, вели-

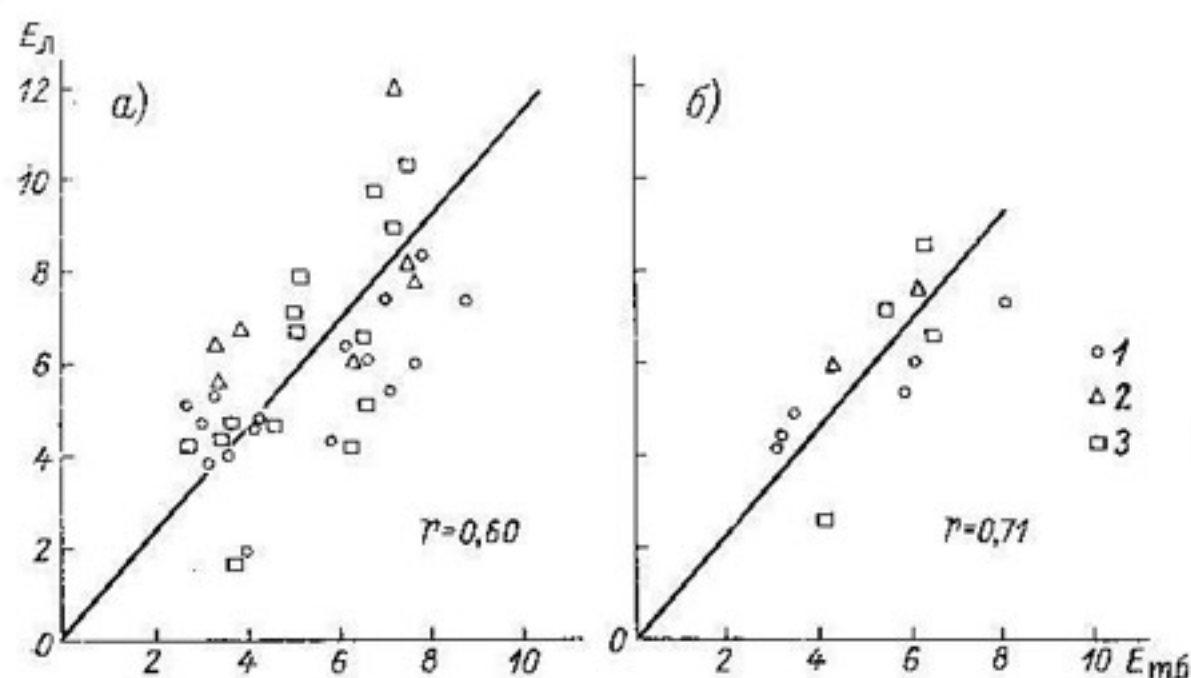


Рис. 18. Сравнение суммарного испарения (мм/сутки) с сахарной свеклы, измеренного лизиметрами ($E_{\text{л}}$) и методом теплового баланса ($E_{\text{т.б}}$). Таласская оросительная система.

а — декадные данные. б — месячные данные; 1 — 1968 г., 2 — 1969 г., 3 — 1970 г.

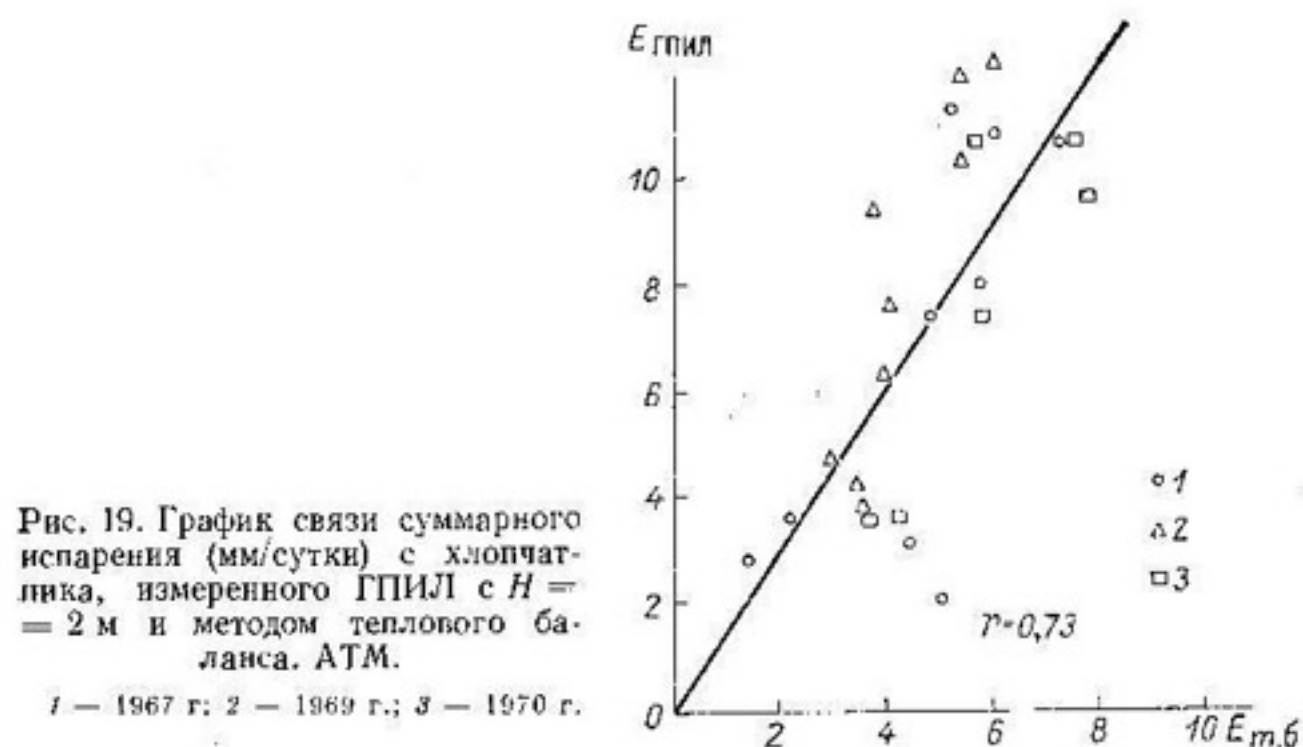


Рис. 19. График связи суммарного испарения (мм/сутки) с хлопчатника, измеренного ГПИЛ с $H=2$ м и методом теплового баланса. АТМ.

1 — 1967 г.; 2 — 1969 г.; 3 — 1970 г.

чина скорости ветра на Арысь-Туркестанском массиве (АТМ), дующего с пустынных районов перпендикулярно к вытянутому орошаемому массиву. Результаты наблюдений показывают, что скорость ветра на АТМ в среднем в 1,8 раза больше, чем, например, на Таласском орошаемом массиве. Повышенные скорости

ветра, очевидно, способствуют установлению своеобразного режима турбулентности, при котором существующая методика измерения градиентов температуры и влажности воздуха не учитывает дополнительный отток влаги с испаряющей поверхности. В связи с этим для характеристики суммарного испарения с хлопчатника в данном случае принимаются лизиметрические данные.

По данным Л. П. Лапшовой [134], изучавшей суммарное испарение с хлопчатника тонковолокнистых сортов в долине р. Вахш, метод теплового баланса также дает заниженные данные по сравнению с лизиметрами [44, 273].

В 1971 г. проведены параллельные наблюдения (методами лизиметров и теплового баланса) за суммарным испарением с орошаемой пшеницы на Юзбаш-Сулакской оросительной системе (Дагестанская АССР). Совпадение величин суммарного испарения с озимой пшеницы, полученных двумя методами, оказалось вполне удовлетворительным. За последнюю декаду мая суммарное испарение по лизиметру составляло 54 мм, а по тепловому балансу 57,3 мм. В июне оно соответственно равнялось 130,0 и 119,5 мм, в первой декаде июня 13,6 и 17,0 мм.

Переходя к общей оценке применимости описанных выше методов измерения суммарного испарения с различных орошаемых сельскохозяйственных культур, отмечаем, что все они, за исключением градиентного, в той или иной мере применимы в условиях орошения. Однако каждый из них находит конкретное применение и дает надежные результаты лишь в определенных условиях.

Метод водного баланса орошаемого массива или сельскохозяйственного поля дает достаточно надежные и вполне репрезентативные данные и применим для определения лишь средне-взвешенных по территории величин суммарного испарения. Точность метода водного баланса зависит главным образом от точности измерения изменения запасов почвенной влаги [48, 49, 149, 256] и грунтовых вод [256, 259]. В свою очередь точность измерения указанных элементов зависит от повторности наблюдений и количества наблюдательных пунктов на данном сельскохозяйственном поле или орошаемом массиве.

Если почво-грунты на данном сельскохозяйственном поле достаточно однородны и поле занято одной сельскохозяйственной культурой, то для определения декадных изменений влагозапасов в почво-грунтах с точностью до 10% влажность почвы необходимо измерять в шести—восьми скважинах [195, 228, 269], равномерно расположенных по территории. На сельскохозяйственных полях с неоднородными почво-грунтами и неодинаковым рельефом количество скважин существенно увеличивается и зависит от величины коэффициента вариации (или среднего квадратического отклонения σ) влагозапасов по территории [252, 269, 271].

Например, чтобы вычислить влагозапасы на сельскохозяйственном поле с ошибкой $P = 10\%$ при вероятности 80% и

$\sigma = 15$ мм (согласно известной формуле $P = \frac{100\sigma}{\bar{W}\sqrt{n}}$, где P — вероятная ошибка в %, $\bar{W}$ — среднеарифметическое значение влагозапасов, n — число повторностей), требуется 6-кратная повторность, а при $\sigma = 30$ мм — 24-кратная повторность наблюдений за влажностью почвы и т. д. Достаточно точно изменение влагозапасов на сельскохозяйственных полях с неоднородными почвогрунтами может быть определено как средневзвешенное значение по территории

$$\Delta W = \frac{\Delta W_1 f_1 + \Delta W_2 f_2 + \dots + \Delta W_n f_n}{F}, \quad (32)$$

где ΔW_i и f_i — изменение влагозапасов и частная площадь данного вида почво-грунтов; F — общая площадь сельскохозяйственного поля.

Аналогично учитывается различие сельскохозяйственных угодий на исследуемой территории.

Для проведения указанного расчета необходимо предварительно выявить площади распространения различных видов почвогрунтов на поле и расположить в центре каждой площади наблюдательные скважины.

Для определения величин изменения запасов грунтовых вод необходимо знать коэффициенты водоотдачи или пористость грунтов в зоне колебания уровней грунтовых вод, а также площадь распространения различных видов грунтов по территории. Последние сведения могут быть получены путем почвенно-литологической съемки.

В связи с изложенным метод водного баланса в силу своей трудоемкости применим (особенно при неглубоком залегании грунтовых вод), по-видимому, лишь в исследовательских целях и для контроля других методов. При глубоком залегании грунтовых вод компонентами влагообмена в зоне аэрации можно пренебречь, так как, согласно данным измерений, нисходящий и восходящий потоки влаги в суглинках не превышают 0,1—0,2 мм/сутки [259]. В этом случае метод водного баланса вполне применим для расчета месячных, а иногда и декадных величин суммарного испарения даже при 4-кратной повторности определения влажности [48, 49, 167, 256].

Следует помнить, что сам по себе метод водного баланса дает лишь осредненную величину суммарного испарения и поэтому не позволяет выявить структуру формирования этого элемента в зависимости от теплоэнергетических, метеорологических, биологических и других факторов, что является одним из самых существенных его недостатков.

Метод водного баланса изолированных монолитов-испарителей и лизиметров характеризуется простотой применяемой аппаратуры и сравнительно малой затратой труда на производство наблюдений и обработку материалов. В этом достоинство метода.

Недостатком метода испарителей является изолированность монолита от окружающей среды почво-грунтов, что приводит к неучету горизонтального и вертикального влаго- и теплообмена в зоне аэрации. Однако приведенные выше данные указывают на незначительную величину ошибок за счет неучета указанных процессов при глубоком залегании грунтовых вод.

Лизиметры, оборудованные приспособлениями для взвешивания и водорегулирующими устройствами, с глубиной до уровня грунтовых вод, равной глубине на окружающей территории изучаемого сельскохозяйственного поля, дают вполне надежные результаты.

Испарители и лизиметры обладают тем преимуществом, что дают величины суммарного испарения с данного угодья на небольшом участке. Это позволяет изучать структуру формирования суммарного испарения с различных сельскохозяйственных культур в зависимости от характера рельефа и почво-грунтов. Однако для характеристики суммарного испарения с сельскохозяйственного поля или массива в целом по измерениям испарителями и лизиметрами приходится пользоваться различными методами привоки и интерполяции результатов точечных измерений на значительную территорию, что, несомненно, снижает точность воднобалансовых расчетов.

Важным преимуществом лизиметров является возможность применения их для измерения величин расхода грунтовых вод в зону аэрации и пополнение их за счет инфильтрации атмосферных осадков и оросительных вод.

Метод турбулентной диффузии, как отмечалось выше, пока еще не применим на орошаемых землях, из-за слабой разработанности и отсутствия простых приборов для точного определения градиентов температуры и влажности воздуха.

Метод теплового баланса дает вполне надежные результаты, но он слабо разработан для высокостебельной растительности (хлопчатник, кукуруза) и еще малодоступен для массового применения. Метод теплового баланса позволяет, однако, получать величины суммарного испарения за короткие промежутки времени и в сочетании с методом водного баланса монолитов наиболее удобен для изучения взаимосвязей испарения с основными компонентами тепло и влагооборота.

Таким образом, из приведенного анализа вытекает, что наиболее целесообразно изучать суммарное испарение с различных сельскохозяйственных культур на орошаемых землях методом лизиметров при неглубоком и испарителей при глубоком залегании грунтовых вод с одновременным периодическим контролем полученных результатов методами водного и теплового балансов.

При глубоком залегании грунтовых вод, отсутствии поверхностного стока и наличии достаточно надежных измерений влажности почвы суммарное испарение в период вегетации можно также определить и по водному балансу $E = X + W_n - W_k$. При этом

точность определения E зависит от повторности отбора проб на влажность.

Во всех случаях к измеренным величинам суммарного испарения необходимо вводить поправки на краевой эффект, если испарительная площадка, где производились измерения, находилась на краю орошаемого оазиса или отдельного сельскохозяйственного поля (см. главу 2).

1.5. Изменение запасов воды и сток грунтовых вод

Процессы накопления или убыли запасов влаги на поверхности почвы, в зоне аэрации и в водоносном слое имеют большое значение в формировании водного баланса. Как уже упоминалось, ΔU состоит из четырех компонентов: изменения запасов воды в снеге $\Delta U_{\text{сн}}$, понижениях микрорельефа $\Delta U_{\text{пон}}$, почво-грунтах зоны аэрации ΔW_H и водоносном слое $\Delta U_{\text{гр}}$:

$$\Delta U = \Delta U_{\text{сн}} + \Delta U_{\text{пон}} + \Delta W_H + \Delta U_{\text{гр}}.$$

Аккумуляция воды в снеге $\Delta U_{\text{сн}}$ представляет собой временное накопление ее на поверхности в виде снежного покрова, которая содействует увеличению стока и накоплению влагозапаса в корнеобитаемом слое почвы, а также запасов грунтовых вод в период снеготаяния и оттепелей. Аккумуляция воды в снеге вычисляется по разности между ее запасами в начале $U_{\text{сн.н}}$ и конце $U_{\text{сн.к}}$ расчетного промежутка времени. Приемы определения снегозапасов в различных физико-географических условиях юга Советского Союза, в том числе и на орошаемых землях, подробно описаны в работах [240, 253, 255, 268] и поэтому здесь не рассматриваются.

Аккумуляция воды в понижениях микрорельефа $\Delta U_{\text{пон}}$ также носит временный характер и имеет место в период снеготаяния или выпадения дождей и проведения поливов. Величина этого вида аккумуляции определяется размерами понижений на поверхности и степенью проницаемости почвы; в таком же направлении влияет и промерзание почвы. При сухой талой почве аккумуляция в понижениях, как правило, равна нулю. При влажной и мерзлой почве величина ее, по данным наблюдений на Северном Кавказе, достигает 5—6 мм и более, в Казахстане — 4—10 мм [253, 255, 259].

Следует заметить, что, накапливаясь в понижениях микрорельефа, талые, дождевые или поливные воды способствуют образованию очагов интенсивной инфильтрации этих вод. Изменение запасов воды в понижениях микрорельефа вычисляется по разности

между начальной и конечной величиной в расчетном промежутке времени: $\Delta U_{\text{пон}} = U_{\text{пон. н}} - U_{\text{пон. к}}$.

Определение запасов воды в микропонижениях производится обычно объемным методом [256], т. е. путем измерения площади и глубины луж.

Наиболее значительную часть общей аккумуляции составляет подземная, представляющая собой ту часть общих запасов воды на поле, которая идет на пополнение влагозапасов в зоне аэрации W_H и запасов грунтовых вод $U_{\text{гр}}$. Эти два элемента водного баланса являются составной частью водных ресурсов и связаны между собой процессом влагообмена в зоне аэрации. Первый (W_H или W_h) является основным источником влагообеспечения сельскохозяйственных культур, а второй $U_{\text{гр}}$ — источником бытового и хозяйственного водоснабжения. Изучение режима этих элементов, их динамики и взаимосвязи между ними является одной из основных целей анализа и расчета водного баланса.

Фундаментальные исследования режима влагозапасов в почве изложены в работе [48].

Основными видами влагоемкости почво-грунтов, характеризующими водоудерживающую и водоаккумулирующую способность их и наиболее часто использующимися при расчетах водного баланса, являются: полная влагоемкость, капиллярная влагоемкость и наименьшая влагоемкость.

Под полной влагоемкостью понимают наибольшее количество влаги, которое может содержаться в почво-грунтах при условии полного заполнения всех пор водой; в природе это не всегда имеет место из-за наличия в порах заземленного воздуха.

Капиллярная влагоемкость — наибольшее количество воды, которое удерживается в почво-грунтах капиллярными силами над уровнем грунтовых вод. Зону капиллярного поднятия влаги делим на подзону макрокапиллярной влаги, расположенной непосредственно над уровнем грунтовых вод, где заполнены водой практически все капилляры, и подзону микрокапиллярной влаги, расположенной в верхней части капиллярной каймы, где заполнены водой только более мелкие капилляры [48, 207, 250, 259].

Под наименьшей влагоемкостью понимают максимальное количество воды, удерживаемой почвой при отсутствии влияния капиллярной зоны. Весьма часто используются в воднобалансовых расчетах такие характеристики почвы, как влажность завядания и максимальная гигроскопичность.

Принятые в Гидрометслужбе методы определения перечисленных воднофизических характеристик почво-грунтов изложены в работах [216, 253].

Существуют два метода инструментального определения влажности почвы: прямой и косвенный. Прямым методом измеряется непосредственно количество имеющейся в почве воды. Косвенными методами влажность почвы учитывается путем определения

изменений тех или иных физических свойств почвы, зависящих от степени ее увлажнения.

Прямой, или термостатно-весовой, метод (или, как его еще называют, метод сушки образцов) определения влажности почвы известен давно и широко распространен на практике. В основу его положено определение количества воды, содержащейся в почве, путем высушивания образцов, вынутых из различных слоев почво-грунтов. Для отбора образцов используются обычно ручные буры АМ-16 или «Геолог». Образцы почвы сушатся в термостатах при 100—105° С, затем взвешиваются на технических весах.

Весовой метод определения влажности почвы прост и надежен, но ему присущи крупные недостатки: 1) нет непрерывности в наблюдениях, так как каждый раз образцы отбираются из новой скважины; 2) определяется влажность небольшого образца почвы, а результаты этого определения распространяются на значительные участки; 3) в связи с пестротой влажности почвы требуется иметь достаточно большую повторность выемок (скважин), что увеличивает трудоемкость метода; 4) значительный разрыв во времени между отбором образцов почвы и получением сведений о ее влажности, снижающий оперативность измерений.

Поэтому уже давно и усиленно ведутся поиски новых, более совершенных методов определения влажности почвы. В настоящее время известен ряд методов, позволяющих косвенным путем, но сравнительно быстро определять влажность в данной точке. В частности, известны методы, основанные на оценке тепловых свойств почвы, электросопротивления диэлектрической постоянной, капиллярного натяжения почвенной влаги. Кроме того, продолжается разработка метода, основанного на способности почвенной влаги ослаблять проходящие через почву гамма-лучи и превращать быстрые нейтроны в медленные, тепловые.

Наибольшее признание получили три последних метода; уже имеется ряд приборов, основанных на их принципах. Ниже приводится кратко описание этих приборов.

Разработкой влагомера, основанного на учете изменения электросопротивления почвы, занимались многие авторы; обзор литературы по этому вопросу приведен в работе [48]. Наиболее широкое распространение в Советском Союзе получил влагомер ИВП-53 А. И. Данилина [76]. Однако омические влагомеры дают относительно приемлемые результаты лишь на слабоувлажненных и незасоленных почво-грунтах. При значительном увлажнении и на засоленных почвах эти влагомеры непригодны.

Метод определения влажности почвы по капиллярному натяжению основан на учете возрастания капиллярного натяжения с уменьшением влажности почвы; приборы, использующие этот принцип, называются тензиометрами. Измерение влажности почвы этим методом сводится к измерению вакуума, создающегося в приборе вследствие отсасывания из него воды почвой. Измерения производятся при помощи манометра, герметически соединенного

с помещенным в почву, наполненным водой тонкопористым сосудом. Разработкой прибора и способов его использования занимались многие авторы [27, 48, 124]. В настоящее время применяется прибор типа К. Н. Шишкова [283]. Все части прибора герметически соединяются между собой. Керамика с трубкой, воздухоуловитель и часть манометрической трубки заполняются водой. В зависимости от степени увлажнения почвы в соответствии с разностью натяжения в керамике и почве вода передви-

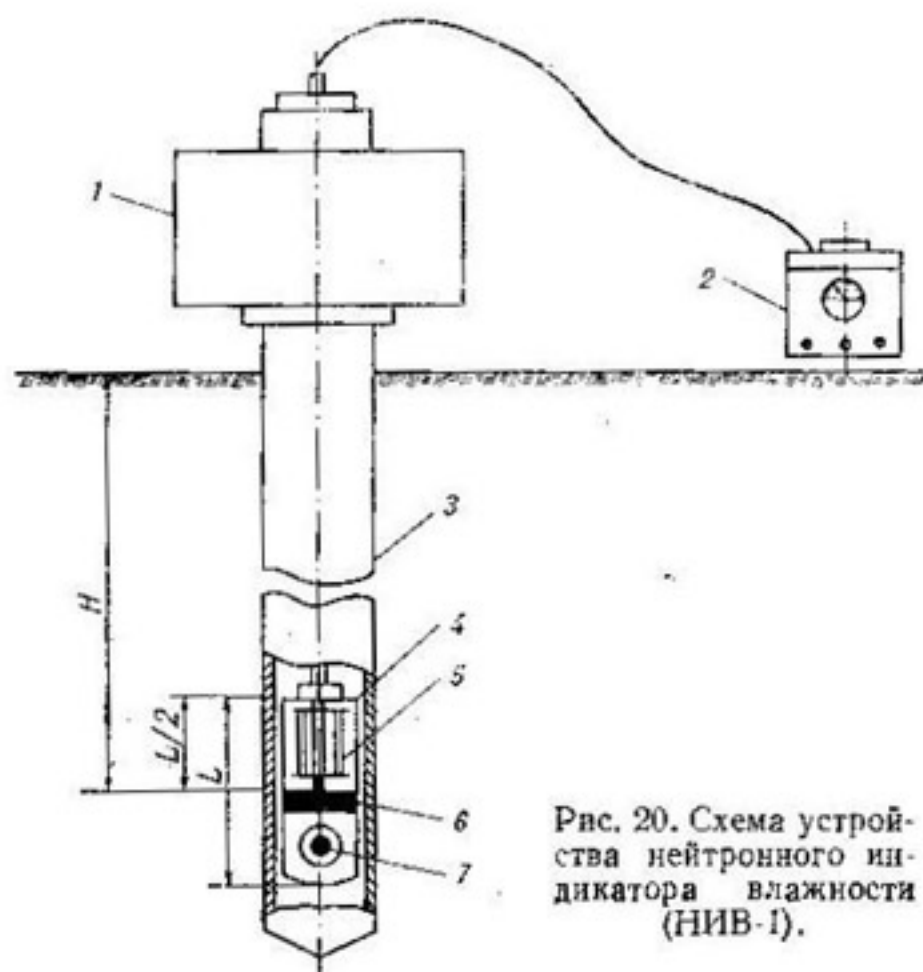


Рис. 20. Схема устройства нейтронного индикатора влажности (НИВ-1).

гается из почвы в прибор или из прибора в почву, что вызывает образование или заполнение вакуума и отмечается изменением давления в приборе.

Диапазон работы этих приборов ограничен. Верхним пределом является капиллярное насыщение почвы, так как в этом случае капиллярное натяжение в почве близко к нулю, нижним — влажность почвы, при которой капиллярная вода теряет свою сплошность, т. е. нижний предел влажности близок (несколько выше) к влажности завядания. Недостатком прибора является ограниченность измеряемого диапазона влажности.

Метод гамма-лучей основан на том, что гамма-лучи, проходя сквозь постоянный слой почвы, ослабляются. Ослабление складывается из постоянного, вызываемого самой почвой, и переменного, меняющегося в зависимости от количества находящейся в почве воды. Следовательно, измерение содержания воды в дан-

ном слое почвы может быть определено по ослаблению гамма-лучей, проходящих через этот слой.

Принцип работы нейтронного индикатора влажности¹ (НИВ-1), разработанного В. А. Емельяновым [86], состоит в следующем (рис. 20).

В скважину 3, обсаженную дюралевой трубой диаметром 50 мм, опускается на заданную глубину каротажный снаряд 4, состоящий из источника излучения быстрых нейтронов 7 и счетчиков излучения 5, защищенных от прямого облучения нейтронами свинцовой прокладкой 6. Быстрые нейтроны, проникая в почву, сталкиваются с ядрами водорода, входящего в состав почвенной влаги, и выбивают из этих ядер медленные, тепловые нейтроны, часть которых в результате хаотического движения попадает на счетчики 1 и фиксируется пересчетным устройством 2. В зависимости от влажности почвы будет меняться и количество нейтронов, достигающих счетчиков. Таким образом, фиксируя интенсивность счета и имея тарировочную кривую связи этой характеристики с влажностью почвы (кривая поставляется вместе с прибором), получают искомую величину — влажность в объемных процентах.

Прибор удобен. Однако в верхнем полуметровом слое почвы, а также в грунтах вблизи уровня грунтовых вод, где быстрые нейтроны проникают в разнородную среду (почва — воздух, почва — вода), НИВ-1 дает неудовлетворительные результаты.

Недостатками приборов типа НИВ-1 является то, что при хранении и эксплуатации их требуется строгое соблюдение особых условий техники безопасности, что осложняет их использование.

Величина изменения запасов грунтовых вод определяется по изменению уровня последних за данный период и величине водоотдачи грунтов в зоне колебания уровня:

$$\Delta U_{гр} = \mu \Delta H_{ср}, \quad (33)$$

где μ — коэффициент водоотдачи, определяемый по соотношению $\mu = \frac{\Delta h_{гр}}{\Delta H_{ср}}$, в котором $\Delta h_{гр}$ — слой воды (мм), отданной грунтом при понижении уровня на величину ΔH (мм).

Существует несколько наиболее распространенных методов определения водоотдачи [33, 102, 136]: по разности между полной и наименьшей влагемкостью грунта в зоне колебания уровней, по разности влагозапасов в капиллярной зоне до и после понижения уровня грунтовых вод, по скорости восстановления воронок после откачки грунтовых вод, по изменению уровней грунтовых вод (метод конечных разностей), по водоотдаче небольших монолитов и лизиметрический метод.

¹ В последнее время выпущен усовершенствованный вариант этого прибора НИВ-2.

Каждый из перечисленных методов трудоемок и имеет существенные недостатки, из-за чего данные, полученные различными методами, часто бывают несравнимыми. Так, коэффициенты водоотдачи, определенные по разности между наибольшей и наименьшей влагемкостью на тяжелых грунтах, оказываются завышенными. На легких грунтах при неглубоком залегании грунтовых вод μ получается также завышенным в результате недоучета капиллярной влаги.

Метод откачек применим для водоносных пластов с небольшим уклоном зеркала грунтовых вод; на тяжелых и слоистых грунтах он дает заниженные данные в результате подвешивания капиллярной влаги при быстром понижении уровня. Лабораторный метод дает большие случайные ошибки из-за неплотной подгонки небольших по объему монолитов к стенкам цилиндров.

Наиболее надежным является лизиметрический метод, по которому водоотдача может определяться послойно на больших монолитах. В частности, нами были использованы монолиты с ненарушенной структурой площадью 1000—2000 см² и высотой 1,5—2,0 м. Зазоры между стенками монолитов и цилиндров заполнялись мятой глиной; в нижней части монолит снабжен обратным фильтром, обеспечивающим нормальный отток воды. Оказалось, что для тяжелых суглинков, распространенных на донских оросительных системах, коэффициент водоотдачи изменяется от 0,007 до 0,015 и в среднем (из 15 измерений) может быть принят равным 0,011; для средних суглинков он составил 0,025, для легких — 0,035. Приведенные данные существенно ниже известных в литературе [243].

Подробное изложение лизиметрического метода, а также описание аппаратуры для определения коэффициента водоотдачи почво-грунтов, приведено в статье П. В. Тищенко [54]. Для ориентировочных расчетов, по-видимому, можно использовать приближенные коэффициенты водоотдачи [128, 256], приведенные в табл. 6.

Т а б л и ц а 6

Коэффициент водоотдачи μ грунтов

Грунт	μ	Грунт	μ
Тяжелые суглинки	0,011	Пески среднезернистые	0,12—0,20
Средние суглинки	0,025	Пески крупнозернистые	0,20—0,30
Легкие суглинки	0,035	Пески	0,25—0,35
Супеси средние	0,06—0,08	Известняки трещиноватые	0,01—0,10
Пески тонкозернистые и супеси легкие	0,08—0,12		

2. СУММАРНОЕ ИСПАРЕНИЕ

2.1 Общие положения

Испарение с сельскохозяйственных полей, занятых различными культурами, определяется взаимодействием внешних и внутренних факторов развития растений [14, 16, 38, 48, 117—119, 180, 211, 259, 269]. Под внешними факторами понимаются гидрометеорологические условия (радиационный баланс, метеорологические элементы и влажность почвы), а под внутренними — накопление органической массы в процессе роста, а также их качественные изменения в процессе развития.

Н. А. Максимов [148] указывает, что с возрастом у растений меняются коллоидно-химические свойства протоплазмы, в том числе ее проницаемость. Наиболее высокой проницаемостью обладает протоплазма самых молодых клеток. В процессе старения проницаемость уменьшается, в связи с чем замедляется подвижность воды в растениях, уменьшается водоотдача клеток и снижается интенсивность перехода воды в парообразное состояние в межклетниках, сообщающихся посредством устьиц с атмосферой. Так осуществляется непосредственное влияние фазы развития растений на процесс формирования урожая и величину транспирации. Старение и интенсивность развития определяются биологическими свойствами растений и относятся к числу внутренних факторов.

Темпы развития и количество воды, расходуемой растениями для обеспечения нормального роста (при достаточном количестве влаги в почве), являются проявлением наследственных свойств, присущих данному виду, сформировавшихся в процессе его исторического развития.

Анализ литературных источников [14, 16, 38, 117, 126, 160, 171, 225, 259] и результатов многолетних наблюдений на опытных площадках и колхозных сельскохозяйственных полях показывает, что в пределах интервала от влажности завядания $W_{в.з}$ до нижней границы оптимального увлажнения $W_{н.о}$ (примерно 70—80% от наименьшей влагоемкости $W_{н.в}$) с ростом урожайности растет и водопотребление. И напротив, чем меньше водопотребление вследствие недостатка влаги в почве, тем меньше получается урожай. Считается, что последнее происходит в результате уменьшения обводненности ассимиляционной ткани и

полного или частичного закрытия устьиц, что влечет за собой снижение интенсивности фотосинтеза. При этом с ограничением поступления влаги одновременно уменьшается поток питательных веществ из почвы в растение. С этим связано и уменьшение эффективности внесения удобрений при низких продуктивных влагозапасах.

При оптимальных влагозапасах в почве формирование урожая не зависит от суммарного испарения. Оптимальное увлажнение

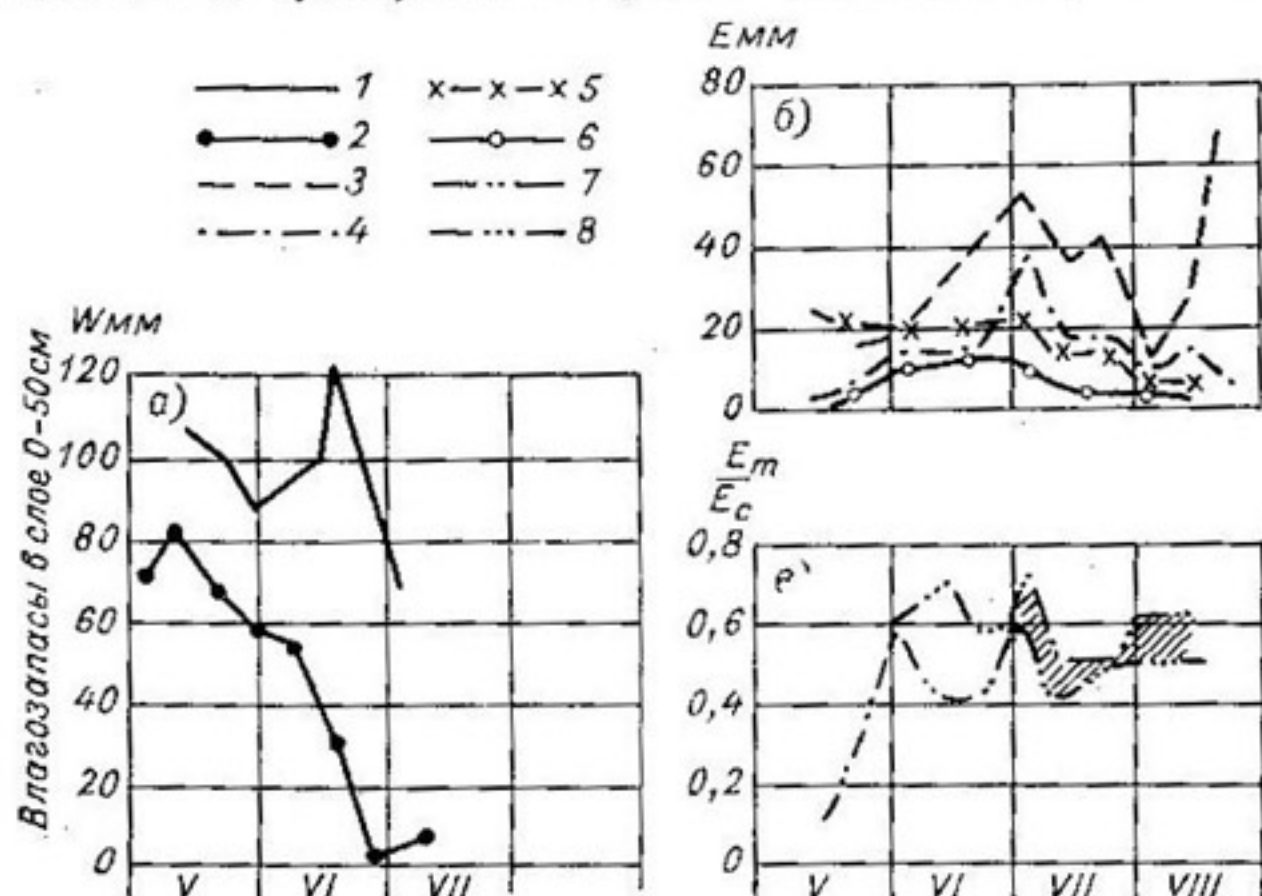


Рис. 21. График хода во времени элементов водного баланса на орошаемых и неорошаемых землях на кукурузном поле. Пос. Восход., Ростовской области, 1957 г.

а — влагозапасы на орошаемом (1) и неорошаемом (2) полях; б — суммарное испарение на орошаемом (3) и неорошаемом (4) полях, транспирация на орошаемом (5) и неорошаемом (6) полях; в — коэффициенты $\frac{E_T}{E_C}$ на орошаемом (7) и неорошаемом (8) полях.

почвы обеспечивается двумя путями: применением определенного комплекса агротехнических мероприятий по накоплению и сохранению влаги (если имеем дело с небольшим дефицитом влаги) и орошением (если в почве наблюдается большой недостаток влаги). При оптимальном увлажнении почвы применение удобрений наиболее эффективно.

Большее повышение урожая дают подбор и выведение новых сортов сельскохозяйственных культур. Так, новые сорта пшеницы «безостая», «аврора», «кавказ» при оптимальном увлажнении почвы дают урожай на 60—80% больше [241, 298] по сравнению с обычными. В США сорт пшеницы «гейне» на орошаемых землях в производственных условиях даст урожай 60—65 ц/га [37].

Важную роль в развитии растений и формировании урожая играет фитоклимат [14, 117]. В разреженный полог растительности проникает больше солнечных лучей, что способствует перегреву почвы и растений и благодаря усилению турбулентности воздуха усиливается вынос частиц водяного пара, испарившихся из почвы или растений. В густом травостое интенсивность выноса частиц пара замедляется, вследствие чего влажность воздуха среди растений увеличивается, а температура понижается. Этим соответственно и объясняется тот факт, что дождевание является более эффективным методом, чем поверхностное или подпочвенное орошение, так как оно способствует не только увлажнению почвы, но и «смягчению климата» внутри полога растений, т. е. созданию фитоклимата. При суховеях это имеет существенное значение даже при оптимальном увлажнении почвы.

Восполнение недостатка влаги в почве за счет поливов приводит, как уже отмечалось, к одновременному росту урожайности и суммарного испарения.

На рис. 21 представлен хронологический ход декадных величин суммарного испарения E_c , транспирации E_T , влагозапасов в почве W , а также отношения $\frac{E_T}{E_c}$ на орошаемых и неорошаемых полях. Анализ данных, приведенных на графике, показывает, что под воздействием двух поливов 1—3/VI и 24—28/VI 1957 г. суммарное испарение увеличилось на 40—50%, а продуктивное на 50—60%. Урожай кукурузы на политых полях увеличился на 70% по сравнению с неполихими. Следовательно, расход воды на единицу урожая при орошении существенно уменьшился. Причем прирост растительной массы и урожая идет, по-видимому, быстрее, чем увеличивается расход воды.

Ниже рассматривается более подробно влияние основных факторов на формирование испарения с различных сельскохозяйственных культур на основании анализа вышеупомянутых экспериментальных данных.

2.2. Испарение с рисовых полей при затоплении

В недавнем прошлом рис культивировался главным образом в Средней Азии и Южном Казахстане. Опыт показал, что на юге Европейской территории СССР (Северный Кавказ, Ростовская и Астраханская области, юг Украины) по почвенно-климатическим условиям также можно возделывать рис [90, 191, 234, 270, 299]. В настоящее время в указанных районах культура затопляемого риса занимает значительные площади. В ближайшем будущем площади рисовых плантаций здесь будут расширены [191, 234].

Систематические тепловоднобалансовые исследования на рисовых плантациях до последнего времени не проводились.

Имеются лишь отдельные эпизодические исследования испарения с риса. Впервые изучение суммарного испарения с риса на Северном Кавказе начато Б. А. Шумаковым [291], К. П. Шумаковой [299], В. Б. Зайцевым [90] и З. Ф. Туляковой [235].

В 1958 г. экспериментальные исследования всего комплекса элементов водного и теплового баланса, в том числе и водопотребления риса, под нашим руководством начаты Дубовской НИГЛ ГГИ [268, 270] на оросительных системах Ростовской области. В 1967 г. аналогичные исследования на рисовых плантациях развернуты в Южном Казахстане. Одной из целей этих работ являлась разработка методики измерений и расчета испарения с рисового поля.

В 1958 и 1959 гг. наблюдения проведены на территории зерносовхоза Потаповский, расположенного вдоль Нижнедонского магистрального оросительного канала. Размер изучаемого поля 50 га. Экспериментальная площадка размером 20×15 м была расположена почти в центре рисового поля, в 250 м от его северной границы.

В 1961, 1964 и 1965 гг. наблюдения продолжены на Новосадковском рисовом массиве общей площадью 1100 га. Экспериментальная площадка расположена в 200 м от восточного и в 400 м от западного краев рисового массива. Чеки спланированы. Почвы суглинистые. В состав наблюдений на экспериментальных рисовых участках входили наблюдения за суммарным испарением с помощью водных испарителей, осадками, прямой, рассеянной, суммарной, отраженной солнечной радиацией, радиационным балансом, температурой и влажностью воздуха, скоростью ветра на различных высотах, температурой воды в испарителях и чеке, температурой воды и почвы под слоем воды, фазами развития растений и структурой урожая. Кроме того проводились наблюдения за притоком и оттоком поливных вод с поля и массива, за уровнем грунтовых вод, уровнем воды в чеке, инфильтрацией воды в почву и др. Общий вид экспериментальной площадки на рисовых полях, где располагались все приборы для изучения суммарного испарения, представлен на рис. 22. Подход к приборам осуществлялся по откидным мостикам.

Подобный комплекс исследований проведен на Кылкумской оросительной системе (Южный Казахстан). Здесь почвы сероземные, поля спланированы.

Результаты исследований на рисовых полях были рассмотрены в работах [259, 270]. Здесь остановимся лишь на некоторых выводах.

Как и следовало ожидать, основная часть тепла на рисовых полях расходуется на испарение (рис. 23), а режим последнего определяется ходом радиационного баланса. Так, в III декаде июня 1964 г. (рис. 23 а) радиационный баланс составлял около $392 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки})$, но к середине августа он снизился до $300 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки})$. К концу вегетационного периода величины

радиационного баланса уменьшаются и в III декаде августа средняя его величина равняется $177 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки})$. В конце сентября радиационный баланс не превышал $100 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки})$. Соответственно и затраты тепла на испарение падают от 373 (III декада июня) до $158 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки})$ (III декада августа).

Во второй декаде июля — начале августа, когда рис находился в стадии выхода в трубку, затраты тепла на испарение

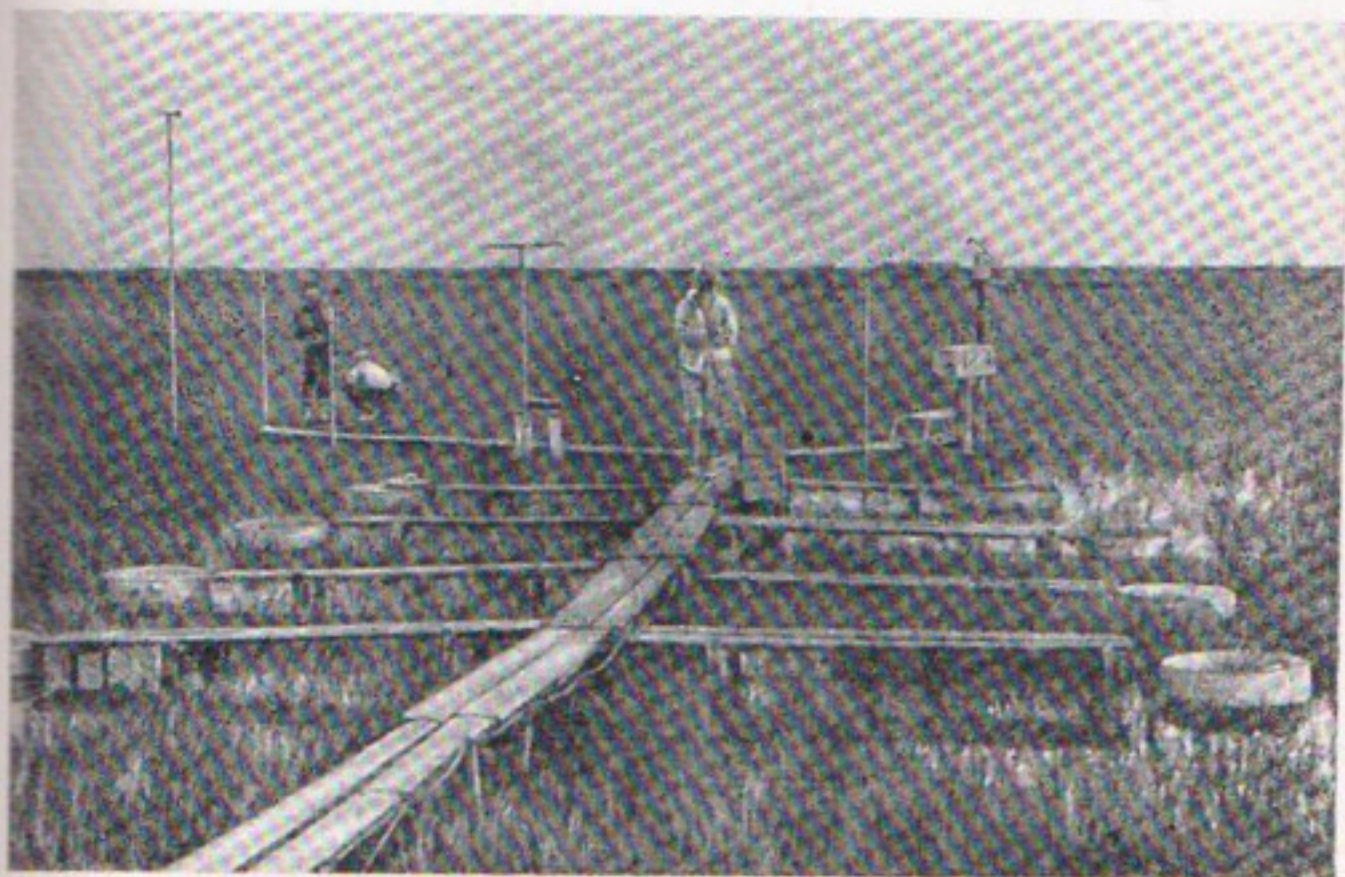


Рис. 22. Общий вид экспериментальной тепловоднобалансовой площадки на рисовом поле.

В конце мостика справа расположена теплобалансовая установка, слева — градиентные стойки; по обеим сторонам мостика расположены испарители ГГИ-3000р, ГГИ-3000, комбинированные рисовые испарители и инфильтрометры.

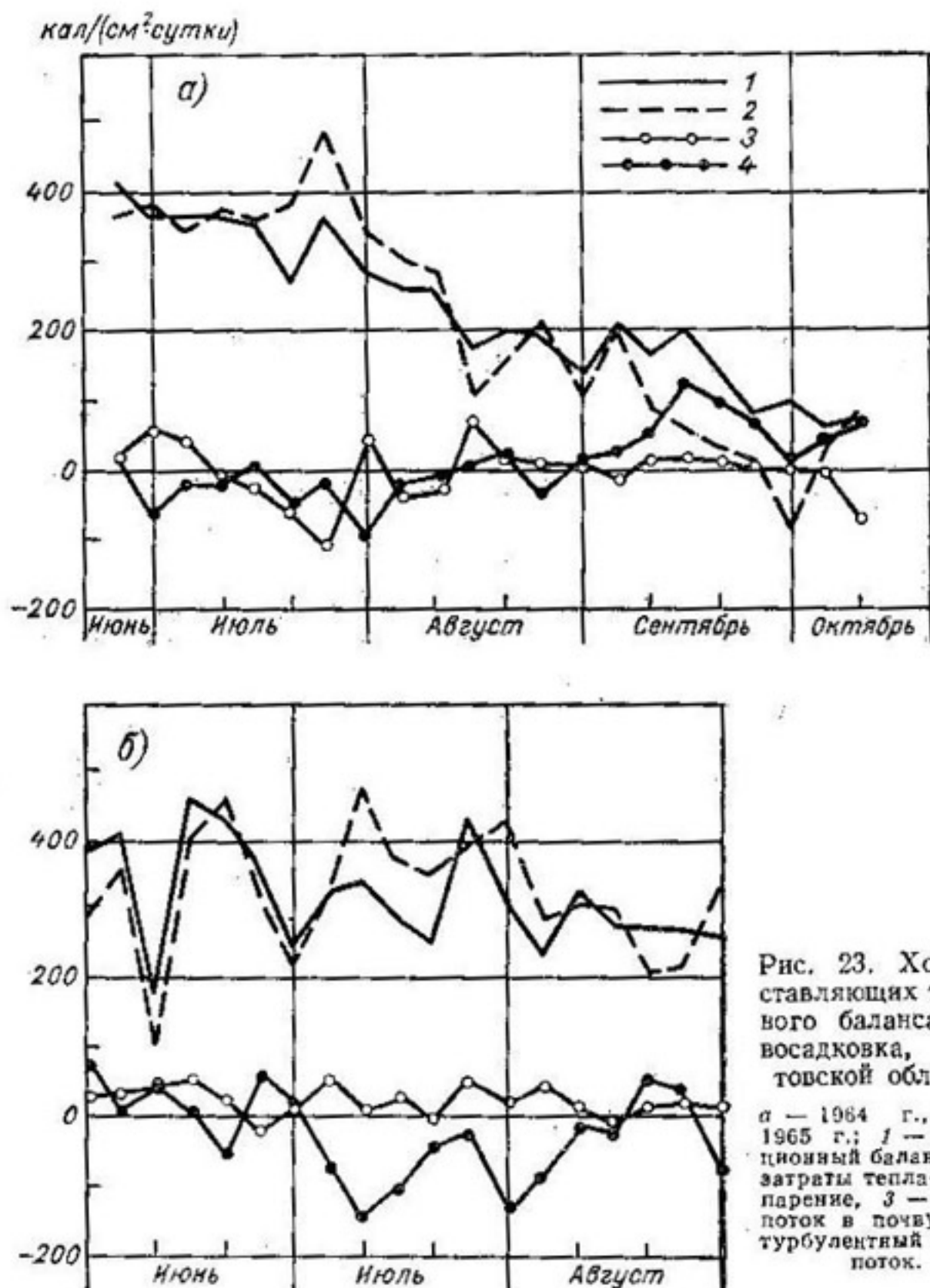
существенно превысили (в среднем на $40\text{—}50 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки})$) величину радиационного баланса. Турбулентный поток тепла в этот период был направлен от атмосферы к подстилающей поверхности. Аналогичная картина наблюдалась и в 1965 г. (рис. 23 б).

С наступлением фазы молочной спелости риса величина турбулентного теплопотока принимает положительный знак, так как транспирация уменьшается, исчезают инверсионные условия, градиент температуры воздуха становится положительным.

Абсолютные значения турбулентного теплопотока малы, что свидетельствует о пониженном турбулентном обмене над рисовым полем. Например, в III декаде июня 1964 г. он составлял $-24,3 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки})$, т. е. 6% величины радиационного баланса;

в I декаде июля — всего $-5,1$ кал/(см²·сутки), а в I декаде сентября $+72,2$ кал/(см²·сутки), т. е. 38% радиационного баланса.

Расчеты показали, что турбулентный поток тепла B днем направлен к земле. Ночью, когда градиенты температуры стано-



вятся положительными, поток тепла меняет знак. Такие же явления наблюдаются над водной поверхностью. Это говорит о смягчающем влиянии водного слоя на метеорологический режим над рисовым полем. В пасмурную погоду турбулентный поток положителен.

Поток тепла в почву в ясную погоду положительный, а в пасмурную отрицательный. Ночью он всегда отрицателен, вскоре после восхода солнца меняет знак, но к 16 ч снова становится отрицательным, что связано с повышением интенсивности испарения в это время.

Формула для расчета затрат тепла на испарение методом теплового баланса обычно записывается в следующем виде (кал/(см²·мин)):

$$V = \frac{R - P}{1 + 0,64 \frac{\Delta t}{\Delta e}}, \quad (34)$$

где Δt и Δe — градиенты температуры и влажности воздуха, вычисленные по измерениям на высотах 0,5 и 2 м.

Ниже приводится оценка относительных ошибок расчета суммарного испарения по уравнению теплового баланса (34). Ошибки были вычислены по данным 1964 г. по формуле

$$\frac{\Delta V}{V} = \pm \left\{ \left| \frac{\Delta R}{R - P} \right| + \left| \frac{\Delta P}{R - P} \right| + \right. \\ \left. + \left| \frac{1}{\Delta e} - \frac{1}{\Delta e + 0,64 \Delta t} \Delta (\Delta e) \right| + \left| \frac{0,64 \Delta (\Delta t)}{\Delta e + 0,64 \Delta t} \right| \right\}.$$

Если принять, что $\Delta R = \Delta P = 0,03$ кал/(см²·мин), $\Delta (\Delta t) = 0,1^\circ$, $\Delta (\Delta e) = 0,1$ мб, то оказывается, что относительные ошибки определения испарения в дневные сроки (10, 13 и 16 ч), как правило, не превышают 20%. В остальные сроки ошибки более значительные. Однако, если учесть, что испарение в сроки 1, 7 и 19 ч существенно меньше, то можно сделать заключение, что на орошаемых полях абсолютная ошибка определения испарения в течение суток остается неизменной и составляет примерно 0,05—0,10 кал/(см²·мин) (при заданных выше величинах ошибок). Эти абсолютные погрешности являются максимальными.

Величины суммарного испарения за более длительные промежутки времени являются более устойчивыми.

Приведенные выводы были подтверждены расчетами, выполненными А. П. Вершининым по данным наблюдений 1965 г. [50]. Кроме того, расчеты показали, что инструментальная ошибка используемых нами на рисе испарителей ГГИ-3000р оказалась меньше, чем аналогичная погрешность в определении суммарного испарения по стандартной методике теплового баланса. В этом смысле суточные суммы испарения, определенные по испарителям ГГИ-3000р, гораздо надежнее величин, полученных методом теплового баланса.

В табл. 7 приведены декадные величины суммарного испарения с риса за 1958, 1959, 1961, 1964 и 1965 гг.

Из анализа данных таблицы следует, что в начальный период вегетации с момента затопления чеков (I—II декады июня) суммарное испарение за декаду составляло 70—80 мм, а затем, по мере

Декадные величины суммарного испарения с риса (мм)
по испарителям ГГИ-3000р (Нижнедонская оросительная система
и Новосадковский рисовый массив)

Декада	1958 г.	1959 г.	1961 г.	1964 г.	1965 г.	Декада	1958 г.	1959 г.	1961 г.	1964 г.	1965 г.
Июнь						Август					
I						I	92,3	71,6	78,2	46,7	54,8
II		74,9	79,9			II	66,0	75,9		35,7	58,6
III	67,2	70,9	75,5	69,9	59,8	III		59,7		30,2	88,8
Июль						Сентябрь					
I	52,5	66,7	77,6	58,9	65,9	I		62,2			
II	78,1	81,7	51,8	55,3	60,1						
III	97,0	89,5	63,0	77,7	72,9						

роста растений (что способствовало затенению поверхности от испарения), оно снижалось и в I декаде июля, т. е. в момент фазы кушения — выхода в трубку, в 1958 и 1964 гг. равнялось 50—60 мм, в 1959 и 1965 гг. — около 70 мм и только в 1961 г. — около 80 мм. В дальнейшем во все годы интенсивность суммарного испарения почти полностью определялась характером биологического развития риса. В этот период интенсивность суммарного испарения быстро возрастает и уже к концу III декады июля и началу I декады августа, т. е. в фазу цветения риса и налива зерна достигала максимума и в 1958 и 1959 гг. составляла 90—97 мм/дек., а в 1961, 1964 и 1965 гг. около 70—80 мм/дек. В последующем, по мере созревания риса, интенсивность суммарного испарения быстро уменьшается.

В табл. 8 приведены величины суммарного испарения и высоты растений по фазам развития риса¹ за 1958, 1959, 1961, 1964 и 1965 гг.

Данные этой таблицы указывают на весьма значительную роль фазы развития растений в формировании испарения. Так, при прочих равных условиях величина биологического испарения (транспирации) в конце фазы колошения и в фазе цветения может быть в 4—5 раз выше, чем в фазу кушения или созревания риса.

Наибольшие величины суммарного испарения наблюдаются в фазе цветения и молочной спелости. Это подтверждается данными о транспирации риса, вычисленной по разности между суммарным

¹ Фенологические наблюдения: фазы развития, густота, высота растений, структура урожая проводились во всех испарителях и на трех контрольных участках на поле.

Величины суммарного испарения по фазам развития риса

Фаза	1953 г.				1959 г.				1961 г.			
	начало	конец	высота рас- тений, см	суммарное испарение, мм	начало	конец	высота рас- тений, см	суммарное испарение, мм	начало	конец	высота рас- тений, см	суммарное испарение, мм
Третий лист	25/VI	29/VI	26	38,1	9/VI	30/VI	56	145,8	10/VI	20/VI	30	79,9
Кушение	30/VI	30/VII	54	227,9	1/VII	16/VII	92	112,8	21/VII	12/VII	57	322,3
Выход в трубку	31/VII	5/VIII	76	42,9	17/VII	4/VIII	119	158,1	13/VII	19/VII	76	76,5
Выметывание метелки	6/VIII	11/VIII	76	63,6	5/VIII	18/VIII		105,1	20/VII	26/VII	80	68,8
Цветение	12/VIII	17/VIII	80	42,3	19/VIII	4/IX	125	139,6	27/VII	8/VIII	90	199,4
Молочная спелость	18/VIII	30/VIII	90		5/IX	12/IX	125	43,3	9/VIII	13/VIII	90	73,0
Восковая спелость				414,8				704,7				819,9
Суммарное испарение за период наблюдений												
1964 г.												
Фаза	начало	конец	высота растений, мм	суммарное испарение, мм	начало	конец	высота растений, мм	суммарное испарение, мм	1965 г.			
Третий лист	3/VI	12/VI	16		10/VI	19/VI	38		19/VI	38	68,0 *	
Кушение	13/VI	18/VI	19	48,2	20/VI	29/VI	54	48,2	29/VI	54	58,6	
Выход в трубку	19/VI	24/VI	41	199,9	30/VI	25/VII	87	199,9	25/VII	87	163,6	
Выметывание метелки	25/VI	25/VII	56	60,1	26/VII	30/VII	109	60,1	30/VII	109	34,0	
Цветение	26/VII	4/VIII	71	26,4	31/VII	14/VIII	109	26,4	14/VIII	109	88,1	
Молочная спелость	5/VIII	10/VIII	71	58,4	15/VIII	24/VIII	109	58,4	24/VIII	109	77,0	
Восковая спелость	11/VIII	25/VIII		393,0	25/VIII	10/IX	109	393,0	10/IX	109	106,3	
Суммарное испарение за период наблюдений												595,6

* Восстановлено по связи с водным испарением.

Примечание. Урожай риса в эти годы составлял соответственно 48, (45), 37, 38 и 48 ц/га.

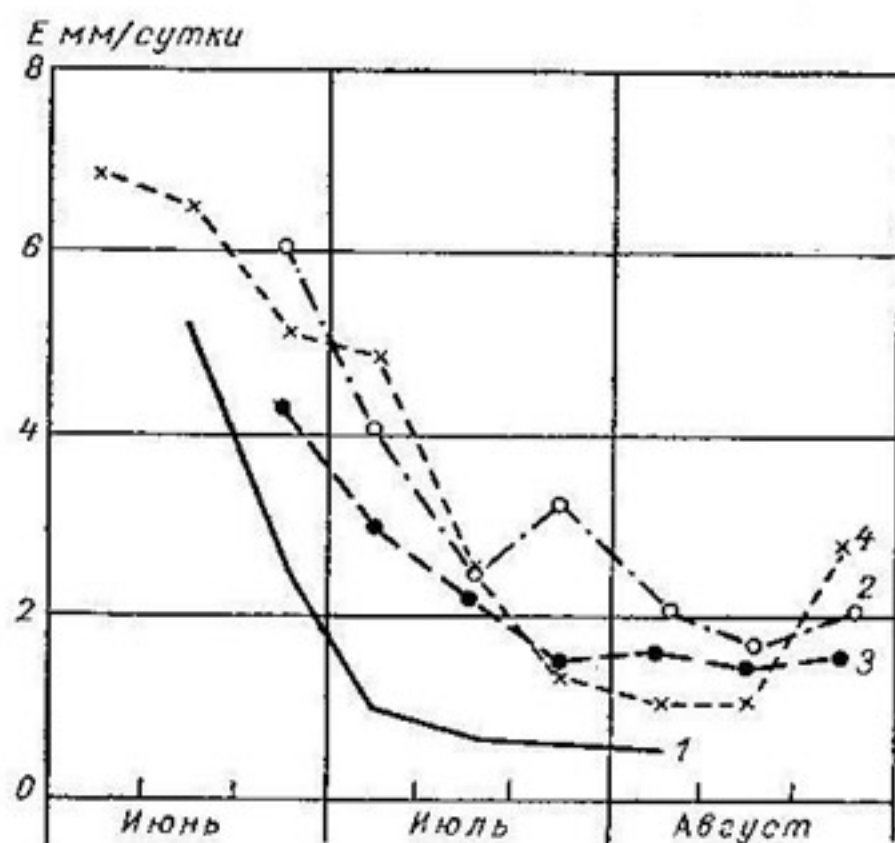


Рис. 24. Ход декадных величин испарения с водной поверхности на рисовых чеках.

1 — 1961 г., 2 — 1964 г., 3 — 1958 г., 4 — 1965 г.

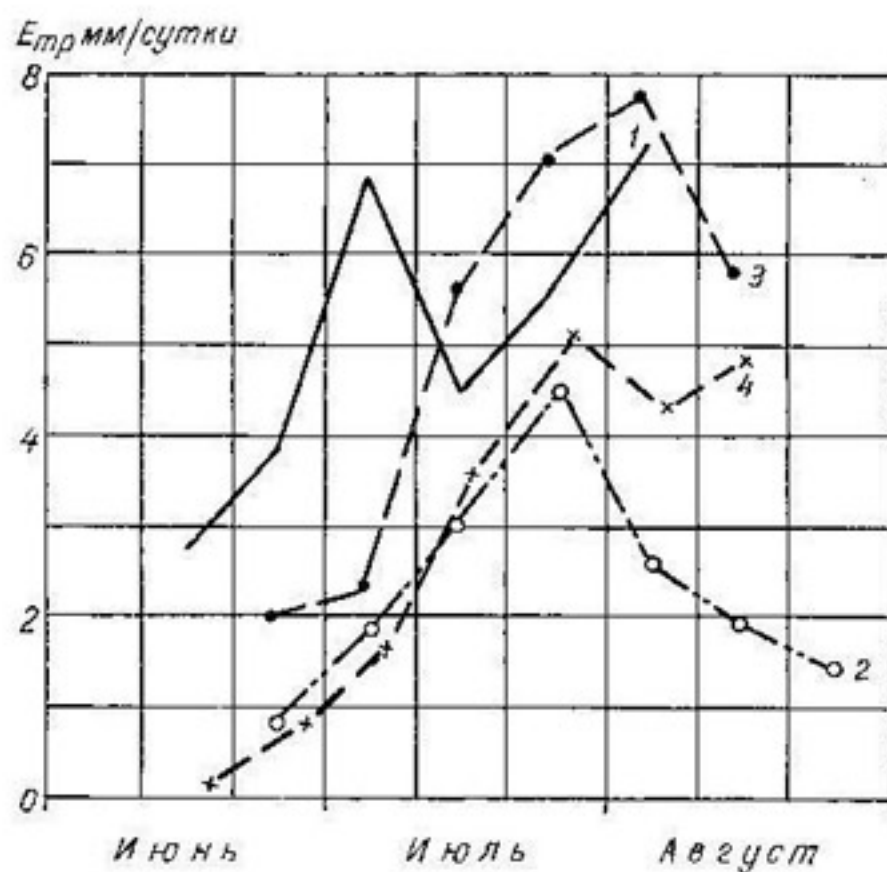


Рис. 25. Декадные величины транспирации риса.

1 — 1961 г., 2 — 1964 г., 3 — 1958 г., 4 — 1965 г.

испарением и испарением с водной поверхности¹ в испарителях ГГИ-3000, установленных среди растений (рис. 24). Величины транспирации за весь период вегетации в 1958 г. составили 66%, в 1959 — 57%, в 1964 — 43%, а в 1965 — 53% суммарного испарения.

Сезонный ход транспирации по декадным величинам приведен на рис. 25, откуда видно, что транспирация в сильной степени зависит от основных метеорологических элементов и радиационного баланса.

На рис. 26 представлены интегральные кривые суммарного испарения риса, характеризующие интенсивность нарастания этого процесса в период вегетации. За начало построения кривых принята II декада июня. Величины испарения во II декаде июля в 1958, 1964 и 1965 гг. приняты по данным почвенных испарителей. Из рисунка видно, что в засушливые годы (1959 и 1961) наблюдались мало различающиеся величины суммарного испарения; влажный 1964 г. отличается от остальных и по величине, и по интенсивности суммарного испарения; 1958 и 1965 гг. занимают промежуточное положение.

В табл. 9 приведены величины суммарного испарения и транспирации (в процентах от суммарного испарения) риса за период вегетации растений по Новосадковскому рисовому массиву. Здесь же представлены данные З. Ф. Туляковой, которые были получены методом испарителей на том же массиве [235].

Т а б л и ц а 9

Суммарное испарение с риса (мм) на Новосадковском рисовом массиве

Год	Данные ГГИ	Данные З. Ф. Туляковой	Общий ряд	Транспирация в % от суммарного испарения
1955		901,0	901,0	48
1956		865,5	865,5	52
1957		873,5	873,5	47,5
1958	700,0	778,0	700,1	60
1959	704,7	804,0	704,7	57
1960		828,0	828,0	50,9
1961	819,9	765,5	819,9	49
1962		780,0	780,0	51
1964	450,0		450,0	43
1965	522,0		522,0	53
Среднее C_v			744,5 0,20	51

¹ Величины испарения с водной поверхности со временем убывают независимо от состояния метеорологических условий, так как по мере роста риса увеличивается затенение испарителей.

Расхождения между величинами суммарного испарения, измеренными автором и Туляковой, составляют около 10%, что позволяет использовать все данные для определения среднееголет-

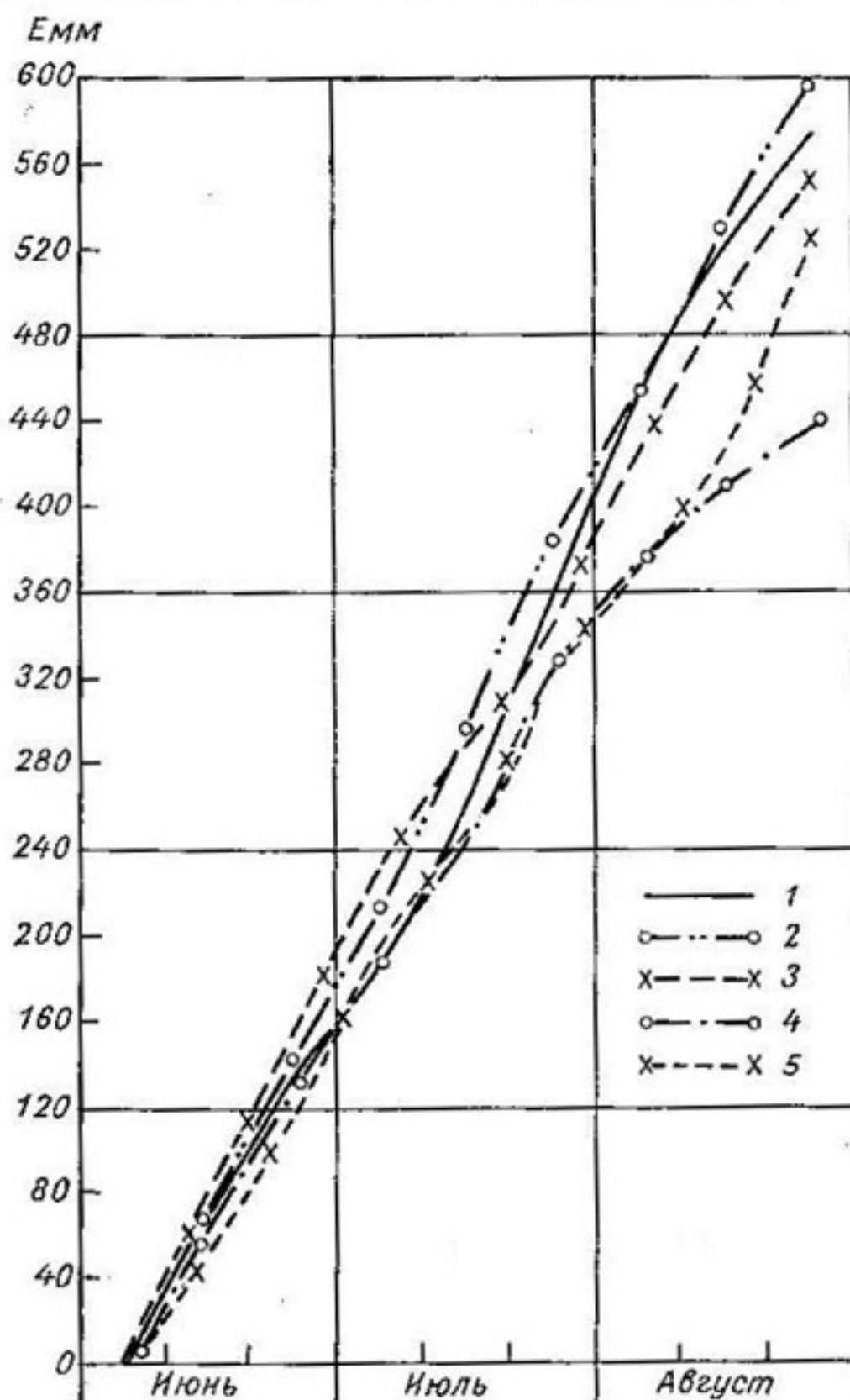


Рис. 26. Интегральные кривые суммарного испарения с риса.

1 — 1958 г., 2 — 1959 г., 3 — 1961 г., 4 — 1964 г., 5 — 1965 г.

пей величины и коэффициента вариации суммарного испарения с риса. Эти параметры составляют соответственно 744 мм и 0,20. Транспирация в среднем составляет 51% суммарного испарения.

Элементы теплового баланса рисовых полей на Кзылкумской оросительной системе представлены на рис. 27. Теплобалансовая площадка находилась в центре рисового массива, на расстоянии около 7 км от ближайшего края поля.

Как следует из приведенных графиков, внутрисезонный ход основных элементов в общем мало отличается от такового на Новосадковском рисовом массиве. Количественные значения V , R , B на Кзылкумской оросительной системе, особенно в июне—июле, выше, чем на Новосадковском рисовом массиве. Суточные суммы потока тепла в почву и воду на рисовых чеках в среднем составляют 10—40 кал/см², т. е. менее 10% от V ; весной могут достигать 200—300 кал/см².

Турбулентный теплопоток в первой половине вегетационного периода уменьшается, достигая (в период выхода в трубку — выметывание метелки) — 200 кал/(см²·сутки). Затем он возрастает и с середины сентября приобретает положительное значение 40—50 кал/(см²·сутки). Вследствие малых величин теплопотока в почву и отрицательных (направленных к поверхности) значений турбулентного теплопотока затраты тепла на испарение в середине вегетационного периода в 1967 и 1968 гг. оказались выше радиационного баланса. Весной и осенью затраты тепла на испарение ниже радиационного баланса. В целом за сезон отношение этих величин близко к единице.

Данные по суммарному испарению и транспирации риса на Кзылкумской оросительной системе приведены в табл. 9а. Транспирация в среднем равна 34% суммарного испарения.

Таблица 9а

Транспирация риса на Кзылкумском орошаемом массиве

Год	Суммарное испарение по испарителям ГГИ-3000, мм	Транспирация, мм	Транспирация в % от суммарного испарения
1967	1083	483	45
1968	1044	297	28
1969	1080	376	35
1970	978	265	(27)

Среднедекадные значения коэффициента испарения $\alpha = \frac{LE}{R_0 - P_0}$ по Новосадковскому и Кзылкумскому рисовым массивам приведены в табл. 10.

Как следует из этой таблицы, затраты тепла на испарение $V = LE$ на обеих рисовых системах в период наиболее активного развития риса (июль—август) на 10—35% превосходят радиационный баланс. В целом за сезон параметр α на обеих рисовых системах близок к единице.

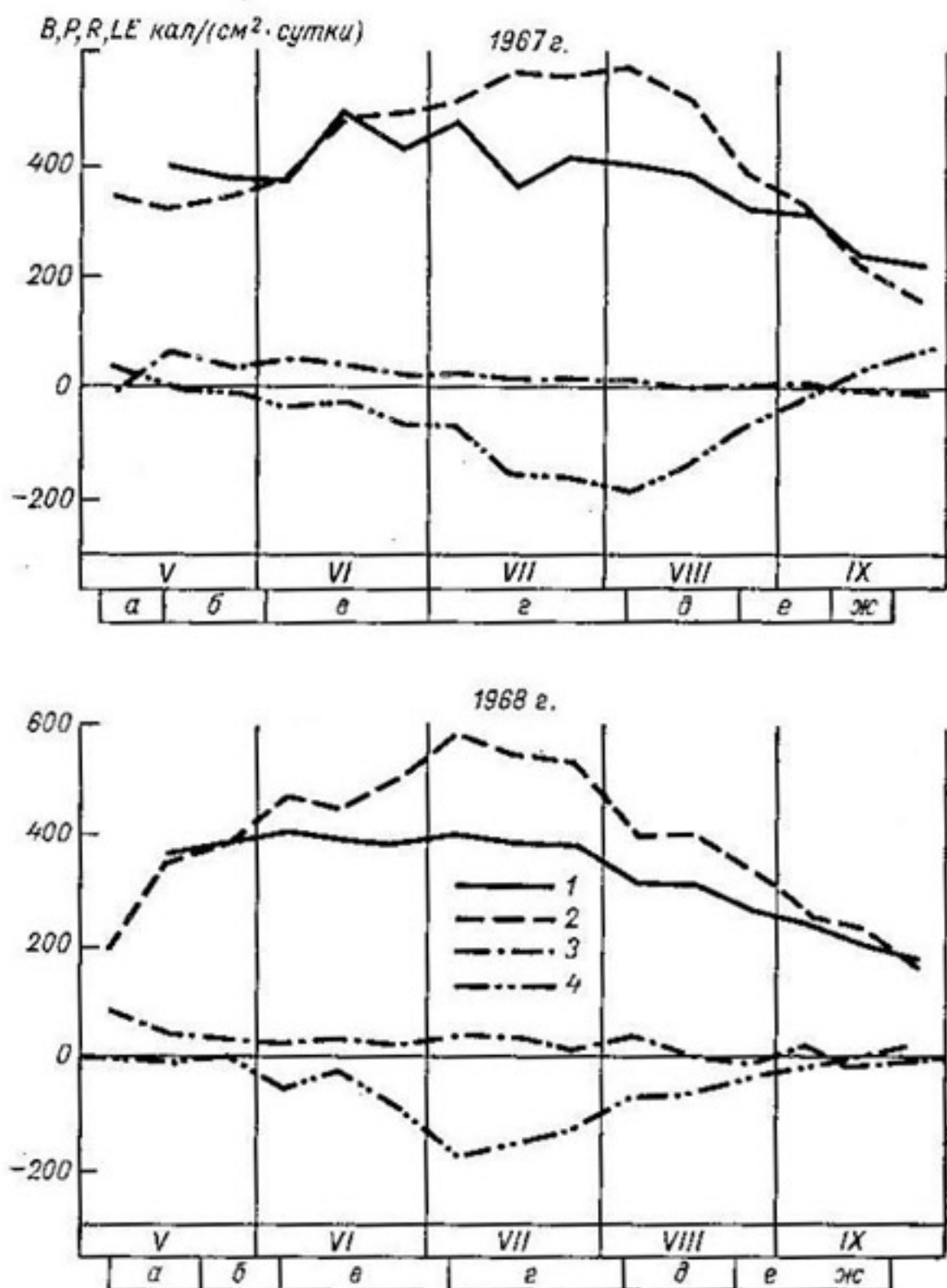


Рис. 27. Ход составляющих теплового баланса на рисовых полях. Кзылкумский орошаемый массив, свх «Восход».

Фазы развития: а — прорастание, б — всходы, в — кущение, г — трубкование, д — выметывание — цветение, е — молочно-восковая зрелость, ж — восковая полная зрелость. 1 — радиационный баланс, 2 — затраты тепла на испарение, 3 — теплопоток в почву, 4 — турбулентный теплопоток.

Среднедекадные значения параметра $\alpha = \frac{EL}{R_0 - P_0}$
 для рисовых полей (по данным экспедиционных наблюдений ГГИ).

Месяц	Декада	Новосадковка, Ростовская область		с/х «Восход» Чимкентская область		Среднее
		1964	1965	1967	1968	
Май	I			0,90	0,70	0,80
	II			0,82	0,89	0,86
	III			0,91	0,90	0,90
	Средн.			0,84	0,85	0,84
Июнь	I		0,91	1,02	1,05	0,99
	II		1,06	0,97	0,98	1,00
	III	1,06	0,87	1,08	1,15	1,04
	Средн.		0,95	1,02	1,06	1,01
Июль	I	1,04	1,32	1,08	1,29	1,18
	II	1,06	1,28	1,34	1,27	1,24
	III	1,09	0,97	1,35	1,25	1,17
	Средн.	1,06	1,19	1,25	1,27	1,20
Август	I	1,01	1,22	(1,43)	1,11	1,17
	II	0,88	0,83	1,35	1,16	1,06
	III	0,95	1,17	1,20	1,20	1,12
	Средн.	0,95	1,07	1,32	1,16	1,12
Сентябрь	I		0,79	1,02	0,97	0,93
	II			0,89	1,01	0,96
	III			0,73	0,83	0,80
	Средн.			0,88	0,94	0,91
Среднее за период вегетации		1,01	1,04	1,07	1,06	1,04

Примечание. В Новосадковке возделывался рис сорта «дубовская 129», а в с/х «Восход» — УЗРОС.

В заключение можно отметить, что основными факторами суммарного испарения с риса являются радиационный баланс, температура и влажность воздуха, а также биологические особенности развития растений.

2.3. Испарение с сельскохозяйственных полей при периодических поливах и на неорошаемых землях

Периодическое увлажнение почвы за счет поливов или дождей является наиболее типичным вариантом формирования водного режима сельскохозяйственных полей в степной и полупустынной зонах. Как при поливах, так и в результате выпадения дождей

влажность почвы здесь изменяется от влажности завядания (максимальной гигроскопичности) до наименьшей полевой влагоемкости.

Для анализа условий формирования суммарного испарения с различных сельскохозяйственных культур при периодических поливах и на неорошаемых землях использованы данные экспериментальных исследований, выполняемых нами стационарным и экспедиционным путями на орошаемых землях Рябиче-Задонского воднобалансового участка (с 1958 г.), на опытных полях Ростовской и Ставропольской опытно-мелиоративных станций с 1964 г., в экспедициях ГГИ. Привлечены также данные экспериментальных исследований суммарного испарения с различных сельскохозяйственных культур на десятипольной почвенно-испарительной площадке ДГМО (выполняемых с 1954 г.) и почвенно-испарительной сети Гидрометслужбы, которые частично были уже обобщены в работах [250, 259, 269].

Необходимо отметить, что экспериментальные исследования суммарного испарения на орошаемых землях осуществлялись параллельно тремя методами: теплового баланса, лизиметров и водного баланса. Сравнение результатов измерений, полученных различными методами, показало, что эти методы дают примерно одинаковые результаты.

Ниже рассматриваются теплобалансовые наблюдения на упомянутых участках. Кукурузное поле Ростовской опытно-мелиоративной станции, на котором в 1965 г. выполнялись исследования суммарного испарения, расположено в центре орошаемого массива на Багаевской оросительной системе у х. Елкин. Площадь поля 45 га, поверхность ровная с небольшим уклоном с севера на юг. С западной и южной сторон поля на расстоянии 1 км проходят каналы.

В начале августа 1965 г. суммарная радиация и радиационный баланс соответственно составляли 540 и 360 кал/(см²·сутки), к середине сентября значения их снизились до 380 и 170 кал/(см²·сутки). Особенно большое снижение наблюдалось в III декаде августа в период большого замутнения атмосферы, вызванного пыльными бурями. Эффективное излучение растет по мере увеличения температуры почвы и резко снижается во время поливов (конец II декады августа) и при похолодании (конец августа). Альбедо изменялось от 16 до 23%.

Ход составляющих теплового баланса представлен на рис. 28. Затраты тепла на испарение в августе были существенно меньше радиационного баланса.

Турбулентный теплопоток в первой половине августа составлял около 30% затрат тепла на испарение и до начала полива он даже сравнивался с величиной LE и составил 46% радиационного баланса, что вызвано суховеем, сопровождавшимся снижением влажности почвы в верхнем 30—40-сантиметровом слое почвы до уровня влажности завядания. После полива 18/VIII величина

турбулентного теплопотока стала уменьшаться вместе с уменьшением радиационного баланса. После полива 30/VIII в начале сентября турбулентный теплопоток имел отрицательный знак, радиационный баланс стал расти, затраты тепла на испарение оказались даже выше величины R , что было связано с притоком холодного и влажного воздуха и отсутствием ветра. В последующем воздух смешался с более теплым и сухим, и турбулентный теплопоток стал снова возрастать.

Поток тепла в почву на протяжении всего периода имел положительный знак, но не превышал 30 кал/(см²·сутки), т. е.

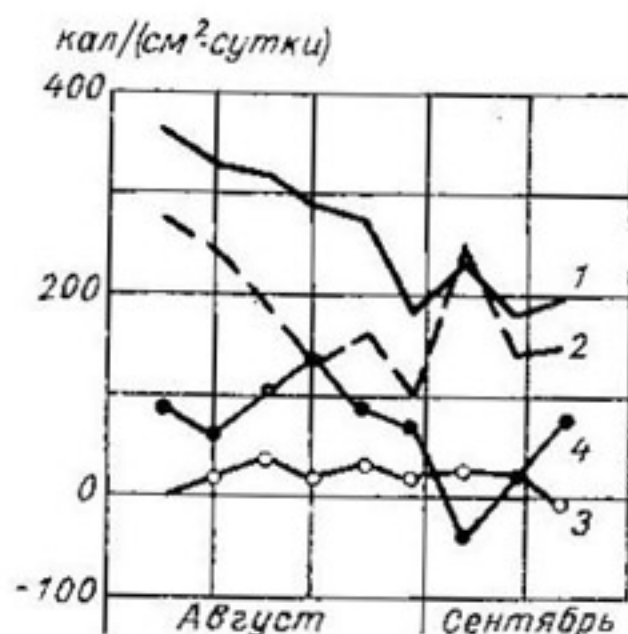


Рис. 28. График хода составляющих теплового баланса. Кукурузное поле РООМС, 1965 г.

1 — радиационный баланс, 2 — затраты тепла на испарение, 3 — теплопоток в почву, 4 — турбулентный теплопоток. Фазы развития: цветение — 6—18/VIII, молочная спелость — 18/VIII—6/IX, восковая спелость — 6/IX—23/IX.

10% радиационного баланса; в конце периода он стал отрицательным.

В 1966 г. исследования суммарного испарения методом теплового баланса проводились на полях Ставропольской опытно-мелиоративной станции (СОМС), г. Изобильный, занятых озимой пшеницей и кукурузой. Оба поля ровные с незначительным уклоном, ооконтуренные каналами, находятся в центре орошаемого массива. На озимой пшенице был только влагозарядковый полив, а на кукурузе давались вегетационные поливы.

В сезонном изменении прямой суммарной радиации и радиационного баланса на поле, занятом озимой пшеницей, не имеется плавного хода. Заметное уменьшение компонентов радиационного баланса в конце мая и значительное уменьшение в середине июня было вызвано увеличением облачности. Некоторое изменение эффективного излучения в середине июня было вызвано сильным похолоданием, которое сопровождалось существенным падением температуры поверхности почвы. Альбедо изменялось от 12 до 21%.

На кукурузном поле прямая, суммарная радиация и радиационный баланс имеют наибольшие значения в середине июля и начале августа, что объясняется преобладанием ясной погоды. В конце июля и начале августа на поле был произведен полив,

что способствовало в некоторой мере повышению радиационного баланса. Эффективное излучение и отраженная радиация в описываемый период (июль—август) изменялись незначительно. Альbedo колебалось в пределах 17—22%.

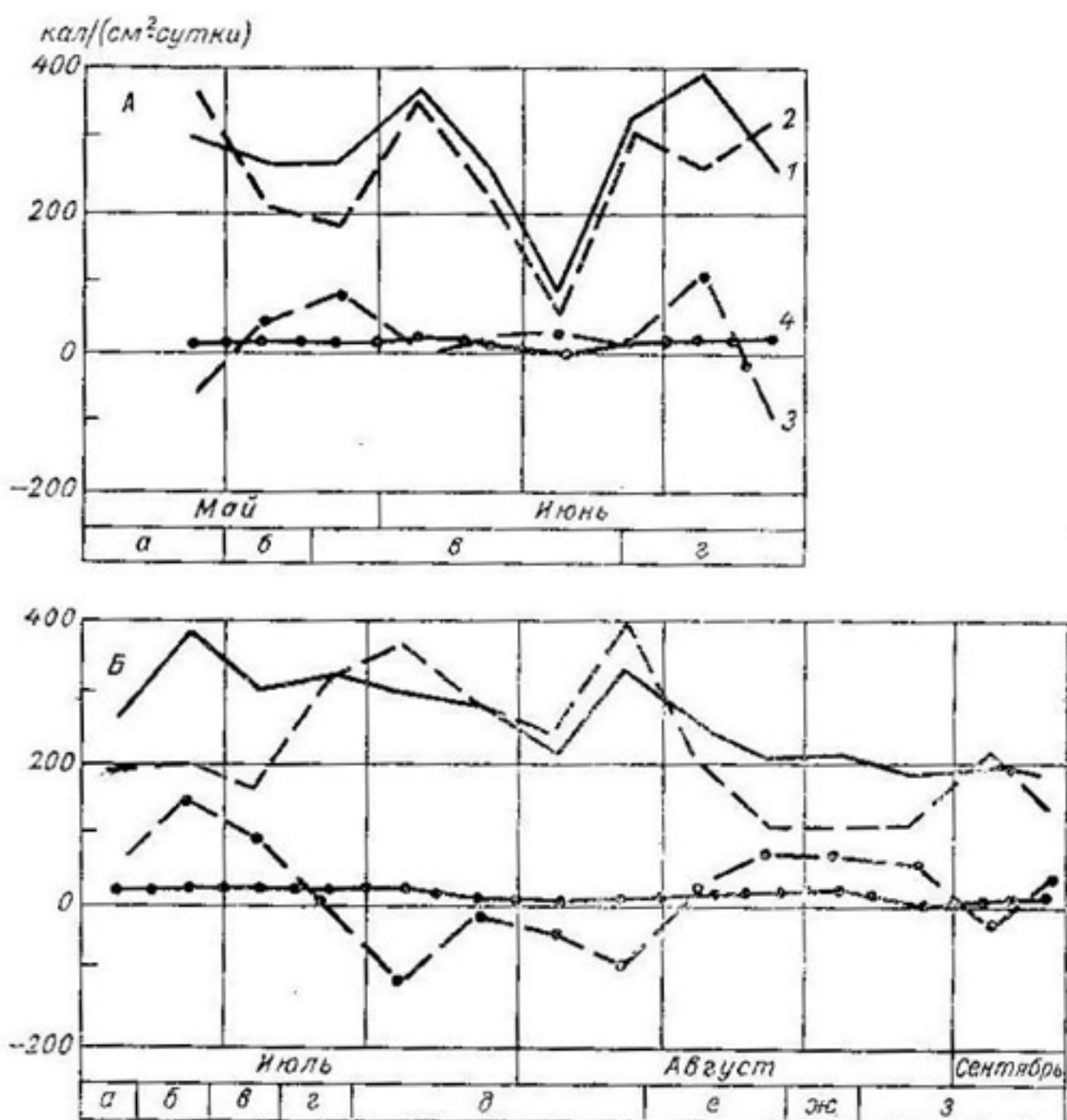


Рис. 29. Графики хода среднепятидневных величин составляющих теплового баланса на полях, занятых озимой пшеницей (А) и кукурузой (Б). Свх «Изобильненский», Ставропольского края, 1966 г.

Фазы развития озимой пшеницы: а — колошение, б — цветение, в — молочно-восковая спелость, г — полная спелость. Фазы развития кукурузы: а — 17-й лист, б — образование початков, в — 18-й лист, г — выметывание метелки, д — цветение, е — молочная спелость, ж — молочно-восковая спелость, з — восковая спелость. 1 — радиационный баланс, 2 — затраты тепла на испарение, 3 — турбулентный теплопоток, 4 — теплопоток в почву.

Ход составляющих теплового баланса на полях СОМС, занятых озимой пшеницей и кукурузой в 1966 г., представлен на рис. 29. В начале наблюдений (II декада мая) затраты тепла на испарение

на озимой пшенице совпадали с величиной радиационного баланса; турбулентный теплопоток имел отрицательный знак. По мере высыхания верхнего слоя почвы величина LE резко уменьшалась и в III декаде мая равнялась $210 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки})$, т. е. около 70% радиационного баланса; турбулентный теплопоток превысил $90 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки})$. В конце мая величины радиационного баланса и затрат тепла на испарение составляли около $360 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки})$, турбулентный теплопоток после дождя, выпавшего в середине III декады мая, стал понижаться и в конце месяца достиг нуля. В начале II декады июня похолодало, выпали дожди, величины радиационного баланса и затрат тепла на испарение снизились до $100 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки})$, величина турбулентного теплопотока составляла $10\text{—}20 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки})$. Однако в конце II декады июня радиационный баланс и затраты тепла на испарение резко повысились, началось интенсивное высыхание почвы, влажность которой в верхнем 30-сантиметровом слое к концу июня снизилась до нижнего оптимума, т. е. составляла 75% наименьшей влагоемкости. Величина турбулентного теплопотока повысилась до $160 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки})$, составив 40% радиационного баланса.

В июле теплобалансовые наблюдения были перенесены на рядом расположенное кукурузное поле. Весь вегетационный период кукурузы, начиная с конца июня, был засушливым, продуктивные влагозапасы в верхнем слое на неполиваемых участках были близки к нулю; на орошаемых участках режим влажности почвы полностью определялся режимом поливов. В связи с этим величина турбулентного теплопотока на орошаемом участке (см. рис. 29 II) колебалась в зависимости от изменения влагозапасов. После поливов величина турбулентного потока была близка к нулю, а в межполивные периоды, когда почва просыхала, значение ее повышалось до $120 \text{ кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{сутки})$, что составляло 37% радиационного баланса. В июле и августе затраты тепла на испарение на кукурузном поле были ниже радиационного баланса. В сроки поливов затраты тепла на испарение приближались к радиационному балансу.

Теплопоток в почву на полях, занятых озимой пшеницей и кукурузой, все время имел положительный знак и не превышал 7% радиационного баланса.

Таким образом, несмотря на холодный и дождливый период в мае и июне, распределение элементов теплового баланса на озимой пшенице в сильной степени зависело от колебаний влажности почвы в верхнем слое. В засушливый период июля и августа распределение элементов теплового баланса на кукурузе зависело от режима поливов. Изменение параметра α по фазам развития растений представлено в табл. 11.

По данным исследований О. Д. Рожанской [208], выполненных в 1951 г. на Энгельской опытно-мелиоративной станции¹ (ЭОМС),

¹ Исследования проводились на полях, занятых яровой пшеницей.

Значения параметра $\alpha = \frac{EL}{R_0 - P_0}$ по декадным интервалам времени для кукурузы и озимой пшеницы по данным теплобалансовых наблюдений

Декада	Озимая пшеница (г. Изобильный)	Кукуруза (х. Елкин и г. Изобильный)		Декада	Озимая пшеница (г. Изобильный)	Кукуруза (х. Елкин и г. Изобильный)	
	1966 г.	1965 г.	1966 г.		1966 г.	1965 г.	1966 г.
Май				Август			
III	0,75		I	I		0,78	0,90
	Июнь			II		0,59	0,88
I	0,94			III		0,63	0,88
II	0,85			Среднее		0,67	0,89
Июль				Сентябрь			
I			0,78			1,10	
II			0,87				
III			0,72				
Среднее			0,79				

все тепло, обусловленное солнечной радиацией, поглощенной деятельной поверхностью на неорошаемом поле при увлажнении почвы, близком к влажности завядания, расходовалось главным образом на турбулентный отток в воздух (85% радиационного баланса). Испарение составляло всего 0,5 мм в сутки. По данным наших наблюдений за элементами теплового баланса в ДГМО, на неорошаемых землях подобное соотношение турбулентного теплопотока и радиационного баланса происходит в период вегетации каждые 5—6 лет из 10, что характерно для засушливых степей юга ЕТС. Совершенно иное распределение составляющих теплового баланса отмечалось на неорошаемых полях во влажные годы (в 1952 г. на ЭОМС [208] и в 1958 и 1964 гг. в ДГМО).

Почти до конца июня затраты тепла на испарение в эти годы превышали величину радиационного баланса. Это объясняется поступлением дополнительного тепла с воздуха на поле за счет турбулентного теплопотока. В последующем приток тепла в почву сменился оттоком из нее в атмосферу, и уже в начале июля турбулентный теплопоток в атмосферу составлял около 50% радиационного баланса, а к концу июля по мере просыхания почвы — только около 5%. Таким образом, характер распределения элементов теплового баланса с начала июля приблизился к распределению, наблюдавшемуся в засушливые годы.

На орошаемом поле ЭОМС, по данным Рожанской, в 1951 засушливом и 1952 увлажненном годах распределение составляющих теплового баланса было примерно одинаковым, хотя в 1951 г. несмотря на довольно частые, но с малой нормой (около 40 мм) поливы наблюдался недостаток влаги для растений. При этом ясно видно, что в момент недостатка влаги между поливами в 1951 г. возрастал турбулентный теплопоток в атмосферу. Заметим, что теплопоток в почву как на орошаемых, так и на неорошаемых полях ЭОМС в 1951 и 1952 гг. был положительным и в общем не превышал 10% радиационного баланса.

Затраты тепла на испарение на неорошаемом участке почти всегда меньше (иногда в 2 раза), чем на орошаемом [209, 259]. Вследствие резкого различия в густоте травостоя величина проникающей к поверхности почвы радиации на участке с влагозарядковым поливом составляла 13—17%, а на контроле доходила до 53% суммарной радиации, приходящей к поверхности. Несмотря на это, величина теплового потока в почву на поливном и контрольном участках была практически одинакова (10—13% величины радиационного баланса). На поливном участке величина затрат тепла на испарение в начальные фазы развития растений до фазы цветения составляла 80—82% радиационного баланса; впоследствии, по мере высыхания почвы, она уменьшалась до 30—40%, т. е. равнялась затратам тепла на неорошаемом участке. Турбулентный отток тепла на орошаемом участке до фазы молочной спелости равнялся 8%, а в последующем (по мере снижения влажности почвы до влажности завядания) он достигал 50—60% радиационного баланса.

На неорошаемом участке величина турбулентного оттока была небольшой только в начальный период вегетации, затем увеличилась до 30%, а в конце достигла 80% радиационного баланса.

Интересные данные по распределению элементов теплового баланса были получены С. В. Нерпиным, Ю. Л. Розенштоком, М. Г. Санояном [170], М. Г. Санояном и Н. А. Мосненко [221] на орошаемых полях Алтайской государственной лесозащитной станции (АГЛЮС), расположенной в Кулундинской степи. Измерения суточных величин элементов теплового баланса производились с помощью теплобалансографа [170, 221].

Авторы показали, что после поливов заметно увеличиваются величины радиационного баланса (на 10%) и затрат тепла на испарение (в 2,5 раза). Увеличение радиационного баланса они объясняют уменьшением альбедо, приводящим к увеличению поглощенной коротковолновой радиации. Снижение температуры подстилающей поверхности и повышение влажности верхнего слоя почвы и воздуха приводит к уменьшению эффективного излучения. После полива уменьшается величина турбулентного теплопотока в почву (в 2—2,5 раза), составляющего между поливами около 40% радиационного баланса. Теплопоток в почву изменяется

мало; после поливов и за весь период он не превышает 5—8% радиационного баланса.

На рис. 30 представлена зависимость величин суммарного испарения от радиационного баланса на орошаемых и неорошаемых землях, построенная по данным наших наблюдений. Угловой коэффициент линии связи для орошаемых земель равен примерно 0,013, т. е. на испарение в среднем расходуется около 80% поступающего на поле тепла. Остальное тепло идет на нагревание почвы и приземного слоя воздуха. Для Кулунды [170] на испа-

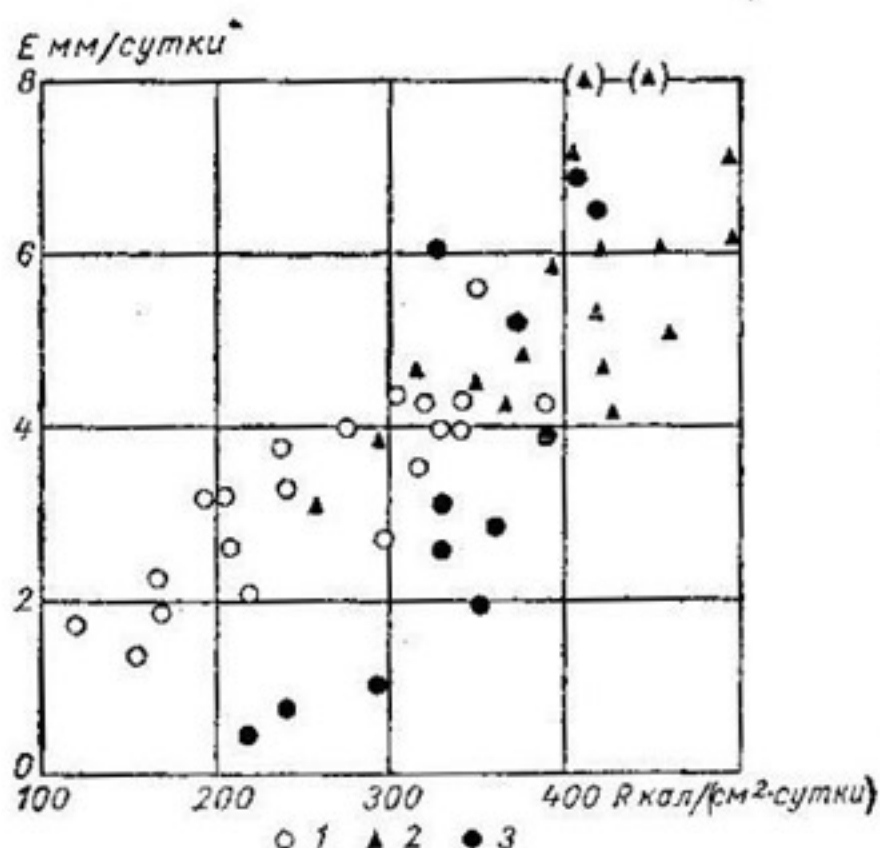


Рис. 30. Зависимость суммарного испарения от радиационного баланса для орошаемых и неорошаемых полей, занятых озимой пшеницей и кукурузой.

1 — орошаемая кукуруза (СОМС, 1966 г.; РООМС, 1965 г.); 2 — озимая пшеница, орошаемое поле (СОМС, 1966 г.; клх «Путь к коммунизму», 1953 г.); 3 — озимая пшеница, неорошаемое поле (клх «Путь к коммунизму», 1963 г.).

рение расходуется 53% поступающего на поле тепла. Для других районов и условий угловой коэффициент может меняться в широких пределах, снижаясь на неорошаемых землях до 10% и менее. Таким образом, для отдельных интервалов времени суммарное испарение может значительно отличаться от своего среднего значения, что определяется режимом увлажнения почвы (осадков или поливов), а также состоянием погоды. В условиях предельного увлажнения поверхности величина α близка к единице, а при адвекции тепла может даже превышать.

В 1967—1970 гг. нами были проведены теплобалансовые исследования на Таласском (сахарная свекла) и Арысь-Туркестанском (хлопчатник) орошаемых массивах.

На Таласском орошаемом массиве опытные поля находятся внутри крупного орошаемого массива, вблизи пос. Новоивановка и Ак-Кня.

На Арысь-Туркестанском массиве опытные поля расположены вблизи пос. Старый Икан и находятся под влиянием ветров,

дующих из пустынных районов в направлении, перпендикулярном к вытянутому вдоль долины р. Сырдарьи орошаемому массиву.

На рис. 31 в качестве примера представлены графики среднепентадных величин составляющих теплового баланса и влагоза-

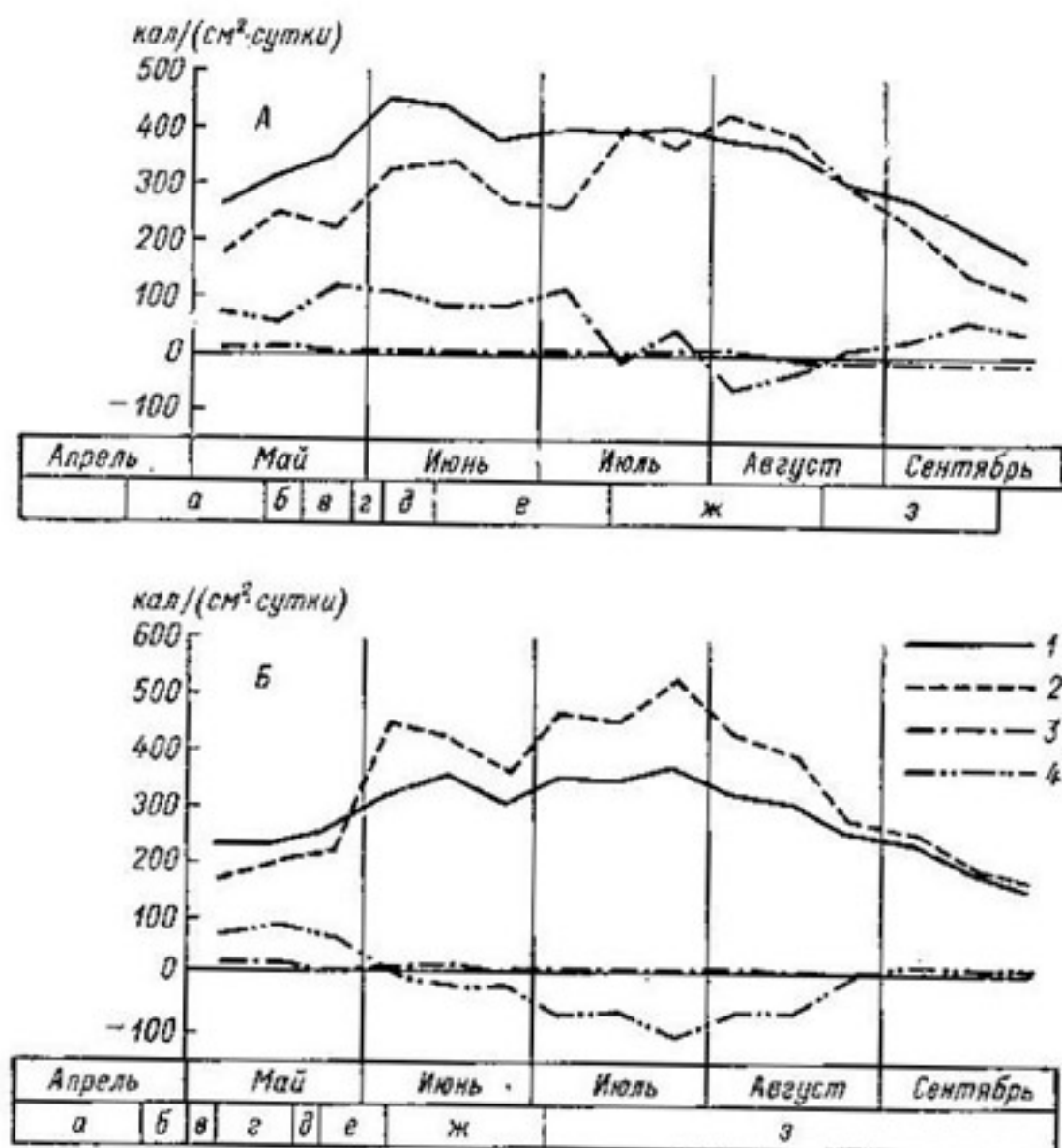


Рис. 31. Графики хода среднедекадных величин составляющих теплового баланса на полях Арысь-Туркестанского массива, занятых хлопчатником (А), и Таласского орошаемого массива, занятых сахарной свеклой (Б), 1968 г.

Фазы развития хлопчатника: а — посев — всходы; б — всходы. в — первый лист, г — третий лист, д — пятый лист, е — бутонизация, ж — цветение, з — раскрытие коробочек — уборка урожая; фазы развития сахарной свеклы: а — посев — всходы, б — всходы — первая пара листьев, в — первая пара листьев — пятый лист, г — пятый лист — утолщение корня, д — утолщение корня — смыкание в рядах, е — смыкание в рядах — смыкание междурядий, з — смыкание междурядий — уборка. 1 — радиационный баланс, 2 — затраты тепла на испарение, 3 — теплопоток в почву, 4 — турбулентный теплопоток.

пасов в верхнем метровом слое почвы на полях, занятых хлопчатником и сахарной свеклой в 1968 г. Как следует из анализа графиков, затраты тепла на полях, занятых сахарной свеклой, в 1968 г. с конца мая до начала сентября были больше радиационного баланса, что свидетельствует о высоком и стабильном увлаж-

нении почвы. В другие годы величины LE близки к радиационному балансу.

Поток тепла в почву в течение периода вегетации мал и не превосходит 10% R . Турбулентный теплообмен в 1968—1969 гг. был хорошо выражен и имел отрицательный знак, достигая в июле—августе 100 кал/(см²·сутки). Весной и осенью турбулентный теплоток возрастал до 50 кал/(см²·сутки).

В 1967 г. в связи с редкими поливами турбулентный теплоток имел неустойчивый знак.

Значение параметра $\alpha = \frac{LE}{R_0 - P_0}$ имеет выраженный сезонный ход, достигая в активные фазы 1,27—1,10, и зависит от степени увлажненности почвы, возрастая одновременно с ней (табл. 12).

На хлопковом поле поток тепла в почву в течение всего периода вегетации в среднем составляет 3—5% (не превышая 10%) радиационного баланса.

Турбулентный теплообмен в первой половине вегетационного периода (до середины июля) имеет положительный знак, т. е. направлен от поверхности поля. Величина его сильно колеблется от 50 до 100 кал/(см²·сутки). В этот период радиационный баланс превосходит затраты тепла на испарение. В конце июля—начале августа (период наиболее активного развития растений) затраты тепла на испарение превосходят радиационный баланс на 10—30% за счет дополнительного притока турбулентного тепла к поверхности хлопкового поля.

Обычно в этот период на поле наблюдается инверсия температуры и большие градиенты влажности воздуха¹. В сентябре турбулентный обмен снова приобретает положительный знак и в среднем равняется 30 кал/(см²·сутки). Величины испарения в активные фазы (цветение—раскрытие коробочек) достигают 0—25 мм/сутки.

Ход суммарного испарения в целом зависит от увлажнения почвы; при увеличении последней после полива испарение обычно возрастает. Ход декадных величин параметра α характеризует изменение влагозапасов и фаз развития растений (см. табл. 12).

По данным В. К. Гафурова [66], теплоток в почву на хлопковом поле (в зоне Каракумского канала им. В. И. Ленина) не превышает в среднем 3—5% радиационного баланса. Турбулентный теплоток с конца июня до начала сентября имеет отрицательный знак, т. е. направлен к поверхности поля. Параметр α также изменяется в значительных пределах (0,3—2,0) и сильно зависит от фаз развития растений и изменения влагозапасов в почве.

На неорошаемых сельскохозяйственных полях роль влажности почвы в формировании суммарного испарения проявляется в боль-

¹ В подобные периоды существующая методика градиентных наблюдений, по-видимому, не полностью отражает затраты тепла на турбулентный теплообмен, что влияет на точность определения суммарного испарения.

Декадные значения параметра $\alpha = \frac{LE}{R}$

Год	Май			Июнь			Июль		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III

Арысь-Туркестанский орошаемый массив (поле, занятое хлопчатником)

1967							0,86	0,84	0,97
1968	0,68	0,79	0,64	0,73	0,78	0,73	0,67	1,00	0,91
1969							0,61	0,60	0,93
1970									
Средн.	0,68	0,79	0,64	0,73	0,78	0,73	0,71	0,81	0,94

Год	Август			Сентябрь			Октябрь
	I	II	III	I	II	III	I
1967	1,12	0,97	1,08	0,99	0,60	0,58	
1968	1,12	1,08	0,99	0,84	0,67	0,67	
1969	1,02	1,05	1,21	1,27	0,86	1,04	
1970	1,32	1,19	1,08	1,24	0,98	0,85	
Средн.	1,14	1,07	1,09	1,08	0,78	0,78	

Год	Май			Июнь			Июль		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III

Таласский орошаемый массив (поле, занятое сахарной свеклой)

1967					1,05	0,95	0,95	0,99	0,92
1968	0,69	0,67	0,77	0,96	1,08	1,06	1,18	1,17	1,27
1969									0,98
Средн.	0,69	0,67	0,77	0,96	1,04	1,00	1,06	1,08	1,08

Год	Август			Сентябрь			Октябрь
	I	II	III	I	II	III	I
1967	1,04	1,03	0,94	0,70	0,82	0,84	
1968	1,17	1,18	1,03	0,92	0,91	0,96	
1969	1,00	1,13	1,28	1,23	1,16	1,04	
Средн.	1,07	1,11	1,08	0,95	0,96	0,95	0,90

шей мере. Приведем графики хода интенсивности суммарного испарения с целины, озимой и яровой пшеницы на почвенно-испарительной площадке ДГМО лишь за два наиболее характерных года: 1958 — влажный и 1957 — засушливый (рис. 32). Эти годы были сходны по ходу метеорологических условий и резко различались по режиму влажности почвы и осадкам. Например, во второй половине мая 1957 г. влагозапасы под озимой пшеницей равнялись 20 мм, под ячменем 30 мм, а в это время 1958 г. влаго-

мм/сутки

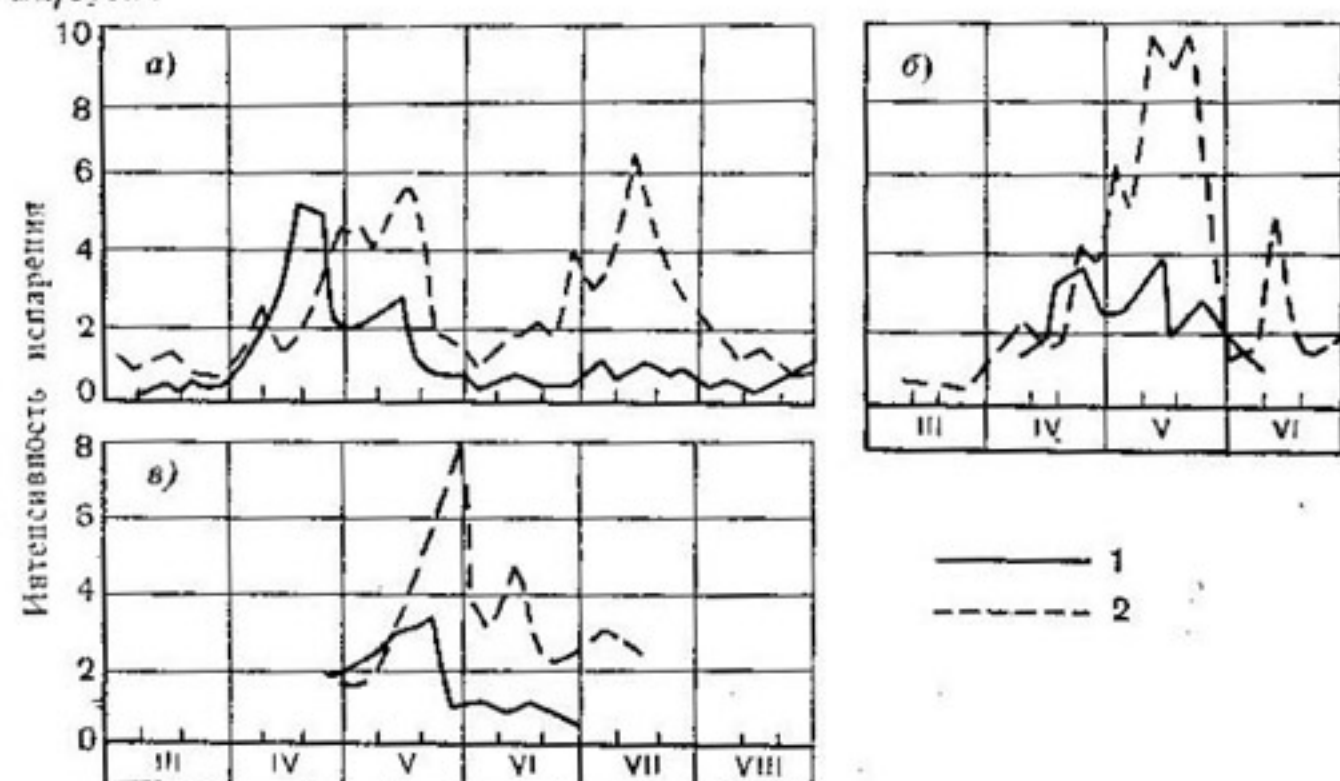


Рис. 32. Интенсивность суммарного испарения (мм/сутки) при естественном увлажнении с различных угодий.

а — целина, б — озимая пшеница, в — яровая пшеница; 1 — 1957 г., 2 — 1958 г.

запасы под всеми культурами составляли 150—170 мм. Соответственно этому среднесуточные величины суммарного испарения в засушливом 1957 г. за весь период вегетации были значительно меньше, чем во влажном 1958 г. Суммарное испарение за весь период вегетации (март—июнь) в 1957 г. оказалось, как и средняя влажность почвы, примерно в 2 раза меньше, чем в 1958 г.

Аналогичная картина наблюдалась на других сельскохозяйственных культурах и в другие годы (табл. 13). Колебание величин суммарного испарения наиболее заметно при рассмотрении его интенсивности, которая для засушливых лет в 1,5—2 раза меньше, чем для влажных.

На рис. 33 представлены интегральные кривые суммарного испарения с различных сельскохозяйственных культур и угодий и испаряемость за влажный (1958), сухой (1963) и средний по условиям увлажнения (1960) годы. Во влажный год нарастание испарения с сельскохозяйственных культур и целины близко к нара-

Величины суммарного испарения за период вегетации, мм

Культура	1954 г.	1955 г.	1956 г.	1957 г.	1958 г.	1959 г.	1960 г.	1961 г.	1962 г.	1963 г.	Среднее	Средний период вегетации или период наблюдений
Озимая пшеница	194	228	260	197	376	155	274	321	263	201	247	1/IV—4/VII
Озимая пшеница с учетом осеннего периода		276	336	245	401	198	316	361	295	256	298	1/IV—4/VII, 19/IX—15/XI
Яровая пшеница	186	160	214	128	279	148	243	230	238		203	19/IV—11/VII
Ячмень	195	139	183	139	256	93	242	264	234	163	191	24/IV—2/VII
Просо	167	123	169	151	237	114	177	221	217	121 **	170	14/V—20/VII
Кукуруза		301	257	170	324	149 ***		230	242	114 ***	223	17/V—17/VIII
Люцерна первого года	380	282	304		447	165					316	1/V—10/XI
Люцерна первого года до первого покоса	219	152	165		146						170	1/V—3/VII
Люцерна второго года		230	358	227		171					246	16/IV—7/X
Люцерна второго года до первого покоса		154	216	140		93					151	16/IV—4/VI
Целина		281	325	161	359	187	282	286	239	263	265	1/V—1/XI
Пар	203	191	224	100	231	118	206	181	194	151	180	1/V—1/VIII
Пар *		332	280	133	335	186	267	273	264	228	255	22/III—5/IX

* Представлены величины испарения от схода снежного покрова до посева озимой пшеницы.

** Испарение с сорго.

*** Кукуруза скошена на силос, так как из-за недостатка влаги в почве началось завядание растений.

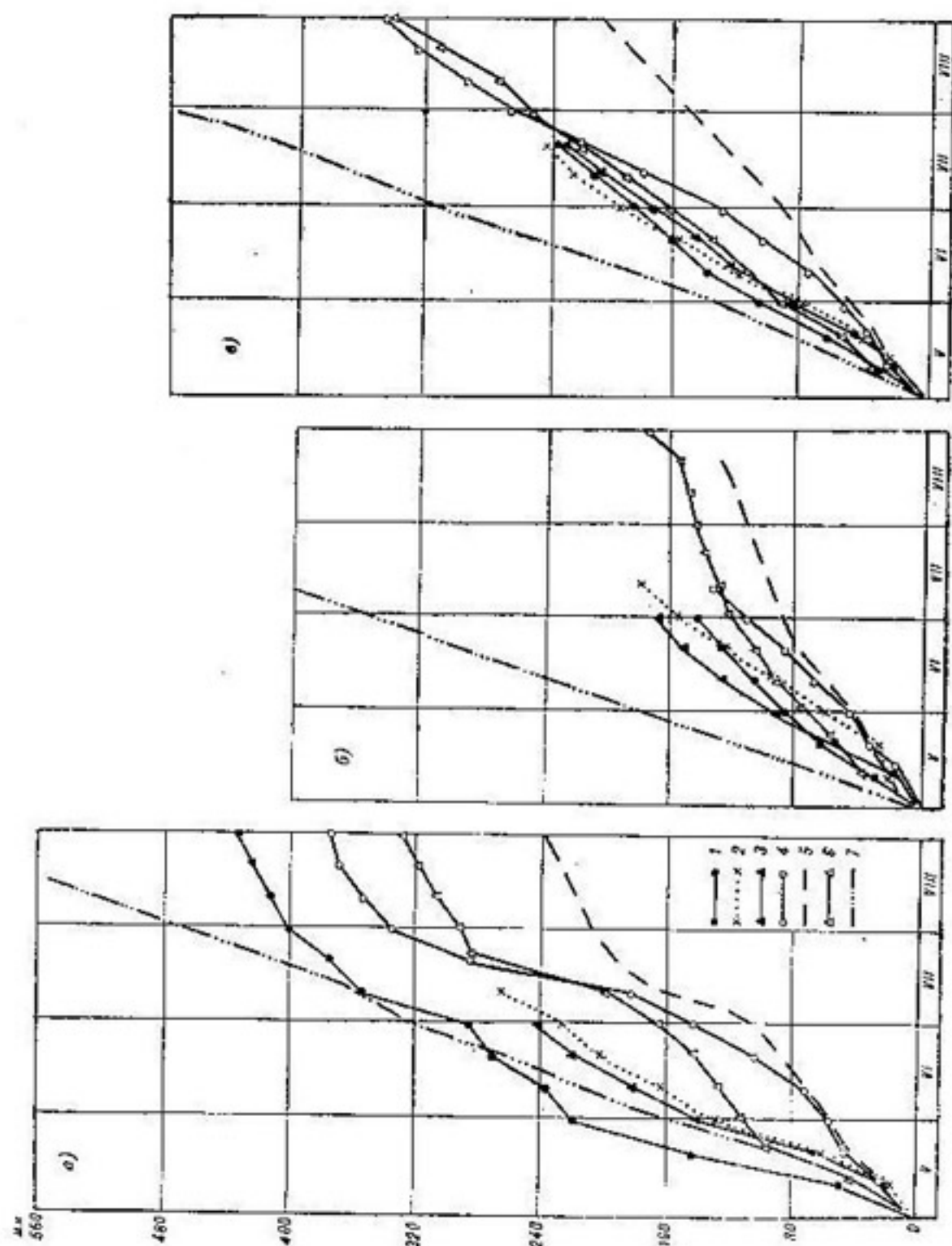


Рис. 33. Интегральные кривые суммарного испарения и испаряемости по данным ДГМО.

а — 1958 г., б — 1963 г., в — 1960 г.; 1 — суммарное испарение с озимой пшеницы, 2 — то же, с яровой пшеницы, 3 — то же, с ячменя, 4 — то же, с кукурузы, 5 — то же, с пара, 6 — то же, с целины, 7 — испаряемость.

станции испаряемости. В конце мая на целине был произведен покос, поэтому интенсивность испарения резко уменьшилась. Для кукурузы, вегетация которой начинается со II декады июня, отмечалось отставание в нарастании испарения, так как до этого времени испарение происходило почти с оголенной поверхности, поэтому величины испарения с пара и поля, засеянного кукурузой, близки. После появления всходов кукурузы интенсивность испарения с этого поля равна испаряемости. Разность интегральных величин испарения на конец июня между испаряемостью и испарением с озимой пшеницы равна 30 мм, с ячменя и яровой пшеницы 80—90 мм, с кукурузы 180 мм. В июле и августе особенно заметным становится отставание испарения на паровом поле.

В сухой год интегральная величина испаряемости существенно превышает испарение с сельскохозяйственных культур, целины и пара, что указывает на большую роль увлажнения почвы в формировании испарения; на конец июня разница между интегральной величиной испаряемости и испарения, например, для ячменя, яровой и озимой пшеницы составляет 180—210 мм, для кукурузы 240 мм. В средний по условиям увлажнения год интегральные кривые испарения с сельскохозяйственных культур, целины и пара ближе к испаряемости, чем в сухой год. Разница сумм испарения и испаряемости на конец июня для ячменя, озимой и яровой пшеницы составила 120—130 мм. Таким образом, в засушливые годы, несмотря на большие энергетические ресурсы, интенсивность испарения ниже, чем в годы с высоким увлажнением почвы. Во влажные годы, несмотря на снижение энергетических ресурсов, интенсивность испарения из-за высоких влагозапасов оказалась значительно выше, чем в сухие годы.

Резюмируя результаты анализа режима суммарного испарения, можно отметить:

1. Распределение расходных статей теплового баланса на орошаемых полях с периодическим режимом полива (и при естественном увлажнении почвы от осадков) зависит от режима влажности почвы и фазы развития растений, а также от условий погоды. В зависимости от увлажнения почвы коэффициент испарения $\alpha = \frac{LE}{R_0 - P_0}$ изменяется практически от нуля при отсутствии продуктивных влагозапасов до единицы и несколько более при достаточном увлажнении почвы.

2. Турбулентный теплоток в атмосферу при орошении меняется не только по величине, но и по знаку. В засушливые периоды он может составлять 75—85% радиационного баланса. После поливов обычно он близок к нулю и неустойчив по знаку. Адвекция тепла на поле с окружающей территории часто приводит к возникновению турбулентного потока тепла из воздуха к почве, т. е. с отрицательным знаком, вследствие чего суммарное испарение возрастает на 10—30% и более от радиационного баланса.

3. Радиационный баланс орошаемого поля непосредственно после полива повышается на 10—20%. В среднем за вегетационный период при оптимальном режиме полива это превышение составляет 4—5%.

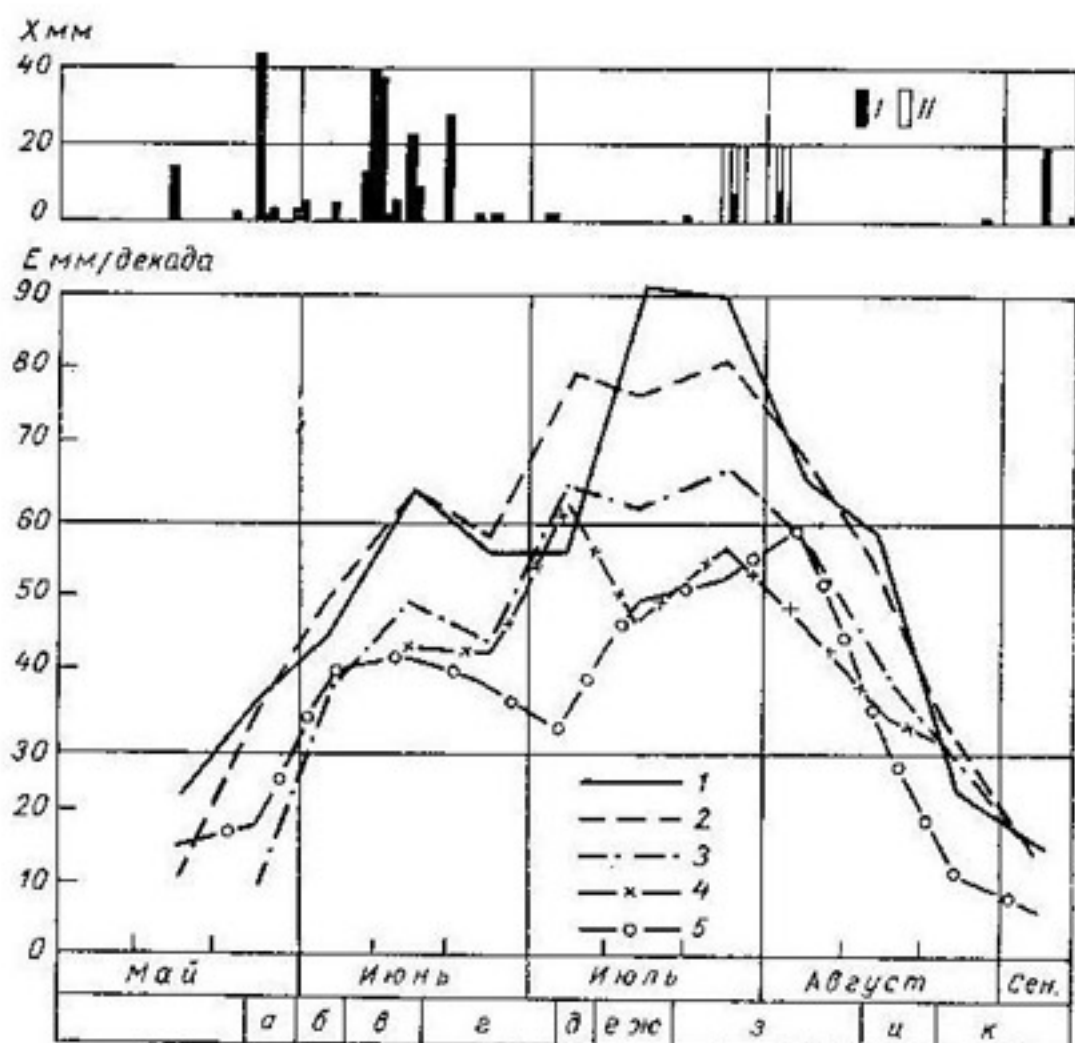


Рис. 34. График декадных величин суммарного испарения с кукурузы, измеренных лизиметром ГР-80 при различных глубинах залегания грунтовых вод и испарителем ГГИ-2000-100 (без подпитывания), осадков (I) и поливов (II). Свх «Изобильненский», Ставропольского края, 1966 г.

Фазы развития растений: а — 3-й лист, б — 3-й лист, в — 8-й лист, г — 10-й лист, д — 13-й лист, е — образование початков, ж — выбрасывание метелки, з — цветение, и — молочная спелость, к — молочно-восковая спелость (фазы взяты по лизиметру с уровнем грунтовых вод $H = 1.5$ м); 1 — при $H = 0.5$ м, 2 — при $H = 1.0$ м, 3 — при $H = 1.5$ м, 4 — при $H = 2.0$ м и почвенному испарителю ГГИ-2000-100 (5) 1966 г.

Величина потока тепла в почву как на орошаемых, так и неорошаемых полях составляет 4—6% и никогда не превышает 10—12% радиационного баланса.

На формирование суммарного испарения существенное влияние оказывает режим влагообмена в зоне аэрации, который в свою очередь зависит от глубины залегания грунтовых вод, литологического состава почво-грунтов, увлажнения почвы и напряженности радиационного баланса. При глубоком залегании грунтовых вод, когда капиллярная зона не участвует в увлажнении корнеобитае-

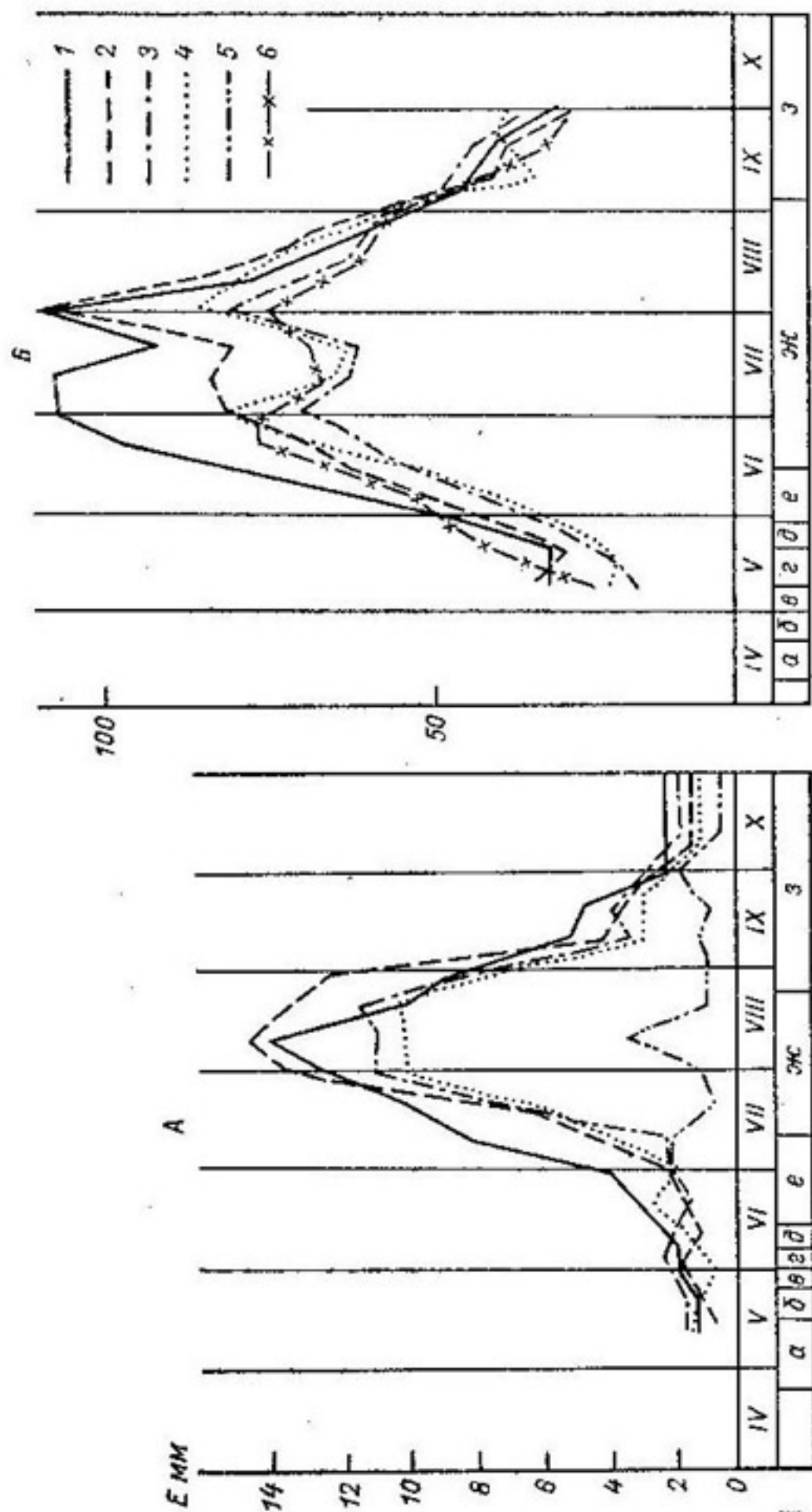


Рис. 35. График декадных величин суммарного испарения измеренного лизиметрами ГР-80 при различных глубинах залегания грунтовых вод с хлещатника (АТМ) за 1967 г. (А) и сахарной свеклы (среднее за 1967—1970 гг.) на Таласской оросительной системе (Б).

Фазы развития хлещатника: а — посев, б — первый лист, в — третий лист, г — пятый лист, е — бутонизация, ж — цветение, з — раскрытие коробочек; фазы развития свеклы: а — посев-всходы, б — всходы, в — первая пара настоящих листьев, г — пятый лист, д — утолщение подсемязольного колена, е — смыкание растений в рядах, ж — смыкание междурядий — утолщение корней; 1 — $H = 1,0$ м, 2 — $H = 1,5$ м, 3 — $H = 2,0$ м, 4 — $H = 2,5$ м, 5 — ГИ-500-50, 6 — $H = 0,5$ м.

мого слоя, вертикальный влагообмен не влияет на ход испарения; при неглубоком залегании (особенно в сочетании с периодическим режимом увлажнения поверхности, когда восходящий поток капиллярной влаги не всегда подавляется атмосферными осадками или поливами) влагообмен в зоне аэрации становится одним из ведущих факторов формирования испарения.

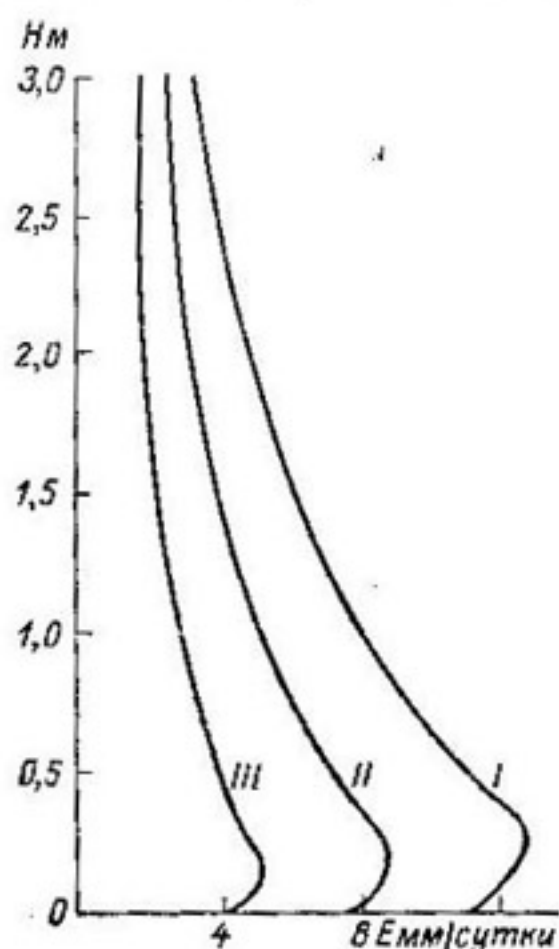


Рис. 36. Зависимость суммарного испарения с озимой пшеницы от глубины залегания грунтовых вод. с. Изобильное, 1965 г.

I — цветение, II — молочная спелость, III — восковая спелость.

На рис. 34 представлен график изменения суммарного испарения, измеренного лизиметром ГР-80 при различных глубинах залегания грунтовых вод и испарителем ГГИ-2000-100 (без подпитывания), а также осадков и поливов на орошаемой кукурузе Ставропольской опытно-мелиоративной станции.

Анализ графика показывает, что чем меньше глубина залегания грунтовых вод, тем больше испарение. Максимальная величина суммарного испарения по лизиметру при глубине залегания грунтовых вод 0,5 и 2 м соответственно равна 90 и 55 мм/дек. Самая малая величина испарения (50 мм/дек) наблюдалась в испарителе ГГИ-2000-100. Аналогичные результаты получены на Арысь-Туркестанской и Таласской оросительных системах (рис. 35).

Существенно, что в начальный период вегетации растений все лизиметры дают весьма близкие результаты. По мере развития растений величины суммарного испарения

расходятся больше и в фазе образования початков и выбрасывания метелки расхождения достигают максимума; затем, по мере старения корневой системы, они уменьшаются. Это свидетельствует о тесном взаимодействии корневой системы с грунтовыми водами, характер которого меняется в зависимости от фазы развития растений. Этот эффект хорошо виден на рис. 36, где показана зависимость суммарного испарения с озимой пшеницы в различные фазы ее развития от глубины залегания грунтовых вод.

Долю участия грунтовых вод в формировании суммарного испарения можно оценить по графику (рис. 37), из которого видно, что питание зоны аэрации грунтовыми водами прекращается на хлопчатнике на глубине 3,5—4,0 м от поверхности, а на свекловичном поле на глубине 2,5 м. По-видимому, указанные глубины можно считать критическими и выше них подъем уровня грунтовых вод

нежелателен. Поэтому при устройстве дренажных систем особенно на почвах, подверженных засолению, необходимо закладывать в проекты такие параметры дренажа, при которых обеспечивалось бы поддержание уровней на глубинах не выше критических.

Из рис. 37 следует также, что при одной и той же фазе развития растений величина суммарного испарения возрастает с уменьшением мощности зоны аэрации только до определенного уровня.



Дальнейшее повышение уровня грунтовых вод приводит к уменьшению испарения, что объясняется ухудшением условий аэрации в монолите и связанным с этим угнетением растений и снижением транспирации.

Физический смысл воздействия корневой системы на передвижение влаги в зоне аэрации, объясняющий сущность влияния глубины залегания грунтовых вод на испарение, рассматривается в п. 3.5.

На рис. 38 приведены графики изменений параметра $\alpha = \frac{E}{E_0}$ по Дубовской ГМО, Нижнедевицкой, Кустанайской, Придеснянской стоковым станциям, а также по воднобалансовым пунктам Боровское, Бурли и по агрометстанции «Гигант». Значения параметра α , приведенные на этих графиках, вычислены по данным об испарении с различных сельскохозяйственных полей, измерен-

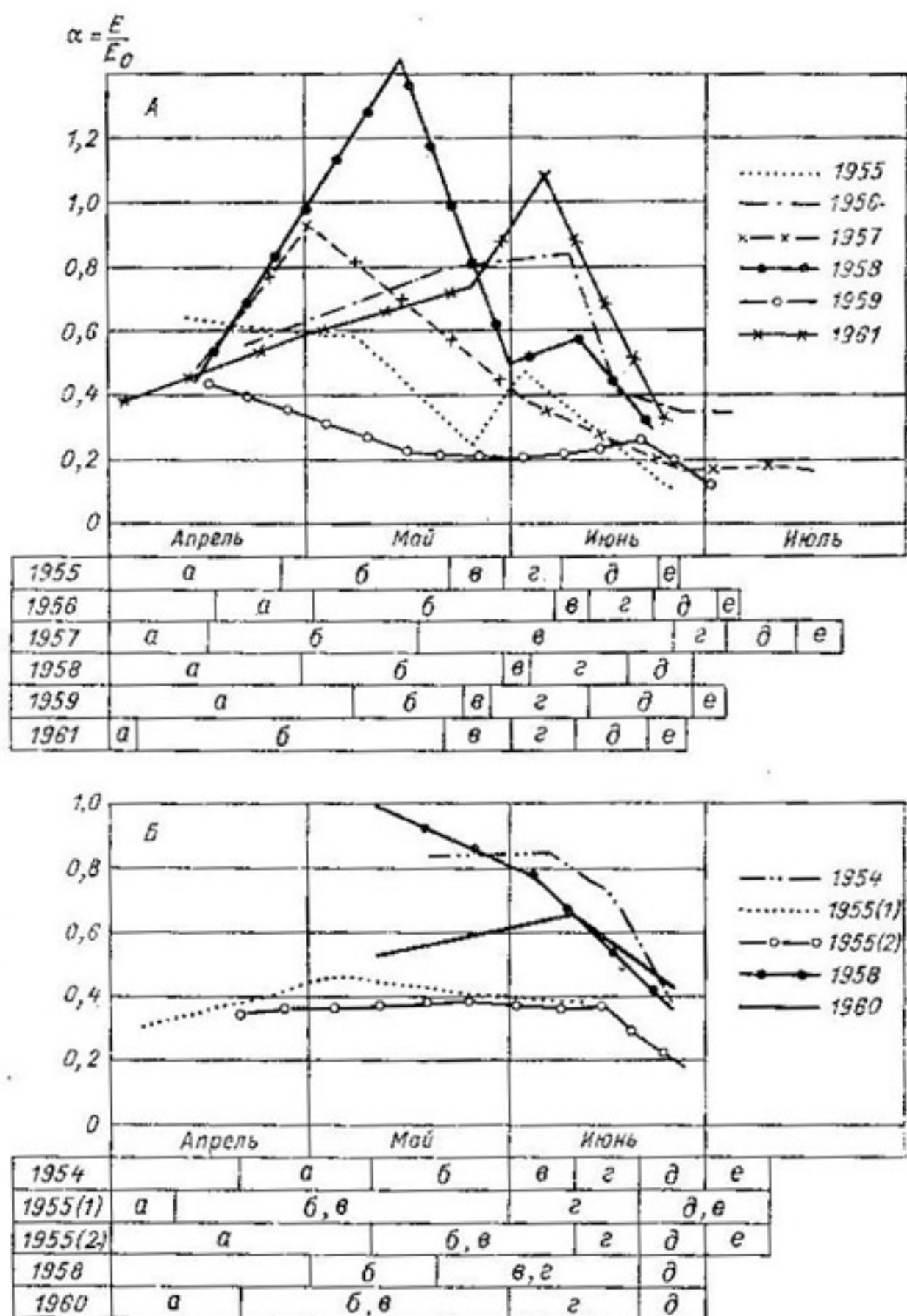
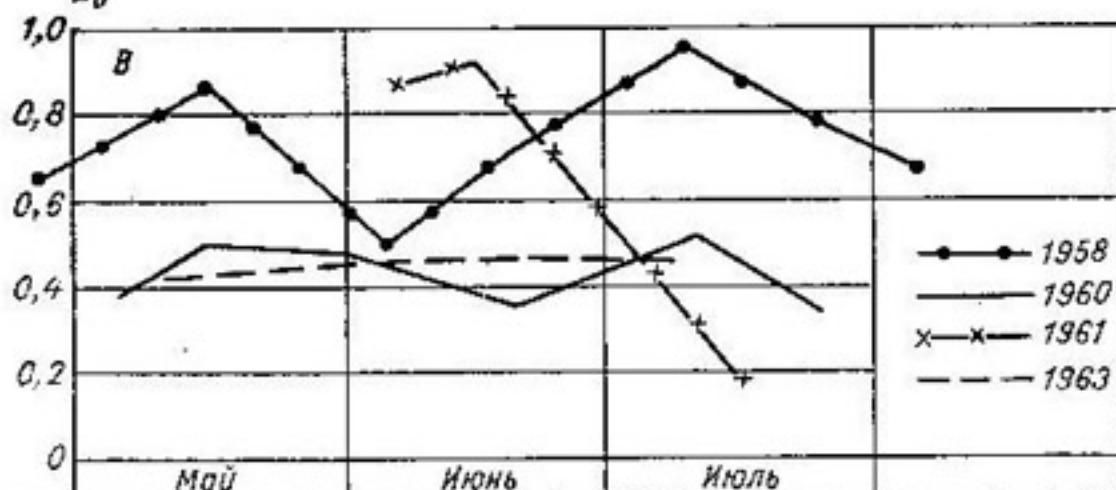


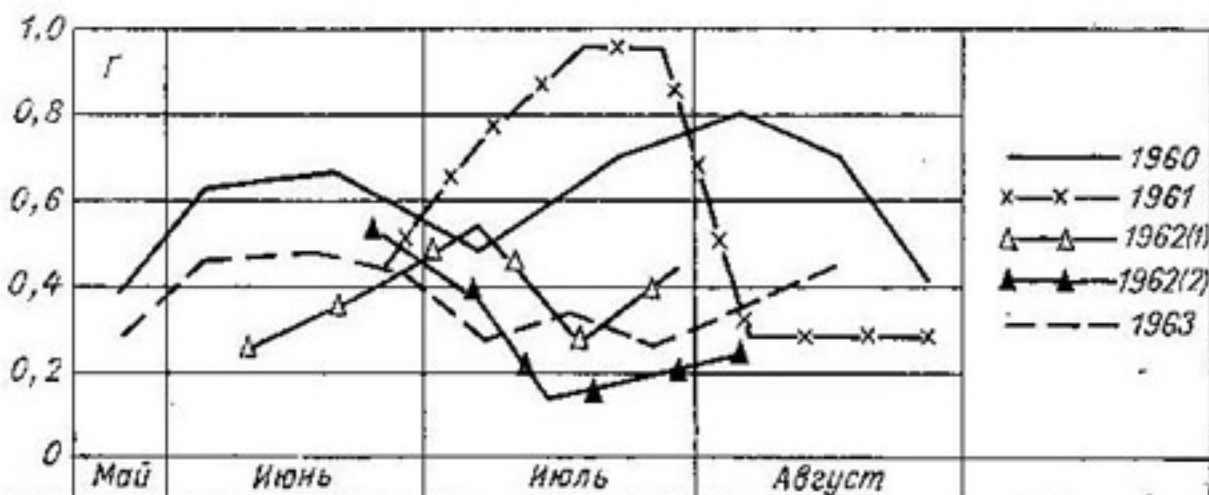
Рис. 38. Графики изменения во времени параметра α в различные

А — ДГМО (озимая пшеница); Б — агрометстанция «Гигант» (озимая пшеница);
ская стоковая станция (озимая пшеница); 1958, 1961 гг.; Г — подбалаансовый пункт
(яровая пшеница); 1962 (2), 1963 гг. Фазы развития растений: а — возобновление неге
колонение (или вымывание метелки для риса); в — колошение (или вымывание
спелость — носкован спелость; е —

$$\alpha = \frac{E}{E_0}$$



1958	а	б	в	г	д	е
1960	а	б	в, г	д	е	
1961			в	г	д	е
1963	а	б	в	г		



1960	а	б	в	г	д	е
1961		б	в	г	д	е
1962(1)		а	б	в	г	д
1962(2)	а	б	в	г	д	
1963	а	б	в	г	д	

по увлажненности и урожайности годы на отдельных станциях.

Н — Нижнедевицкая стоковая станция (озимая пшеница): 1960, 1963 гг.; Придеснян-Боровское (яровая пшеница): 1960, 1961, 1962 (1) гг.; воднобалансовый пункт Бурлитания (или всходы для яровой пшеницы) — выход в трубку; б — выход в трубку — метелки для риса) — цветение; г — цветение — молочная спелость; д — молочная посковая спелость — полная спелость.

ном испарителями типа ГГИ-500-100. Анализируя данные, приведенные на рис. 38 и в табл. 11, 12, можно отметить, что в засушливые годы без орошения (например, 1954 и 1955 гг. в ДГМО, 1955 и 1956 гг. на агрометстанции «Гигант» и др.) значения параметра α оказались в 3—5 раз меньше, чем во влажные годы (например, 1958 и 1961 гг. в ДГМО). В засушливые годы значение α в течение всего периода остается почти одинаковым, равным $0,2 \div 0,4$, во влажные или при орошении в начальные фазы вегетации оно составляет $0,2 \div 0,5$, а в фазы колошения и цветения достигает максимума и равно $0,8 \div 1,0$, а иногда и больше единицы. По мере созревания растений величина α уменьшается. В годы с малыми значениями параметра α наблюдаются низкие урожаи. Так, на агрометстанции «Гигант» при $\alpha = 0,4$ урожай составлял всего 5—6 ц/га (1955 г.), при $\alpha = 0,8 \div 0,9$ (1956 г.) он превышал 30 ц/га. В ДГМО при $\alpha = 0,2 \div 0,4$ урожай не превышал 2—5 ц/га (1955 и 1959 гг.), а при $\alpha = 0,9$ (в мае) средний урожай составлял 22—26 ц/га (1958 г.). На поливных полях СОМС при $\alpha = 0,8 \div 0,9$ урожай пшеницы был равен 35 ц/га.

Т а б л и ц а 14

Обобщенные значения параметра α для различных сельскохозяйственных культур

Культура	Характерный год	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
Озимые и яровые колосовые	Оптимальный	0,6	0,9—1,1	0,6—0,8				
	Средний	0,5	0,7	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
	Засушливый	0,4	0,4	0,3				
Широкорядные пропашные (кукуруза, подсолнечник)	Оптимальный	0,6	0,6	0,8	1,0	0,8		
	Средний	0,5	0,5	0,6	0,7	0,5	0,4	0,4
	Засушливый	0,4	0,4	0,6	0,5	0,5		
Рис (при затоплении)			1,0	1,1	1,36	1,05		

П р и м е ч а н и е. Значения параметра α для сельскохозяйственных полей с озимыми и яровыми колосовыми культурами в июле и августе даются для стерни и зяби.

В табл. 14 приведены обобщенные значения параметра $\alpha = \frac{LE}{R_0 - P_0}$ по месяцам вегетационного периода с учетом показателя увлажненности атмосферными осадками (оптимальная, сред-

¹ Кривые изменения параметра α во времени А. М. Алпатьев [14] предложил называть биологическими кривыми. Этим же термином для обозначения отношения $\frac{E}{P_0}$ пользуются также А. Р. Константинов [117] и А. И. Будаговский [38].

няя, недостаточная). Этот параметр в зависимости от реальной увлажненности атмосферными осадками в период вегетации может изменяться от 0,2 до 1,0 и более (при $\alpha < 0,2$ культурные растения практически не дают урожая). Его изменения, вызванные сменой фаз развития растений, менее значительны.

Таким образом, при разработке методики расчета суммарного испарения с сельскохозяйственных полей при отсутствии непосредственных наблюдений необходимо учитывать как внешние (радиационный баланс, метеорологические элементы, влажность почвы), так и внутренние, находящие свое выражение в фазах развития растений, факторы.

2.4. Методика расчета суммарного испарения

2.4.1. Общие положения и краткий обзор существующих расчетных методов. Несмотря на достаточно большое количество пунктов наблюдений за суммарным испарением с сельскохозяйственных полей, действующих или планируемых к открытию в ближайшие годы [253], все же невозможно измерить этот элемент на всех или хотя бы на большей части сельскохозяйственных полей. Очевидно, в дополнение к методу непосредственных измерений необходимо широко использовать расчетные методы, позволяющие определять с достаточной точностью суммарное испарение по результатам относительно нетрудоемких гидрометеорологических наблюдений на массовой сети.

Начало работ по созданию расчетных методов для определения суммарного испарения в зависимости от основных гидрометеорологических факторов было положено Э. М. Ольдекопом (1911 г.). П. С. Кузин на основании расчета водного баланса речных бассейнов впервые составил карту годовых величин норм суммарного испарения. В последующем появились и получили широкое распространение известные графики П. С. Кузина и Б. В. Полякова для определения месячных величин норм суммарного испарения.

М. И. Будыко [41], В. С. Мезенцев [151, 152] и Н. А. Багров [259] построили схемы расчета испарения, основанные на уравнении связи между элементами теплового и водного балансов. Все эти методы разрабатывались применительно к определению годовых и месячных норм испарения. Некоторые из них приняты в проекте указаний по расчету годовых и месячных норм испарения [237]. По методу водного баланса речных бассейнов построена карта, позволяющая определять среднегодовые величины испарения для равнинных участков суши значительных размеров [237].

Общепринятых методов для расчета величин суммарного испарения с сельскохозяйственных полей за короткие периоды времени конкретных лет (сезоны, месяцы, декады) пока еще нет, если не считать методов водного и теплового балансов, для использо-

вания которых требуются результаты соответствующих наблюдений. Метод водного баланса при глубоком залегании грунтовых вод ($E = X - \Delta W_n$) особенно широко используется в агрометеорологических исследованиях и расчетах [48, 97], хотя его возможности, как уже отмечалось, весьма ограничены низкой точностью наблюдений за влажностью почвы.

На всех этапах развития гидрологической науки вопросу разработки методов измерения и расчета суммарного испарения с сельскохозяйственных культур уделялось большое внимание. Это вызвано тем, что суммарное испарение (водопотребление) различных сельскохозяйственных культур является одним из важнейших элементов, необходимых для расчета режима орошения и осушения сельскохозяйственных полей, а также основной статьей расходования водных ресурсов на формирование безвозвратных потерь влаги.

Наиболее ранними разработками этой проблемы являются работы А. Н. Костякова [126], который предложил следующую формулу для определения суммарного испарения

$$E = AY, \quad (35)$$

где Y — урожайность данной культуры; A — коэффициент водопотребления, соответствующий данной урожайности.

Коэффициент водопотребления, будучи зависимым от большого количества факторов, колеблется в широких пределах. Например, для яровой пшеницы он изменяется от 800 до 3000. Это затрудняет применение методики для практических целей.

И. А. Шаров [281] для определения суммарного испарения хлопчатника рекомендует формулу

$$E = 2 \sum t + 4B, \quad (36)$$

где $\sum t$ — сумма среднесуточных температур, °C; B — число дней вегетационного периода.

Время t , в течение которого может быть израсходована допустимая норма воды на испарение, Г. К. Львовым [145, 146] рекомендуется устанавливать по формуле

$$t = \frac{m - aH}{k_T T}, \quad (37)$$

где m — запас допустимой нормы расходования воды на испарение; H — эффективные осадки, м³/га; a — коэффициент использования осадков; k_T — расход воды на 1° температуры для данного периода развития растений; T — сумма среднесуточных температур воздуха.

Д. А. Штойко [284, 286, 287] при расчете водопотребления за основу принимает температуру и относительную влажность воздуха. В начальный и конечный периоды вегетации (от всходов

до значительного затенения почвы растениями) рекомендуется формула

$$E = \sum T \left(0,1T_c - \frac{r}{100} \right), \quad (38)$$

а в остальной период вегетации

$$E = \sum T \left[0,1T_c + \left(1 - \frac{r}{100} \right) \right], \quad (39)$$

где $\sum T$ — сумма среднесуточных температур воздуха за расчетный период; T_c — среднесуточная температура воздуха за тот же период; r — средняя относительная влажность воздуха за тот же период.

А. М. Алпатыев [14, 16] для определения водопотребления сельскохозяйственных культур рекомендует биологические кривые, представляющие собой отношение суммарного испарения к сумме среднесуточных дефицитов влажности воздуха

$$k_6 = \frac{E}{\sum d}. \quad (40)$$

Для некоторых районов этот автор рекомендует постоянные декадные значения k_6 , пользуясь которыми можно определять суммарное испарение при достаточном увлажнении почвы путем умножения k_6 на сумму дефицитов влажности воздуха.

Аналогичный метод предложил С. М. Алпатыев [17—21]; при этом биологический коэффициент k_6 для условий достаточного увлажнения определяется в зависимости от суммы среднесуточных температур воздуха (табл. 15).

Т а б л и ц а 15

Изменение коэффициентов биологических кривых для некоторых культур при достаточном увлажнении

$\sum t^\circ$ от исходн	Культура		$\sum t^\circ$ от исходн	Культура	
	кукуруза	озимая пшеница		кукуруза	озимая пшеница
0—100	—	0,53	1500—1600	0,48	0,26
100—200	0,23	0,53	1600—1700	0,49	0,23
200—300	0,25	0,53	1700—1800	0,49	—
300—400	0,27	0,52	1800—1900	0,48	—
400—500	0,29	0,51	1900—2000	0,46	—
500—600	0,30	0,50	2000—2100	0,45	—
600—700	0,31	0,49	2100—2200	0,43	—
700—800	0,34	0,47	2200—2300	0,40	—
800—900	0,36	0,45	2300—2400	0,37	—
900—1000	0,38	0,43	2400—2500	0,35	—
1000—1100	0,40	0,42	2500—2600	0,32	—
1100—1200	0,41	0,41	2600—2700	0,29	—
1200—1300	0,42	0,37	2700—2800	0,26	—
1300—1400	0,44	0,34	2800—2900	0,25	—
1400—1500	0,45	0,30			

А. Р. Константинов [117, 121] суммарное испарение с различных сельскохозяйственных полей рекомендует определять также по биологическим кривым, смысл которых отличается от биологических кривых А. М. и С. М. Алпатьевых. Согласно Константинову,

$$E = \frac{E_{0i}}{\bar{E}_0} E_{W_{оп}}, \quad (41)$$

где E — суммарное испарение за расчетный период при оптимальных влаготасах; $\bar{E}_0$ — средний сезонный ход условной испаряемости; E_{0i} — испаряемость за расчетный интервал времени, определяемая по температуре и абсолютной влажности воздуха, согласно графикам Константинова; $E_{W_{оп}}$ — ординаты биологических кривых.

К полученным таким образом величинам суммарного испарения вводится поправка, зависящая от площади орошаемого массива.

Известен еще целый ряд формул для определения суммарного испарения с орошаемых сельскохозяйственных полей. И. Г. Горбунова [72] рекомендует формулу Д. Л. Лайхтмана

$$E = E' + \Delta E, \quad (42)$$

где E' — естественное испарение, сформировавшееся в данной местности; ΔE — дополнительное испарение, определяемое, согласно Лайхтману, по температуре и влажности воздуха, скорости ветра и линейному размеру орошаемого поля.

Наиболее широкое распространение среди мелиораторов получила известная формула Н. Н. Иванова [99, 100]. Ею широко пользуются, например, В. И. Алексеев и Н. В. Данильченко [111]. Известны формулы С. Н. Невского [169], В. П. Попова [187] и др.

Заслуживает внимания метод, предложенный Б. В. Поляковым [184, 193]. Формула Полякова имеет следующий вид:

$$E = aW + bt^n + X(1 - \eta), \quad (43)$$

где W — средняя влажность почвы за расчетный период; X — атмосферные осадки; t — температура воздуха, °C; η — коэффициент стока; n — показатель степени; a , b — коэффициенты.

В дальнейшем метод Полякова был усовершенствован А. С. Конторщиковым [122]. В таком виде метод Полякова—Конторщикова нашел широкое применение в агрометеорологии. Положительной стороной его является учет при расчете испарения основных факторов, влияющих на испарение: атмосферных осадков, начальных влаготасов и испаряющей способности атмосферы, выражающейся через температуру воздуха.

Недостатком этого метода является неясность физического смысла коэффициентов a и b , а также показателя степени n . В дальнейшем агрометеорологи стремились к упрощению пред-

ложенной структуры. Эмпирическую формулу этого типа предложили Л. А. Разумова, Н. Б. Мещанинова [197].

Интересный метод был предложен В. С. Мезенцевым [151]. Формула Мезенцева имеет вид

$$\frac{E}{E_0} = \left[1 + \left(\frac{X + W_1 - W_2}{E_0} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}},$$

где E_0 — испаряемость (теплоресурсы); W_1, W_2 — влажность деятельного слоя на начало и конец расчетного периода; n — параметр, равный трем для условий равнинных ландшафтов.

Широкое применение в гидрологии и метеорологии нашел комплексный метод М. И. Будыко [40, 94], основанный на анализе уравнений водного и теплового баланса:

$$E = E_0 \frac{W_1 + W_2}{2W_0} \text{ при } \frac{W_1 + W_2}{2} < W_0, \quad (44)$$

$$E = E_0 \text{ при } \frac{W_1 + W_2}{2} \geq W_0, \quad (45)$$

где E_0 — испаряемость; W_1, W_2 — продуктивные влагозапасы в метровом слое соответственно в начале и конце месяца; W_0 — параметр, называемый критическими влагозапасами в метровом слое почвы, при которых и выше их испарение E равно испаряемости E_0 .

Формулы Мезенцева и Будыко рекомендуются для любого диапазона увлажнения, однако они не приспособлены для определения испарения с конкретных сельскохозяйственных полей за короткие интервалы времени. Оба эти метода не содержат аргументов или параметров, учитывающих биологические особенности сельскохозяйственных культур в период вегетации и физические особенности почво-грунтов, оказывающие при прочих равных условиях существенное влияние на формирование испарения. Недостатком метода Будыко также является неопределенность параметра W_0 , вычисляемого обратным путем по формуле

$$W_0 = \frac{E_0}{E} \cdot \frac{W_1 + W_2}{2}, \quad (45_1)$$

вытекающей из основной расчетной формулы (44). В этом случае параметр W_0 является по существу сборным коэффициентом, отражающим влияние всех неучтенных факторов, и потому не имеет ясного физического смысла, несмотря на то, что авторы его называют «критическая влажность» или «критическое значение продуктивной влаги активного слоя, при котором и выше которого испарение равно испаряемости». Неясность физического смысла этого параметра приводит к трудности его определения и большим ошибкам при расчетах суммарного испарения за конкретные интервалы времени. Кроме того, комплексный метод не приспособлен

для определения испарения на участках с неглубоким залеганием грунтовых вод, что делает его непригодным для орошаемых земель, пойм и полей, расположенных в северной части сельскохозяйственной зоны.

В условиях применимости этого метода указывается, что испарение E зависит от испаряемости и влагозапасов в почве и вычисляется по формуле

$$E = E_0 \frac{W_1 + W_2}{2W_0} \quad \text{при} \quad \frac{W_1 + W_2}{2} < W_0,$$

хотя сам по себе параметр W_0 не имеет физического смысла и совсем не совпадает с численным значением продуктивных влагозапасов при наименьшей влагоемкости $W_{н.в.}$. Для степей и полупустынь рекомендуемые авторами значения W_0 в отдельные месяцы меньше продуктивной наименьшей влагоемкости в 2 раза.

Между тем наименьшая влагоемкость является тем критическим состоянием влагозапасов в почве, при котором почвенная влага наиболее доступна для растений и ниже которого доступность влаги для растений снижается. Поэтому ряд авторов [14, 38, 48, 126, 160, 171, 181, 259] считает, что если $\frac{W_n + W_k}{2} < W_{н.в.}$, то испарение зависит от влагозапасов, если $\frac{W_n + W_k}{2} \geq W_{н.в.}$, то не зависит.

Среди иностранных авторов наибольшее распространение получили методы Блейни и Кридла, Торнтвейта, Тюрка, Пенмана и др.

Формула американских авторов Блейни и Кридла [301] в метрической системе имеет следующий вид:

$$E = 0,458 k_n \sum P (t + 17,8) \text{ мм}, \quad (46)$$

где k_n — коэффициент, зависящий от вида культуры; P — доля продолжительности дневных часов в данном месяце от годовой суммы, %; t — среднемесячная температура воздуха, °C.

Согласно данным А. М. Алпатьева [16], а также автора [259], этот метод дает завышенные значения водопотребления, особенно в засушливых районах нашей страны.

В США и Канаде для расчетов водопотребления применяется метод Торнтвейта [311].

Месячные величины испарения определяются по формуле

$$E_T = 16 \left(\frac{10t}{j} \right)^a, \quad (47)$$

где E_T — потенциальная транспирация за 30 дней; t — средняя месячная температура воздуха, °C; j — теплосбалансовый индекс, рассчитываемый как сумма двенадцати месячных показателей (i) за год; a — эмпирический показатель, зависящий от j .

Месячные индексы тепла рассчитываются по формуле

$$i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514}. \quad (48)$$

Во Франции распространен метод Тюрка [236]

$$E = \frac{X + a + V}{\left[1 + \left(\frac{X + a}{l} + \frac{V}{2l}\right)^2\right]^{1/2}}, \quad (49)$$

где X — атмосферные осадки; a — расход воды из почвы при отсутствии осадков; V — параметр, зависящий от типа растительности; l — испаряющая способность воздуха, рассчитанная из соотношения

$$l = \frac{t + 2}{18} \sqrt{i}, \quad (50)$$

где t — средняя за декаду температура воздуха, °C; i — приток коротковолновой радиации.

Более простая формула Тюрка имеет следующий вид (обозначения те же):

$$E = 0,13 \frac{t}{t + 15} (i + 50). \quad (51)$$

Основная трудность применения формул Тюрка, как отмечает А. М. Алпатьев [16], заключается в том, что для многих районов, и в том числе для нашей страны, неизвестны значения параметра i , а также недостаточно надежно определены значения параметра V , зависящего от типа растительности.

В Англии и других странах распространена методика Пенмана [178, 307]

$$E_t = \frac{\frac{\Delta}{T} R + E_{at}}{\frac{\Delta}{\gamma_0} + 1}, \quad (52)$$

где Δ — константа, зависящая от температуры; γ_0 — психрометрическая постоянная; R — радиационный баланс; E_{at} — иссушающая способность атмосферы (величина, учитывающая влияние скорости ветра и дефицит влажности воздуха, размерность энергии); T — период времени.

Милторп указывает [157], что эта формула описывает потенциальную транспирацию, т. е. «... количество воды, транспируемое в единицу времени низкой зеленой культурой, полностью затеняющей почву, выравненной по высоте и полностью обеспеченной влагой».

Применение формулы Пенмана для расчетов водопотребления показало хорошие результаты как в Англии, так и других странах, на что указывают ряд зарубежных авторов: Маккинн [305], Блэк и др. [300], Лемон и др. [304]. В Советском Союзе эта вполне четкая по своей структуре общая формула не нашла широкого применения из-за отсутствия значений ряда параметров для территории нашей страны, а также спорности отдельных предложений Пенмана. Формула Пенмана может быть пригодна только для условий достаточного увлажнения.

За рубежом распространены и региональные эмпирические формулы, справедливые лишь для тех районов, для которых они получены [304], например:

$$E = 0,0658tP, \quad (53)$$

где E — среднесуточная норма суммарного испарения за период между двумя поливами; t — среднесуточная температура воздуха, °C; P — среднесуточная продолжительность дневного времени в процентах от годовой.

Таким образом, все перечисленные отечественные и зарубежные методы носят либо региональный характер и дают удовлетворительные результаты лишь для отдельных районов, для которых они были получены, либо достаточно общи, но справедливы лишь для условий достаточного увлажнения почвы.

В природе в один и тот же генетически однородный период развития растений испарение может протекать как при достаточных, так и при недостаточных условиях увлажнения. Особенно часто подобные случаи наблюдаются при орошении, а также в условиях неустойчивого увлажнения с частым чередованием засушливых и дождливых периодов. Поэтому последняя группа методов в данном случае не пригодна. Большинство методов не учитывает особенности (фазы) развития растений, а также условий залегания грунтовых вод, что также затрудняет их применение.

2.4.2. Тепловоднобалансовый метод расчета суммарного испарения с сельскохозяйственных полей. В основу разработки тепловоднобалансового метода расчета суммарного испарения с сельскохозяйственных полей нами положены уравнения теплового и водного баланса с учетом элементов вертикального влагообмена в зоне аэрации, а также биологических особенностей развития растений.

Упрощенное уравнение теплового баланса можно записать в следующем виде:

$$E = \frac{R - P}{L} \cdot \frac{\Delta e}{\Delta e + 0,64\Delta t}. \quad (54)$$

Для большой площади с достаточно увлажненной поверхностью, когда адвективный член уравнения теплового баланса имеет малые значения, которыми можно пренебречь [40], уравнение (54) можно записать так:

$$E_0 = \frac{R_0 - P_0}{L}, \quad (54_1)$$

либо

$$E_0 \approx \frac{R_0}{L}. \quad (54_2)$$

Здесь индексом «0» отмечены компоненты уравнения теплового баланса при достаточно увлажненной поверхности.

Последние два уравнения справедливы для достаточно продолжительных промежутков времени, когда теплоток в почву и турбулентный теплоток, имеющие соответственно для разных промежутков времени разные знаки, уравниваются и становятся равными нулю.

После деления уравнения (54) на (54₁) получим

$$\alpha = \frac{E}{E_0} = \frac{R - P}{R_0 - P_0} \cdot \frac{\Delta e}{\Delta e + 0,64\Delta t} \quad (55)$$

Параметр α иногда называют биологическим параметром, а его изменение во времени — биологической кривой. Нетрудно видеть, что такие названия параметра α справедливы лишь для случая достаточного увлажнения почвы, когда он не зависит от увлажнения. При недостаточном увлажнении почвы он, как было показано выше, зависит как от биологических особенностей растений, так и от влажности почвы. Поэтому α во всех случаях лучше называть коэффициентом суммарного испарения.

Разности $R - P$ и $R_0 - P_0$, как показано выше, различаются не сильно, а отношение их колеблется в пределах 0,9—1,0. Поэтому для приближенных расчетов можно принять

$$\alpha = \frac{E}{E_0} = \frac{EL}{R_0 - P_0} \approx \frac{\Delta e}{\Delta e + 0,64\Delta t} \quad (55_1)$$

В 2.3 было показано, что будучи приближенной характеристикой турбулентного теплоток, параметр α в то же время обнаруживает определенную зависимость от влагозапасов почвы и фаз развития растений. Графические зависимости коэффициентов суммарного испарения α от средних продуктивных влагозапасов в корнеобитаемом слое $\frac{W_{hн} + W_{hk}}{2}$, деленных на свободную пористость $\gamma = W_{н.в} - W_{в.з}$, представлены на рис. 39. Аналитическое выражение приведенных зависимостей можно записать в виде

$$E = \beta E_0 \frac{W_{hн} + W_{hk}}{2\gamma} = \beta \frac{R_0 - P_0}{L} \frac{W_{hн} + W_{hk}}{2\gamma}, \quad (56)$$

где β — угловой коэффициент наклона линии связи, зависящий от фазы развития растений и состояния деятельной поверхности.

Уравнение (56) было получено автором в 1960 г. [255, 269]; оно вполне соответствует установленной М. М. Абрамовой [1] и С. И. Долговым [79] и впоследствии подтвержденной Б. Н. Мичуриным [161] физической закономерности испарения влаги в зависимости от увлажнения почвы. Уравнение выражает зависимость суммарного испарения от теплоэнергетических характеристик и влажности почвы, и может быть использовано в качестве расчетной зависимости.

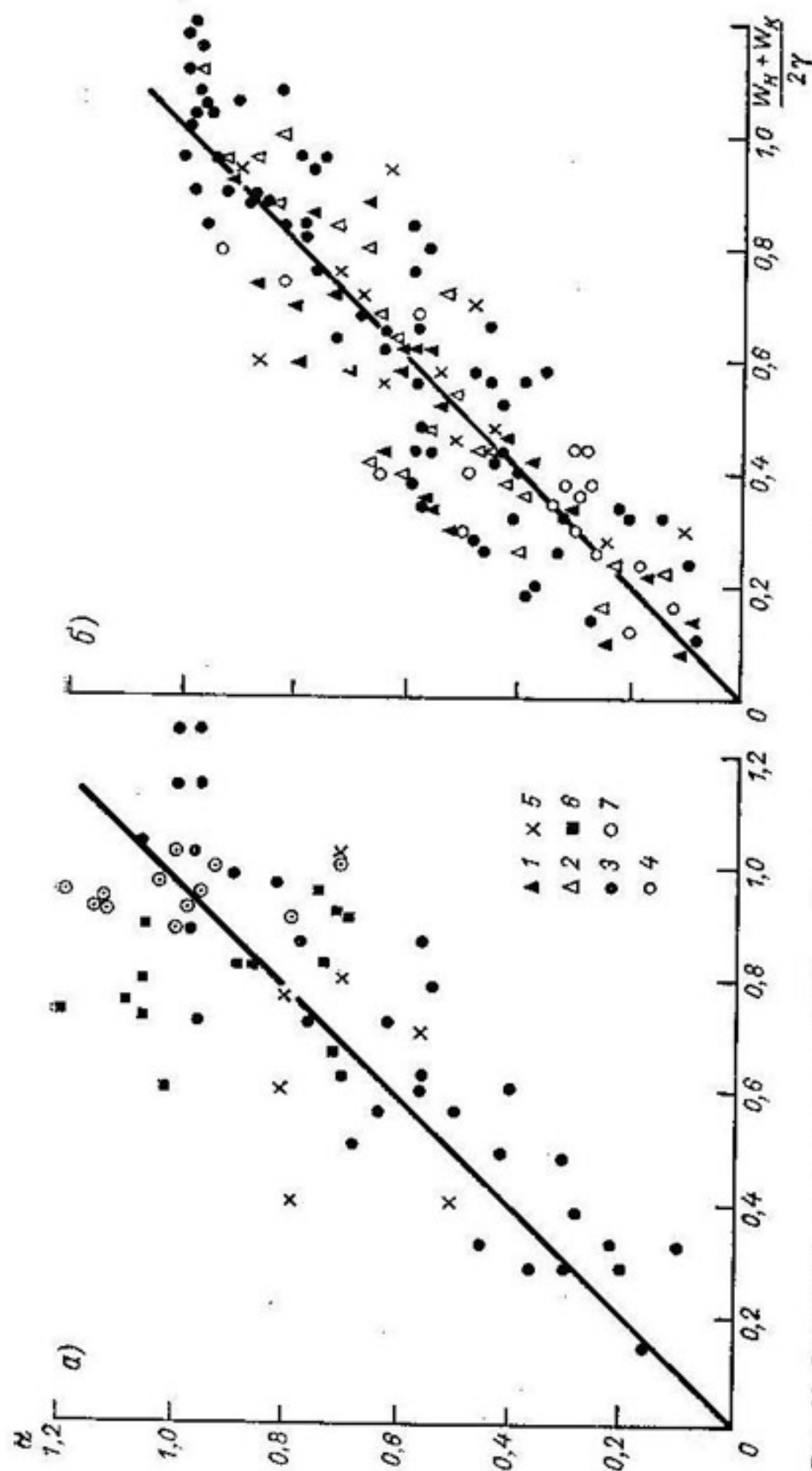


Рис. 39. Зависимость параметра $\alpha = LE/(R_0 - P_0)$ от средних влагозапасов в корнесобираемом слое почвы, деленных на свободную пористость того же слоя $(W_n + W_k)/2\gamma$

а — по данным теплотабалансовых наблюдений на Северном Кавказе, в Ростовской области (озимая пшеница и кукуруза), Заволжье (яровая пшеница), Арысь-Туркестанский орошаемый массив Чимкентской области (хлопчатник), Таласский орошаемый массив Джамбулской области (сахарная свекла) за декадные и месячные интервалы; б — по данным испарителей и лизиметров в ДГМО. Нижне-девичьей стоковой станции, обсерватории «Камениная степь», агрометстанций «Гигант», Елшанка и другие за месячные интервалы. 1 — зима, 2 — яровая пшеница, 3, 4 — озимая пшеница в весенне-летний и осенний периоды, 5 — кукуруза, 6 — хлопчатник, 7 — сахарная свекла.

Влагозапасы на конец расчетного интервала W_{hk} можно вычислять по формуле

$$W_{hk} = \frac{W_{hn} \left(1 - \beta \frac{E_0}{2\gamma} \right) + X + M + K - Y_n}{1 - \beta \frac{E_0}{2\gamma}}, \quad (57)$$

вытекающей из совместного решения уравнений водного баланса зоны аэрации

$$W_{hk} = W_{hn} + X + M + K - E - Y_n \quad (58)$$

и выражения (56).

По этой формуле определяются величины общих влагозапасов в пределах от $W_{в.з}$ до $W_{н.в}$. Если рассчитанная по формуле (57) величина общих влагозапасов W_{hk} превышает $W_{н.в}$, то в этом случае W_{hk} принимается равным $W_{н.в}$ или γ (если проводятся операции с продуктивной влагой).

Общее выражение для расчета суммарного испарения с сельскохозяйственных полей имеет вид

$$E = \frac{2W_{hn} + X + M + K - Y_n}{1 + \frac{2\gamma}{\beta E_0}}. \quad (59)$$

При глубоком залегании грунтовых вод, когда параметром K можно пренебречь, поскольку он составляет ничтожно малую величину по сравнению с испарением ($\approx 0,1 \div 0,2$ мм/сутки) [250, 255], а также при отсутствии поверхностного стока, формула (59) получит вид

$$E = \frac{2W_{hn} + X + M}{1 + \frac{2\gamma}{\beta E_0}}. \quad (59_1)$$

Для неорошаемых сельскохозяйственных полей в формулах (59) и (59₁) компонент M опускается, т. е.

$$E = \frac{2W_{hn} + X}{1 + \frac{2\gamma}{\beta E_0}}. \quad (59_2)$$

Необходимо отметить, что формулы (56), (57), (59), (59₁) и (59₂) применяются в условиях периодического увлажнения почвы, т. е. при

$$W_{hcp} = \frac{W_{hn} + W_{hk}}{2} < W_{н.в}.$$

При достаточном увлажнении почвы, когда W_{hn} и W_{hk} можно приравнять $W_{н.в}$ (рисовые чеки, переувлажненные участки), член $\frac{W_{hn} + W_{hk}}{2\gamma}$ в уравнении (56) превращается в единицу:

$$\frac{W_{hn} + W_{hk}}{2\gamma} = \frac{2W_{н.в}}{2\gamma} = 1, \text{ так как } W_{н.в} = \gamma.$$

Декадные значения параметра β в период вегетации для трав, зерновых и широколиственных сельскохозяйственных культур

Культура	Порядковый номер декады от даты начала вегетационного периода (посева)														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Зерновые (озимая и яровая пшеница, ячмень, гречиха и др.) и травы (люцерна и др.)	0,90	1,10	1,20	1,20	1,20	1,10	1,00	1,00	1,00	0,95					
Широколиственные пропашные (кукуруза, подсолнечник, хлопчатник, свекла, овощные культуры и др.)	0,90	0,90	0,95	1,10	1,20	1,25	1,25	1,25	1,20	1,10	1,10	1,00	0,95	0,90	0,90
Рис { раннеспелые сорта позднеспелые сорта	0,90	0,95	1,00	1,05	1,20	1,25	1,25	1,20	1,10	1,00	0,90				
	0,80	0,85	0,90	1,00	1,00	1,05	1,20	1,25	1,25	1,25	1,25	1,20	1,10	1,00	0,90

П р и м е ч а н и я. 1. Для всех культур вне периода вегетации принимаются значения β , равные: 0,9 -- от начала теплого периода до перехода средней суточной температуры воздуха через $+5^\circ$ весной, а также после перехода через $+5^\circ$ и до конца теплого периода осенью; 0,8 -- от перехода через $+5^\circ$ и до посева весной и от даты полной спелости культуры до перехода через $+5^\circ$ осенью.

2. Значения β даны для средней продолжительности вегетационного периода. В случае более позднего созревания культур значения β после 10-й декады для зерновых и после 15-й декады для пропашных принимаются равными 0,8.

3. Значения β даны для некошенных трав. После укосов принимаются 1-я, 2-я и т. д. декады до следующего укоса.

В этих условиях расчеты суммарного испарения с сельскохозяйственных полей производятся по формуле

$$E = \beta E_0, \quad (60)$$

где $\beta = \alpha$.

Формулами (56), (57), (59), (59₁), (59₂) и (60) можно пользоваться для вычисления величин суммарного испарения с сельскохозяйственных культур при различных способах полива и на неорошаемых полях при различной глубине залегания грунтовых вод (при $H > 0,1$ м). При этом численные значения биологического параметра β определяются по расчетным таблицам (табл. 16 и 16а),

Т а б л и ц а 16а

Значения параметра β для трав, зерновых и широколиственных культур по фазам их развития

Фазы развития	Средние значения β	Фазы развития	Средние значения β
Период до посева	0,80	Выход в трубку (выметывание метелки, бутонизация)	1,20
До всходов	0,90	Цветение	1,18
Всходы	0,98	Созревание (раскрытие колосков)	1,00
Кущение (образование листьев)	1,08		

составленным на основании имеющихся в настоящее время данных наблюдений за суммарным испарением с различных сельскохозяйственных культур и факторов, их обуславливающих (влажность, осадки, расход грунтовых вод в зону аэрации, инфильтрация и пр.) для различных районов юга Европейской территории СССР и Казахстана (Дубовка, 1954—1963 гг.; Нижнедевицкая, Придеснянская, Кустанайская и другие стоковые станции, 1957—1963 гг.; 30 агрометстанций Гидрометслужбы, 1958—1963 гг.; экспедиции ГГИ в Казахстане, на Северном Кавказе и др.). Величины β предварительно вычислялись обратным путем по формулам:

$$\beta = \frac{2E\gamma}{E_0(W_{hн} + W_{hк})} = \frac{E}{E_0} \frac{2\gamma}{2W_{hн} + X + M - Y_{н} - K - J - E}, \quad (61)$$

и

$$\beta = \frac{2E\gamma}{E_0(W_{hн} + W_{hк})} = \frac{E}{E_0} \frac{2\gamma}{2W_{hн} + X + M - E}, \quad (62)$$

вытекающим соответственно из уравнений (56), (59) и (56₁), (59₁). Результаты вычисления β для разных культур по декадам (фазам развития растений) или месяцам подверглись статистической обработке. В результате этой обработки получены среднеемноголетние и общетерриториальные значения исследуемого параметра.

Ошибки (в процентах) средних значений β , приведенных в табл. 16 и 16а, вычислены по формуле

$$P = \frac{100\sigma}{\beta_{\text{ср}} \sqrt{n}}, \quad (63)$$

где σ — среднеквадратическая ошибка, вычисляемая по формуле $\sigma = \sqrt{\frac{\sum (\beta - \beta_{\text{ср}})^2}{N-1}}$; $\beta_{\text{ср}}$ — среднее значение; N — число членов ряда. Для отдельных районов эти ошибки оказались равными 7—12%. В среднем для южных районов Европейской территории СССР и Казахстана они составляют 10—11%. Существенно, что коэффициент вариации параметра β , как правило, в 2—3 раза меньше коэффициентов вариации величин суммарного испарения, положенных в основу определений β , что подтверждает устойчивость последнего.

Для удобства массовых расчетов даты наступления и окончания фаз развития растений были осреднены в многолетнем разрезе, а значения β на этой основе приведены к декадным расчетным периодам в зависимости от перехода температуры воздуха весной через $+5^\circ$.

Осредненные значения β можно также определять графическим способом как угловые коэффициенты соответствующих осредненных линий связи (рис. 39, 40). В данном случае допускается прямолинейность линий связи, выходящих из начала координат. На этих графиках, независимо от района расположения станции, все точки, характеризующие одну и ту же фазу развития растений данной культуры, ложатся на одну прямую. Это свидетельствует об универсальности зависимостей (56), (57), (59), (59₁) и (59₂) в смысле применения их для вычисления испарения для любой точки в районе сельскохозяйственной зоны страны.

При определении β по предлагаемой шкале (см. табл. 16 и 16а) для реальных декад и месяцев или межфазных периодов, судя по вышеприведенным итогам статистической обработки β , ошибки, по-видимому, не превышают 20% (для зерновых, пропашных, овощных культур с периодическим режимом орошения и на неорошаемых полях) и 12—15% — для рисовых полей.

В случае применения принципиально новых методов обработки и удобрения почвы, способных существенно изменить характер и интенсивность произрастания сельскохозяйственных культур, а также при выведении новых, более продуктивных сортов растений, соотношение факторов, обуславливающих суммарное испарение с самим испарением, может несколько измениться и, следовательно, может потребоваться уточнение параметра β . Такое уточнение необходимо делать также по мере накопления новых экспериментальных данных.

Предлагаемый метод пригоден для расчета влагозапасов в верхнем слое почвы и суммарного испарения с сельскохозяйственных полей (орошаемых и неорошаемых), расположенных в различных

почвенно-геологических и климатических условиях равнинной территории Советского Союза.

Ниже приводятся некоторые рекомендации по определению основных параметров предлагаемых формул.

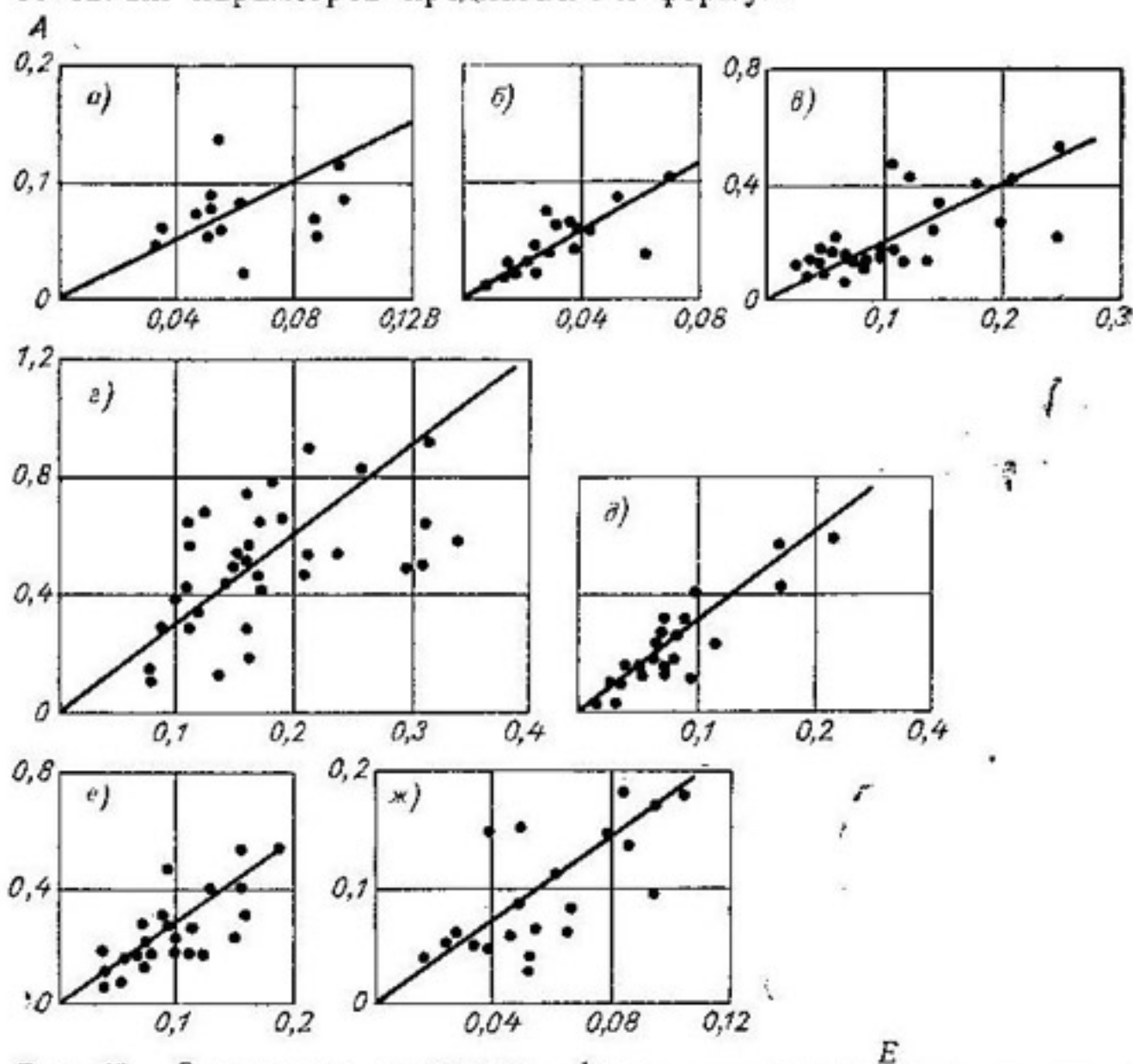


Рис. 40. Зависимости отношения $A = \frac{E}{2W_{\text{н.з.}} + X + M - Y_{\text{п.н.}} - E - K - I}$ от величины $B = \frac{E_0}{2\gamma}$ для определения параметра β , построенные по данным наблюдений ДГМО, Нижнедевицкой, Придеснянской и Кустапайской стокowych станций, агрометстанций «Гигант», Елшанки для колосовых сельскохозяйственных культур.

Фазы развития растений: а — исходы (возобновление вегетации) — третий лист; б — третий лист — кущение; в — кущение — выход в трубку; г — выход в трубку — колошение; д — колошение — молочная спелость; е — молочная спелость — восковая спелость; ж — восковая — полная спелость.

Как уже отмечалось, параметр γ определяется по разности между наименьшей влагоемкостью и влажностью завядания.¹

¹ Возможен и другой способ вычисления параметра γ как разность между полной влагоемкостью $W_{\text{п.н.}}$ и влажностью завядания $W_{\text{з.з.}}$. $\gamma_{\text{п.н.}} = W_{\text{п.н.}} - W_{\text{з.з.}}$. В этом случае $\gamma_{\text{п.н.}}$ оказываются примерно в 2 раза выше γ и соответственно параметр $\beta_{\text{п.н.}}$ в формулах (56), (57) и других будет также примерно в 2 раза больше, чем β .

При отсутствии данных определений указанных водно-физических характеристик для приближенных расчетов параметр γ можно определить по табл. 17 в зависимости от типа почвы.

Т а б л и ц а 17

Значения воднофизического параметра γ
метрового слоя почвы для различных почв

Почва	$W_{нв}$ мм	$W_{вз}$ мм	γ
Дерново-среднеподзолистая пахотная на тяжелом покровном суглинке	325	136	189
Дерново-среднеподзолистая лесная на легком покровном суглинке, подстилаемом на глубине 85 см более тяжелым суглинком	261	95	166
Мощный тучный целинный чернозем на тяжелом лёссовидном суглинке, подстилаемом легким лёссовидным суглинком	360	137	233
Южный пахотный солонцеватый чернозем на легкой покровной глиле	355	196	159
Типичный пахотный серозем на среднем лёссовидном суглинке	242	94	148
Глубокостолбчатый пахотный солонец на тяжелом лёссовидном суглинке	360	202	158

Расчеты суммарного испарения выполняются в двух вариантах: обычным способом и методом последовательного приближения. Обычный способ вычисления (без применения метода приближения) применяется при наличии надежных (измеренных) данных о продуктивных влагозапасах верхнего метрового слоя почвы (W_H) на начало первого расчетного месяца теплого периода года. При отсутствии данных измерений величины W_H применяется метод приближения: вычисления начинают с некоторой заблаговременностью по отношению к срокам, для которых намерены получить результаты вычисления испарения. В данном случае заблаговременность равна одному году.

При вычислении следует пользоваться приближенным значением W_H (табл. 18). Расчет начинают с заблаговременностью один год. Величины расхода грунтовых вод в зону аэрации при расчете испарения и влагозапасов по предлагаемым формулам определяются по лизиметрическим наблюдениям.

Методика расчета K при отсутствии лизиметрических наблюдений рассматривается ниже.

Остановимся коротко на методике определения испаряемости. Под испаряемостью обычно понимают максимально или потенциально возможное испарение при данных теплоэнергетических и метеорологических условиях с подстилающей поверхности, вла-

Средние продуктивные влагозапасы (мм) в метровом слое почвы весной ко времени наступления среднесуточной температуры воздуха $+5^{\circ}$

Характеристика весны по степени увлажнения	Район							
	1		2		3	4	5	
	неорошаемая	орошаемая	неорошаемая	орошаемая			неорошаемая	орошаемая
Влажная	125	160	175	225	200	200	30	$\frac{140}{150-160}$
Средняя	50—100	160	100—150	225	150—200	200	20	$\frac{100}{150}$
Сухая	30	140	75—120		100—130	180	10	$\frac{50}{130}$

Примечания. 1. Для орошаемых земель в районе 5 показаны продуктивные влагозапасы в начале вегетационного периода без осенней влагозарядки почвы; в числителе — при глубоком залегании грунтовых вод ($H > 5$ м), в знаменателе — при неглубоком ($H < 5$ м).

2. Степень увлажнения весны определяется по величине отношения $\Sigma X / \Sigma \bar{X}$, где ΣX — сумма осадков с октября предыдущего года по последний холодный месяц данного расчетного года, $\Sigma \bar{X}$ — средняя многолетняя сумма осадков за тот же период. Весна считается влажной при $\Sigma X / \Sigma \bar{X} > 1,3$, средней — от 0,6 до 1,3 и сухой — при $\Sigma X / \Sigma \bar{X} \leq 0,7$.

3. Схема районов представлена в Указаниях по расчету испарения с суши [237].

гозапасы которой неограничены. Эта величина для различных испаряющих поверхностей будет разной. Для водной поверхности понятия испаряемости и испарения совпадают; для пара под испаряемостью следует понимать испарение при предельном увлажнении деятельного слоя почвы. Для поверхности, занятой растительностью, под испаряемостью понимают максимальное испарение, которое наблюдается обычно при наиболее благоприятных для развития растений условиях.

В табл. 19 представлены величины испарения с предельно увлажненной свободной от растительности почвы, суммарного испарения с почвы, занятой луговой растительностью с оптимальным (близким к $W_{н.в.}$) увлажнением, и с предельно увлажненной почвы. Эти данные получены автором с помощью лизиметров в 1956—1959 гг. на опытных полях ДГМО.

Анализ их показывает, что суммарное испарение с почвы, занятой луговой растительностью при оптимальном увлажнении, оказалось значительно (на 27%) выше, чем при предельном. Величины испарения с предельно увлажненной свободной от растительности почвы занимают промежуточное положение и в среднем на 13% меньше оптимального испарения с луга.

Величины испарения (мм) с предельно увлажненной, свободной от растительности почвы, суммарного испарения с оптимально и предельно увлажненной почвы с луговой растительностью

Вид испаряющей поверхности	Май			Июнь			Июль		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Оптимально увлажненный луг $E_{оп}$	47	52	63	81	96	103	107	100	105
Свободная от растительности предельно увлажненная почва $E_{п. п}$	45	50	59	66	76	84	89	93	94
$\frac{E_{оп} - E_{п. п}}{E_{оп}} \cdot 100\%$	4	4	6	18	21	18	17	7	10
Предельно увлажненный луг $E_{п. л}$	49	56	50	52	58	60	60	65	67
$\frac{E_{оп} - E_{п. л}}{E_{оп}} \cdot 100\%$	-4,3	-8	21	36	40	42	44	35	36

Вид испаряющей поверхности	Август			Сентябрь		
	I	II	III	I	II	III
Оптимально увлажненный луг $E_{оп}$	99	97	91	72	60	50
Свободная от растительности предельно увлажненная почва $E_{п. п}$	92	86	81	70	60	52
$\frac{E_{оп} - E_{п. п}}{E_{оп}} \cdot 100\%$	7	11	11	3	0	-4
Предельно увлажненный луг $E_{п. л}$	58	(51)	(48)	47	30	30
$\frac{E_{оп} - E_{п. л}}{E_{оп}} \cdot 100\%$	41	48	47	35	50	40

Следовательно, максимальное испарение с почвы, занятой растительностью, наблюдается при оптимальном увлажнении почвы, а не при предельном, как это иногда представляют и как это имеет место для почвы, свободной от растительности.

Интересные данные были получены в 1965 г. на орошаемой кукурузе в РООМС (табл. 20). Сравнивали величины испарения по лизиметрам 1 и 2 с глубиной до уровня грунтовых вод соответственно 0,5 и 1,0 м. В начальный период вегетации при слаборазвитой корневой системе лизиметр 1 давал величины испарения на 10—15% больше, чем лизиметр 2. В последующем по мере развития корневой системы, напротив, лизиметр 2 стал давать величины испарения на 8—12% больше, чем лизиметр 1. Это объ-

Влияние влагообеспеченности на суммарное испарение, развитие растений и урожайность кукурузы. РООМС, 1965 г.

Вариант опыта	Суммарное водопотребление, мм	Максимальная площадь листьев, кв. м, тыс. м ² , га	Высота растений, см	Урожай зеленой массы, ц/га	Урожай зерна, ц/га
Полевой орошаемый участок при $H = 1,0 \div 1,5$ м	1100	34,2	248	355	61,0
Полевой неорошаемый участок при $H > 2$ м	520	36,5	231	333	19,4
Лизиметр 1 $H = 0,5$ м	1088	29,3	226	255	29,8
Лизиметр 2 $H = 1,0$ м	1138	30,6	252	316	59,0
Лизиметр 3 $H = 1,5$ м	961	23,2	208	179	52,5
Лизиметр 4 $H = 2,0$ м	566	19,5	152	118	21,8

¹ Фенологические наблюдения выполнены М. М. Ардия [23].

ясняется отсутствием в лизиметре 1 во втором периоде вегетации достаточных условий аэрации. В лизиметре 2 питание растений влагой в это же время улучшилось, поскольку развившаяся корневая система стала получать более обильное питание за счет грунтовых вод.

В результате при почти одинаковой площади листовой поверхности, несколько меньшей высоте и урожае зеленой массы урожай зерен в лизиметре 1 оказался меньше почти в 2 раза, чем в лизиметре 2.

На полевом орошаемом участке при глубине залегания грунтовых вод 1,0—1,5 м величина суммарного испарения, а также основные фенологические характеристики были близки к таковым в лизиметре 2 при $H = 1,0$ м. В то же время в лизиметре 3 при $H = 1,5$ м величины суммарного испарения, основные фенологические показатели и урожай зерна были меньше, чем в лизиметре 2. В лизиметре 4 при $H = 2,0$ м и на неорошаемом участке при $H > 2$ м величина суммарного испарения, фенологические показатели и урожай зерна вследствие недостаточной влагообеспеченности оказались примерно в 2 раза меньше, чем в лизиметре 2 и на орошаемом участке.

Таким образом, в лизиметре 1 наблюдался избыток влаги и недостаток аэрации. В лизиметре 4 и частично в лизиметре 3, а также на неорошаемом участке наблюдался недостаток водопотребления. В лизиметре 2 и на орошаемом участке, очевидно, наблюдалось оптимальное испарение, и поэтому получен максимальный урожай при данном уровне агротехнических мероприятий. В начальный период вегетации, т. е. до тех пор, пока объем питания был

достаточен для слабо развитой корневой системы, в лизиметре 1 также наблюдались оптимальные условия водопотребления.

Следовательно, для оптимально увлажненных сельскохозяйственных полей испаряемость и по своей сущности, и по величине тождественна оптимальному испарению.

Величину испаряемости с различных испаряющих поверхностей реальных размеров инструментально можно определить следующими методами: для водной поверхности — с помощью испарительных бассейнов и водных испарителей с введением соответствующих поправочных коэффициентов на редукцию; для почвы, свободной от растительности — с помощью лизиметров с предельным увлажнением почвы; для сельскохозяйственных полей реальных размеров — с помощью лизиметров и методом теплового баланса при оптимальном увлажнении почвы.

В настоящее время наблюдения за испаряемостью на сельскохозяйственных полях не ведутся. Для ее характеристики можно использовать специально отобранные данные измерений суммарного испарения на сельскохозяйственных полях, когда влажность почвы была оптимальной. Естественно, что подобные данные имеются в весьма ограниченном количестве, не обеспечивающем надежные определения режима испаряемости.

В литературе известен ряд методов для косвенного определения испаряемости. Некоторые авторы [11, 78, 99, 226, 282] характеризуют испаряемость с сельскохозяйственных полей, или потребность растений во влаге, величинами испарения с водной поверхности; другие, например Г. Т. Селянинов, вычисляют эту величину по сумме температур, уменьшенной в 10 раз. А. М. Алпатьев [14] вычисляет испаряемость по дефициту влажности воздуха и отождествляет ее с оптимальной потребностью растений во влаге. А. Р. Константинов [117] предлагает определять ее для сельскохозяйственного поля по испарению с оптимально увлажненного луга площадью 20 м² или рассчитывать по исправленным на сезонный и суточный ход величинам температуры и влажности воздуха.

Не будем останавливаться подробно на вопросе о том, насколько существенно суммарное испарение с различных сельскохозяйственных культур по величине и по ходу во времени отличается от испарения с водной поверхности, принимаемого некоторыми авторами в качестве испаряемости с сельскохозяйственного поля. Этот вопрос рассматривается в работах [117, 232, 250 и др.]. Укажем лишь, что с начала вегетационного периода, включая фазы выхода в трубку, колошения и цветения колосовых культур при оптимальном увлажнении почвы, как показано в упомянутых работах, суммарное испарение с различных сельскохозяйственных культур на 10—20%, а иногда на 40% выше, чем с водной поверхности. Даже в годы с недостаточным увлажнением превышение суммарного испарения с колосовых культур и целины до фазы цветения над водным испарением составляет 10—20%. Во второй

части вегетационного периода суммарное испарение со всех культур меньше испарения с водной поверхности.

Испаряемость на оптимально увлажненном лугу по величине и по ходу во времени близка к испаряемости с колосовых культур, но совершенно не соответствует испаряемости с технических и пропашных культур. Метод Константинова поэтому имеет ограниченное применение. К тому же наблюдения за испаряемостью с оптимально увлажненного луга отсутствуют.

Следует отметить, что расчет оптимального испарения по связям его с дефицитом, температурой или влажностью воздуха вполне закономерен, но эти связи представляют собой лишь корреляционные зависимости между двумя факторами, являющимися следствиями одной и той же причины — притока солнечной энергии [211, 259]. Связь между температурой и влажностью воздуха, с одной стороны, и испарением, с другой, нарушается адвекцией относительно более сухих или влажных воздушных масс, приходящих с других территорий. В условиях неоднородной подстилающей поверхности адвекция сказывается тем сильнее, чем меньше размеры исследуемого участка (отдельного сельскохозяйственного поля).

Перечисленные недостатки корреляционных связей испарения с температурой и влажностью воздуха или с дефицитом иногда являются причиной значительных ошибок расчета величин оптимального испарения за короткие интервалы (декада, месяц). Эти методы применяются для приближенных расчетов.

М. И. Будыко [40, 42] потребность растений во влаге предлагает определять по величине испарения с предельно увлажненной поверхности или по испаряемости, вычисленной как частное от деления радиационного баланса на скрытую теплоту испарения. Это, конечно, самый обоснованный метод определения испаряемости из всех рассмотренных. Однако для коротких промежутков времени такой прием, как показано в п. 2.4.1, непригоден.

Для определения испаряемости с сельскохозяйственных полей за короткие промежутки времени следует использовать метод теплового баланса или лизиметры при оптимальном увлажнении почвы. Для достаточно больших сельскохозяйственных массивов с оптимальным увлажнением испаряемость определяется по формуле $E_0 = \frac{R_0 - P_0}{L}$.

При отсутствии наблюдений за радиационным балансом на орошаемых землях последний может быть определен по данным наблюдений на опорных агрометстанциях Гидрометслужбы, которые размещены таким образом, что оказывается возможным достаточно надежно характеризовать наблюдениями окружающую территорию. Например, для определения декадных и месячных величин радиационного баланса для любого из пунктов Ростовской области можно использовать данные наблюдений на агрометстанции «Гигант» или Цимлянской гидрометеорологической обсерватории.

К результатам наблюдений на неорошаемых землях, на которых расположено большинство опорных станций Гидрометслужбы, ведущих актинометрические наблюдения, следует вво-

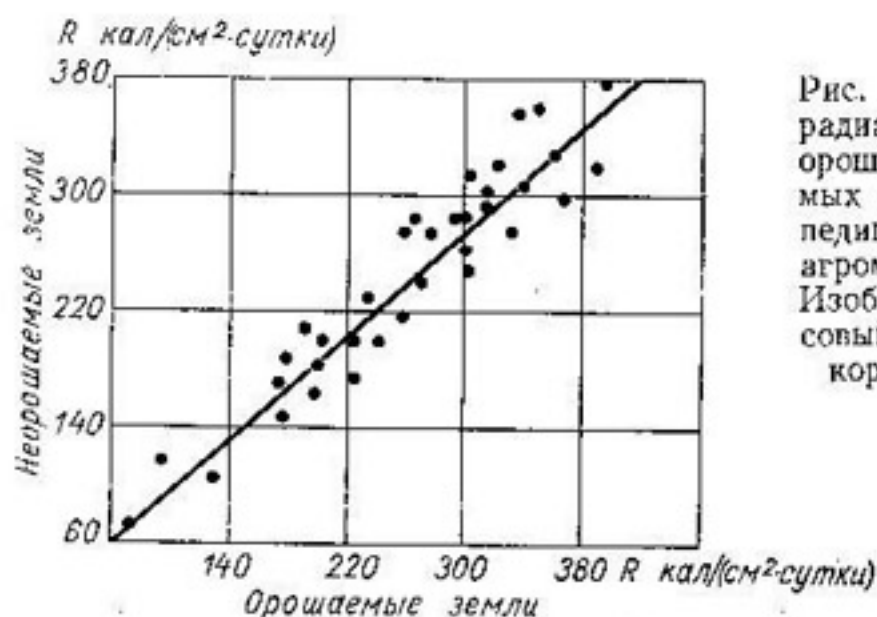


Рис. 41. Связь величин радиационного баланса на орошаемых и неорошаемых землях (данные экспедиции ГГИ и ДГМО, агрометстанций «Елкин», Изобильное, воднобалансовый пункт Семикаракоры, 1953—1966 гг.).

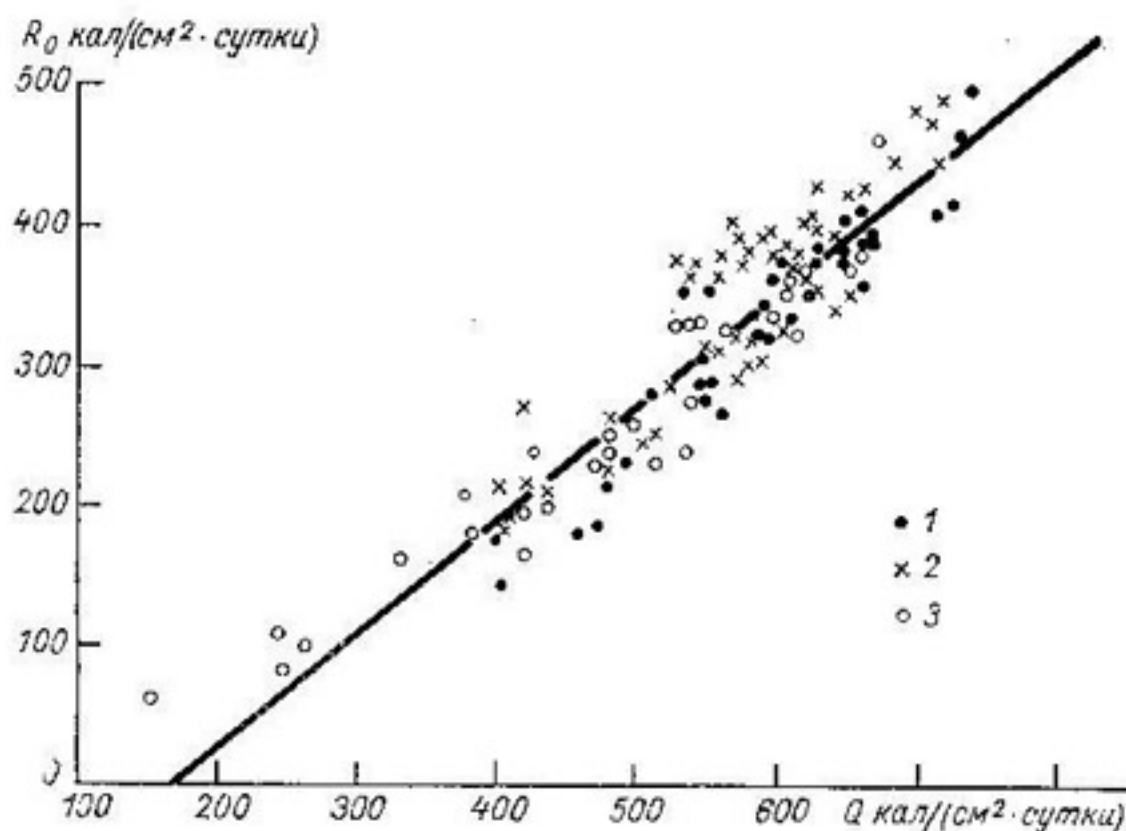


Рис. 42. Зависимость радиационного баланса увлажненной поверхности от суммарной радиации.

1 — хлопчатник (АТМ); 2 — рис (Кызылкумы и Ростовская область); 3 — сахарная свекла (Талас).

дить поправку. Эта поправка, по мнению многих ученых [109, 170, 208, 221, 259], в среднем по декадным и месячным интервалам не превышает 1,10—1,12, но в отдельных случаях может достигать 1,20. Согласно рис. 41, она в среднем равна 1,10.

При отсутствии наблюдений за теплотокотом в почву величину его для приближенных расчетов можно принимать, как установлено выше, равной 5—8% радиационного баланса.

Для приближенных расчетов радиационного баланса (кал/(см²·сутки)) оптимально увлажненной поверхности можно рекомендовать [51, 259] эмпирическую зависимость (рис. 42)

$$R_0 = aQ - b, \quad (64)$$

где Q — суммарная радиация, кал/(см²·сутки); a , b — эмпирические параметры, зависящие от вида сельскохозяйственной культуры.

Параметр a для хлопчатника равен 0,88, сахарной свеклы — 0,98, риса — 0,75 (Южный Казахстан), озимой пшеницы, кукурузы — 0,73 (Ростовская область и Северный Кавказ). Параметр b соответственно равен 186, 115, 208 и 50 кал/(см²·сутки). В среднем для этих культур $a \approx 0,82$; $b \approx 140$.

Обобщенная таблица параметров a и b , составленная автором и А. П. Вершининым по данным экспериментальных исследований ГГИ, а также с учетом сведений, полученных из литературных источников, представлена в табл. 21.

Таблица 21

Значения параметров a и b в уравнении $R_0 = aQ - b$ для различных орошаемых сельскохозяйственных полей

Культура	a	b
Рис	0,87	140
Хлопчатник	0,92	230
Сахарная свекла	0,80	160
Озимая пшеница	0,74	60
Ячмень	0,73	70
Кукуруза	0,72	50
Картофель	0,78	100
Для всех видов поверхности в период до всходов и после вегетации	0,61	20

Таким образом, величины испаряемости (мм) при $P = 0$ можно вычислять по формуле

$$E_0 = \frac{R_0}{L} = \frac{aQ - b}{L} \quad (65)$$

или

$$E_0 = \frac{aQ - nb}{L} = 16,7 (aQ - nb), \quad (66)$$

где n — число суток за расчетный период; Q — в ккал/(см²·период); b — в ккал/(см²·сутки).

При отсутствии наблюдений за радиационным балансом или суммарной солнечной радиацией приближенное значение E_0 определяется с помощью эмпирических графиков ГГО по условному дефициту влажности воздуха, который вычисляется как разность между упругостью насыщающего водяного пара e_s и средней за период расчета абсолютной влажностью воздуха e .

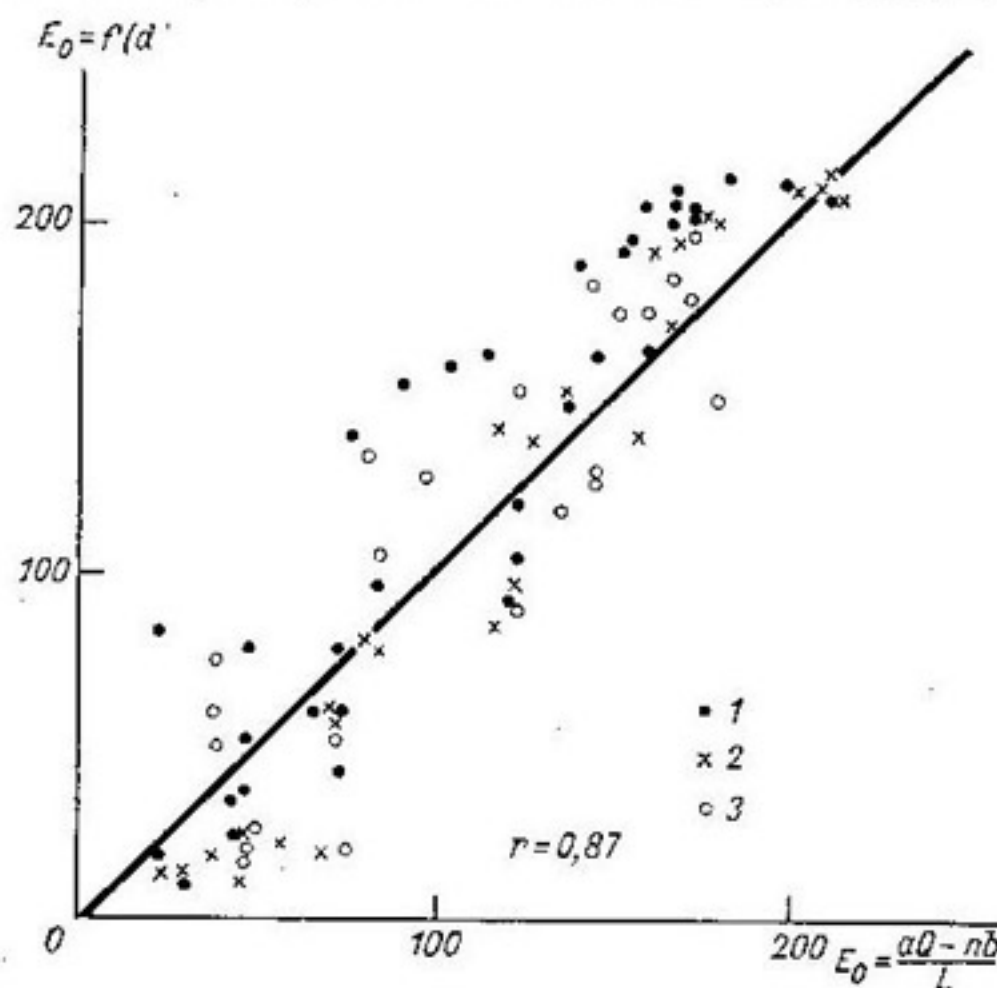


Рис. 43. График связи испаряемости, вычисленной по формуле $E_0 = f(d)$ и $E_0 = f\left(\frac{aQ - nb}{L}\right)$.

1 — Старый Исаи; 2 — Талас; 3 — Кызылкумы.

Величина e_t вычисляется по таблице в зависимости от средней за расчетный период (пентада, декада, месяц) температуры воздуха¹ [237].

Графики зависимости E_0 от дефицита влажности воздуха d построены для разных геоботанических зон. Зона, к которой принадлежит данный пункт, определяется по его координатам с помощью геоботанической карты СССР [237].

Графики для расчета E_0 по дефициту влажности воздуха составлены для среднемесячных величин; при расчетах за более короткие сроки — декады и пентады — необходимо вычислять со-

¹ Величина $d = e_s - e$ не равна истинному дефициту влажности воздуха, который, как известно, вычисляется не по осредненным, а по измеренным за каждый срок значениям температуры воздуха.

ответствующие средней значения абсолютной влажности воздуха для этих интервалов.

График связи величин испаряемости, вычисленной по методике ГГО и формуле (65), представлен на рис. 43. Коэффициент корреляции между указанными величинами равен 0,87. Довольно значительное рассеивание точек на графике можно объяснить, по-видимому, существенными ошибками расчета испаряемости по графикам $E_0 = f(d)$.

Аналогичные результаты расчета испаряемости дает методика Константинова [117] по температуре и влажности воздуха.

Представляет интерес вопрос об оценке оптимального увлажнения. Следует отметить, что условия оптимального водопотребления растений определяются многими факторами, в том числе, режимом тепла, питания, аэрации, биологическими особенностями растений и др. В данном случае рассматриваются условия увлажнения, определяющие при прочих равных условиях оптимальное водопотребление растений.

Алпатьев [14] отмечает, что все растения стремятся к «...высокой степени обводнения клеток как необходимому условию интенсивных реакций обмена живых организмов с окружающей средой». Уменьшение содержания воды в клетках всегда ослабляет обмен, но различные культуры по-разному реагируют на ухудшение условий водоснабжения.

Верхний уровень наиболее благоприятного для развития растений увлажнения почвы ограничивается требованием растений к аэрации корнеобитаемого слоя, а нижний — некоторой критической влажностью почвы, наблюдающейся обычно при разрыве капилляров (когда доступность влаги для растений резко уменьшается).

Как показали исследования А. А. Черкасова [273], А. М. Алпатьева [14] и других, при насыщении влагой почвы сверх 80% скважности ухудшаются условия ее аэрации. Это приводит к ослаблению интенсивности микробиологических процессов и, как следствие, — к снижению урожаев. Суммарное испарение при дальнейшем повышении влажности остается неизменным, по сравнению с оптимальным, или может уменьшиться. Пока еще неясно, при каком именно сочетании насыщения почвы влагой и аэрации наступает максимум суммарного испарения. Для различных культур это сочетание, по-видимому, различно. Допустимый предел увлажнения почвы в связи с неодинаковыми требованиями различных растений к условиям аэрации, как известно, может изменяться значительно, но данных по этому вопросу в литературе очень мало.

Как отмечает Алпатьев [14], оптимум аэрации минеральных почв после их осушения для подавляющего большинства культурных растений составляет около 20—25% объема почвы. Свекла требует 15—20% воздуха, а болотные травы [273] — всего 6—10% общего объема почвы. Пропашные культуры, по данным

Алпатьева, обладают более высокими требованиями к аэрации, чем зерновые.

С уменьшением влажности почвы до критической процесс разрыва капилляров происходит, по-видимому, повсеместно, вследствие чего наступает резкое уменьшение подвижности влаги, и силы, удерживающие влагу в почве, быстро возрастают. Поэтому, несмотря на рост осмотического давления клеточного сока, коэффициент использования этой влаги растениями резко снижается, что приводит к замедлению их роста и развития. В литературе имеется немало данных о нижней границе оптимальной влажности почвы; частично они приведены в работе Алпатьева [14]. Эти данные, дополненные нашими наблюдениями, в обобщенном виде представлены в табл. 22. Как видно из таблицы, в зоне степей и пустынь нижняя граница оптимальной влажности почвы для полевых культур и различных почв колеблется от 70 до 75%, а для овощных — от 70 до 85% наименьшей влагоемкости. Для каштановых суглинистых почв нижний предел оптимальной влажности почвы для зерновых культур составляет 65—75%, для суглинистых и тяжелосуглинистых черноземов — 75—80%. При неглубоком залегании грунтовых вод, когда их уровень поднимается вплотную к нижней границе корнеобитаемого слоя, за нижний предел оптимума следует принимать капиллярную влагоемкость. За верхний предел благоприятной для развития растений влажности почвы обычно принимается наименьшая влагоемкость.

Необходимо отметить, что начальные и конечные фазы развития растений, по-видимому, могут протекать нормально при влажностях, отличных от приведенных в табл. 22 (конечные фазы могут протекать при более низкой, а начальные — при более высокой влажностях). Однако этот вопрос изучен недостаточно.

В соответствии с изложенным, под оптимальным водопотреблением (суммарным испарением) в дальнейшем будем понимать испарение с сельскохозяйственного поля при увлажнении почвы, близком к наименьшей влагоемкости. В этом случае определение величины оптимального водопотребления как разности радиационного баланса и потока тепла в почву, деленной на скрытую теплоту испарения $\frac{R_0 - P_0}{L}$, приводит к существенным ошибкам:

в начальные фазы развития, когда растения еще не нуждаются в больших количествах влаги, оптимальное испарение будет завышено, а в фазы полного развития растений (например, для зерновых от кущения до молочной спелости) оно может оказаться заниженным.

Для расчета оптимального водопотребления (при отсутствии данных измерений) рекомендуется формула (60)

$$E = \beta E_0 \text{ при } \frac{W_{hн} + W_{hк}}{2} \geq \gamma, \quad (60_1)$$

Оптимальная влажность почвы для различных растений

Почва	Район	Культура	Нижние границы оптимальной влажности почвы в % от наименьшей влагоемкости	Период наблюдений
Серозем тяжелосуглинистый	Ферганская опытная станция	Хлопчатник	70	До начала созревания
Серозем суглинистый	Ак-Кавакская опытная станция	»	70	» » »
Каштановая суглинистая	Кировабад	»	70	» » »
Серозем тяжелосуглинистый	Вахская опытная станция	»	75—80	Весь период вегетации
Чернозем тяжелосуглинистый	Тамбовская область	Сахарная свекла	75	Середина вегетационного периода
Чернозем суглинистый	Ростовская область	Лук репчатый	80	Период образования ботвы
Чернозем легкосуглинистый	Безенчукская опытная станция	Яровая пшеница	70—80	Купение — молочная спелость
			70—75	Трубка — паллы
Темно-каштановая суглинистая	Ершовский участок	Люцерна	70—75	Весь период вегетации

Почва	Район	Культура	Нижние границы оптимальной влажности почвы в % от наименьшей влагоемкости	Период наблюдений
Луговая глинисто-песчаная	Приаральская опытная станция ВИР	Картофель	50	Весь период вегетации
Светло-каштановая супесчаная	То же	Просо	50	От всходов до молочной спелости
Темно-каштановая супесчаная	НовНИИ	Хлопчатник	70	До начала созревания
Темно-каштановая суглинистая	Ершовский опытный участок	Сахарная свекла	80—85	Весь период вегетации
Средзем тяжело-суглинистый	Джамбулская опытная станция	»	75	»
Каштановая суглинистая	Дубовская гидрометеобсерватория	Озимая пшеница	75	Выход в трубку — полная спелость
Светло-каштановая суглинистая	То же	»	70	То же
Предкавказский чернозем суглинистый	свх «Гигант»	»	75	»
Южный чернозем глинистый	Молдавия	»	80	»
Темно-каштановая суглинистая	пос. Восход, Ростовская область	»	75	»
Темно-каштановая луговая	То же	»	80	»

вытекающей из основного уравнения (56) при $W_{\text{ин}} = W_{\text{нк}} = W_{\text{ин. в.}}$

Все аргументы, входящие в эту формулу, рассчитываются описанными выше способами; параметр β определяется по табл. 16 и 16а. Поскольку параметр β в формулах (56), (57), (59), (60) и (60₁) зависит от биологических фаз развития растений, а также от величины турбулентного теплопотока (который для различных по величине и характеру расположения по отношению к неорошаемым территориям сельскохозяйственных полей оказывается различным), то значения его справедливы только для определенных условий, подобных тем, для которых они получены, т. е. для крупных полей (массивов) площадью порядка нескольких тысяч гектаров.

Для орошаемых массивов значительно меньших размеров (или вытянутых узкими лентами среди неорошаемых полей) вычисленные по этим формулам величины водопотребления могут оказаться заниженными. Наоборот, в тех случаях, когда орошается несколько сотен тысяч гектаров (в сплошном массиве), величиной оазисного эффекта, по всей вероятности, можно пренебречь. Методика учета оазисного эффекта приводится ниже.

2.4.3. Горизонтальная изменчивость метеорологических элементов на орошаемых сельскохозяйственных полях и учет краевого эффекта при измерении и расчете суммарного испарения. Процессы трансформации воздушных масс над различными подстилающими поверхностями рассматривались в работах М. И. Бudyко [40], Д. Л. Лайхтмана [133], Л. С. Гандина [64] и др.

А. Р. Константинов и К. И. Харченко [118], В. В. Романов [211] рекомендовали практические способы учета краевого эффекта. Лайхтман для этой цели предлагает специальную формулу

$$\chi = \frac{10ZU}{k}, \quad (67)$$

где χ — расстояние, на котором исчезает влияние адвекции; Z — высота установки приборов; U — скорость ветра на высоте 1 м над подстилающей поверхностью; k — коэффициент турбулентного перемешивания.

Сведения о количественном влиянии на испарение краевого эффекта оказались весьма разноречивыми. Поэтому в 1965 г. на орошаемых землях Ростовской области (свх Цимлянский — пос. Новосадковка и Ростовская опытно-мелиоративная станция) под руководством автора были поставлены специальные исследования горизонтальной изменчивости метеорологических элементов на границе орошаемых и неорошаемых сельскохозяйственных полей [270]. В дальнейшем эти исследования были продолжены на полях Ставропольской опытно-мелиоративной станции и свх Изобильненский, а также на орошаемых землях Южного Казахстана [52].

В табл. 23 приведены данные наблюдений за метеорологическими элементами на рисовом поле Цимлянского рисосовхоза (Новосадковка) в засушливом 1965 г. Их анализ показывает, что ветер над рисовым полем существенно (на 10—30%) ослаблен по сравнению со степью; температура воздуха (на высоте 2 м) на рисовом чеке на 1,0—1,5° ниже, а влажность воздуха на 1,0—2,0 мб выше по сравнению со степью. Температура поверхности почвы на рисовом чеке на 10—15° ниже, чем в степи.

Таблица 23

Значения метеорологических элементов на рисовом поле и в степи. Новосадковка, 1965 г.

Дата	Вре- мя, ч. мин	На- прав- ление ветра	t_c °C	t_p °C	e_c	e_p	$t_{п.с}$ °C	$t_{п.р}$ °C	U_c	U_p
23/VI	8 25	СВ	22,9	21,5	15,3	15,4	26,5	21,7	4,6	4,1
	8 35		24,1	23,9	15,2	14,7	30,6	23,4	4,1	3,7
	10 25		26,0	24,9	11,6	13,3	34,0	27,5	4,6	4,2
	10 55		26,3	25,0	12,0	13,0	35,8	27,5	4,8	4,0
	11 25		26,5	25,5	11,6	13,8	37,7	28,9	4,3	3,2
24/VI	10 55	СВ	27,0	25,5	10,0	11,0	43,7		4,3	4,6
	11 25		27,0	26,1	9,8	12,2	45,2	29,3	4,6	3,2
	11 55		27,6	26,3	10,4	13,0	41,2	30,7	3,6	3,4
	13 25		28,0	26,9	8,4	11,1	46,6	31,7	2,9	2,6
	13 45		29,1	27,3	8,6	10,2	46,4	32,8	3,4	2,6
25/VI	7 50	З	21,7	21,2	16,3	17,7				
	8 10		22,9	23,3	15,9	18,9				
	10 50		27,5	26,2	9,2	11,7				
	11 10		28,1	26,7	9,0	13,8				
26/VI	7 50	СЗ	22,0	21,1	17,0	18,4	29,2	23,1	1,8	1,6
	8 10		22,4	21,7	17,4	19,8	31,3	24,3	2,2	1,8
	10 50		22,5	24,6	16,4	18,6	42,2	28,1	3,4	1,6
	11 10		26,7	24,9	16,1	16,6	44,0	30,7	2,2	1,0
28/VI	7 45		21,1	20,7	18,8	19,3	28,6		1,9	1,2
	8 15		21,8	21,6	18,7	19,7	30,2		1,8	1,4
	10 45		26,1	25,3	19,2	21,0	38,5		3,7	2,6
	11 15		27,1	26,2	19,3	19,6	40,9		2,8	2,6
29/VI	7 45		24,5	23,5	19,4	20,6			2,1	0,9
	8 15		24,5	24,5	19,6	21,0			2,3	1,4
	10 30		28,4	27,9	16,7	19,6				
	11,15		28,3	27,3	18,4	18,7				
30/VI	7 45		25,2	24,6	23,2	24,4			3,2	2,8
	8 15		26,5	25,5	22,2	22,7			3,2	2,4
	10 45		30,9	29,0	16,3	17,8			5,2	4,8
	11 15		31,2	29,1	17,2	19,4			5,7	4,5

Примечание. t_c °C — температура воздуха на $H = 2,0$ м в степи; t_p °C — температура воздуха на рисовом поле; e_c — влажность воздуха на $H = 2,0$ м в степи; e_p — влажность воздуха на рисовом поле; $t_{п.с}$ °C — температура поверхности почвы в степи; $t_{п.р}$ °C — температура поверхности почвы на рисовом поле.

На рис. 44 приведен график изменения метеорологических элементов на орошаемом кукурузном поле площадью 40 га (в фазе цветения растений) и на стерне неполивной озимой пшеницы (РООМС). В центре поля располагалась теплобалансовая площадка.

Приведенные на графике данные показывают, что на границе стерни с кукурузным полем происходит резкое изменение метеорологических элементов: скорость ветра повышается на 2 м, относительная влажность увеличивается на 2—5%, температура воздуха снижается на 1°. К середине кукурузного поля скорость ветра и температура воздуха снижаются соответственно на 2—3 м/с и 2—2,5°.

Все это подтверждает, что степень трансформации метеорологических элементов над орошаемыми полями, занятыми рисом и кукурузой, при их оптимальном увлажнении оказалась почти одинаковой.

Наряду с наземными метеорологическими и теплобалансовыми наблюдениями в 1965 г. выполнялись исследования основных метеорологических элементов с вертолета с высоты 10 и 20 м над поверхностью. Всего было сделано 30 подъемов.

Исследования проводились на рисовом массиве и на кукурузных (орошаемых и неорошаемых) полях общей протяженностью 7—8 км, принадлежащих Цимлянскому рисосеющему совхозу. Измерялась температура и влажность воздуха на высоте полета (с помощью электрометеорографа), температура поверхности (с помощью радиометра) и отраженная радиация (с помощью альбедометра). Вертолетные маршруты пролегли через теплобалансовую площадку.¹ Измеряемые метеорологические элементы записывались с помощью осциллографа К-12-21 на фотобумагу.

Анализ полученных результатов позволил сделать следующие выводы:

1. На рисовых полях радиационные и температурные характеристики поверхности обладают сравнительно малой пространственной изменчивостью: изменение альбедо по территории не превышает 1—2%, а температуры поверхности 1—2°.

За период наблюдений с 25/VI по 3/VII 1965 г. альбедо рисовых полей изменялось во времени от 6,8 до 20,6% и в среднем составляло 10,5%. Однако на теплобалансовой площадке среднее альбедо оказалось равным 14,6%. Причиной этого могла явиться неоднородность поливных режимов и проточности чеков и карт, а также смена фаз развития растений и связанная с ними густота растительного покрова и толщина слоя воды в чеках.

Ввиду небольшой изменчивости метеорологических элементов по территории результаты наблюдений на теплобалансовой площадке на рисе без существенных ошибок, по-видимому, вполне

¹ Вертолетные исследования проводились сотрудниками ГГО совместно с экспедицией ГГИ. Обработка и анализ материалов выполнены С. П. Малевским.

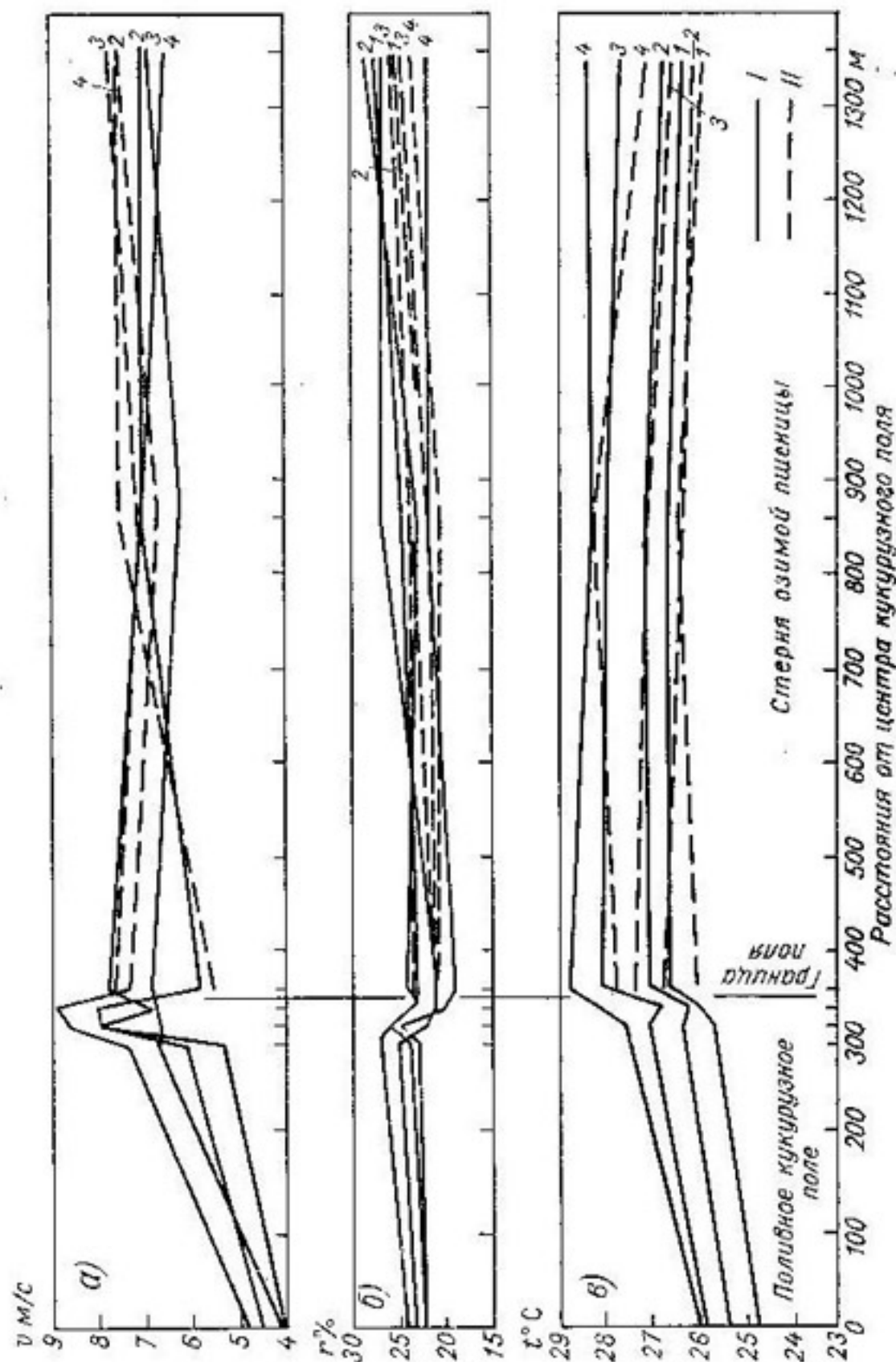


Рис. 44. График горизонтальной изменчивости метеорологических элементов (РООМС), х. Елкин, август, 1965 г.

а — скорость ветра, б — относительная влажность воздуха, в — температура воздуха над стерней (богара) и поливным кукурузным полем на высотах $h = 2,0$ м над подстилающей поверхностью (I) и $h = 5$ м (II); 1 — 12 ч, 2 — 12 ч 30 мин, 3 — 13 ч, 4 — 13 ч 30 мин.

можно распространять на достаточно большие массивы. Экстраполяцию или осреднение альбеда во времени можно делать, но с весьма большой осторожностью.

2. В сравнении с рисовыми полями метеорологические и теплобалансовые характеристики (особенно температура поверхности) кукурузных полей отличаются значительной пестротой. В зависимости от состояния увлажнения почвы, наличия поливов и густоты посевов изменчивость температуры поверхности составляет $5-6^{\circ}$ и достигает иногда $15-17^{\circ}$. Альбеда кукурузных полей, в том числе политых и неполитых участков, колеблется соответственно в пределах $4-6\%$. Это указывает на то, что при расчете суммарного испарения с кукурузных полей необходимо учитывать горизонтальную изменчивость по территории метеорологических характеристик, особенно когда поливы производятся неравномерно.

Измерения метеорологических элементов в свх Изобильненском производились на высотах 0,5 и 2,0 м над поверхностью растений. На опорных площадках, расположенных в центре полей, измерялся радиационный баланс и поток тепла в почву.

Градиентные стойки № 1—4 устанавливались на поле с озимой пшеницей соответственно в 100, 200, 350 и 500 м от наветренной его границы. С наветренной стороны поле граничило со степью, покрытой редкой растительностью, и узкой лесополосой между ними.

На кукурузном поле приборы располагались следующим образом: точка № 1 находилась в 50 м от наветренной границы поля, подстилающая поверхность — свежая стерня; точки № 2, 3 и 4 — соответственно в 25, 150 и 400 м от наветренного края поля. На обоих полях точка № 4 являлась опорной.

Градиентные наблюдения проводились сериями через 30 мин. Каждая серия включала две десятиминутки, в течение которых производилось три отсчета по психрометрам. Во вторую десятиминутку включались анемометры для определения скорости ветра.

Результаты наблюдений, осредненные за интервал времени, приведены в табл. 24.

На территории Южного Казахстана в 1967 г. наблюдения проводились на рисовых полях (Кзылкумская оросительная система) и на орошаемых свекловичных (Джамбульская область).

На рисовых полях наблюдательные точки располагались с севера на юг вдоль второй надпойменной террасы р. Сырдарьи. С северной стороны крайней наблюдательной точкой была метеоплощадка в 700 м от края поля. Подстилающая поверхность — сухая песчано-пылеватая почва, покрытая редкими кустами верблюжьей колючки. Точка № 1 находилась на 700 м южнее метеоплощадки в 50 м от края рисового поля на такой же, что и метеоплощадка, подстилающей поверхности. Точки № 2, 3 и 4 располагались соответственно в 100, 200 и 450 м от северного

Горизонтальная изменчивость метеорологических элементов

Номер точки	$t_{0,3}$	$t_{2,0}$	Δt	$e_{0,5}$	$e_{2,0}$	Δe	$\frac{1}{e} = \frac{1}{1+0,64 \frac{\Delta t}{\Delta e}}$	$U_{0,5}$	$U_{2,0}$	$R-B$
-------------	-----------	-----------	------------	-----------	-----------	------------	--	-----------	-----------	-------

Поле с озимой пшеницей

4/VI с 10 до 13 ч

1	28,5	29,8	-1,3	25,1	22,4	2,7	1,45	2,9	4,2	1,007
2	29,2	29,4	-0,2	24,1	23,2	0,9	1,16	2,6	3,8	1,007
3	29,2	29,4	-0,2	25,0	24,0	1,0	1,15	2,6	3,6	1,007
4	29,0	29,2	-0,2	25,1	23,6	1,5	1,10	2,9	3,8	1,007

8/VI с 13 до 16 ч

1	29,0	30,0	-1,0	23,6	21,2	1,4	1,85	1,4	2,0	0,606
2	29,9	29,8	0,1	23,1	21,4	1,7	0,96	1,5	1,8	0,606
3	29,4	29,6	-0,2	24,2	22,4	1,8	1,08	1,2	2,0	0,606
4	29,4	29,5	-0,1	24,4	22,8	1,6	1,04	1,4	1,9	0,606

Кукурузное поле

8/VII с 15 до 16 ч

1	32,4	31,7	0,7	13,8	13,2	0,6	0,57	1,2	1,7	
2	31,3	31,2	0,1	15,1	14,1	1,0	0,94	1,2	1,7	0,484
3	30,0	30,7	-0,7	15,8	13,7	2,2	1,47	1,1	1,7	0,484
4	31,1	31,1	0,0	14,4	14,3	0,1	1,00	1,2	1,8	0,484

9/III с 9 ч до 11 ч 30 мин

1	32,6	31,2	1,4	14,9	14,5	0,4	0,31	1,4	2,0	
2	31,1	30,7	0,4	16,8	15,7	1,1	0,81	0,9	1,4	0,582
3	29,6	30,2	-0,6	17,6	15,7	2,1	1,22	1,1	1,5	0,582
4	30,8	30,3	0,5	16,4	16,1	0,3	0,94	1,2	1,6	0,582

края поля. Опорная теплобалансовая станция находилась примерно в 5 км к югу от метеоплощадки на том же рисовом массиве. Между точкой № 4 и теплобалансовой станцией, примерно в 1,5 км от последней, находился довольно обширный участок, покрытый слабохолмистыми песками, а несколько западнее от него — сухой песчано-пылеватой почвой с редкими кустами колючек.

Наблюдения проводились 15/VII, 15/VIII и 15/IX в течение суток в сроки 0 ч 30 мин, 6 ч 30 мин, 9 ч 30 мин, 12 ч 30 мин, 15 ч 30 мин и 18 ч 30 мин.

В дни наблюдений погода была ясная со слабыми ветрами.

На свекловичном поле наблюдательные точки располагались с севера на юг следующим образом: № 1—3 — с северной стороны

поля соответственно в 15, 70 и 250 м от его края; точка № 4 являлась основной теплобалансовой площадкой и находилась в 650 м от северного края и в 350 м от южного; точка № 5 — в 880 м от северного и в 120 м от южного края.

Наблюдения проводились 29/IX в пасмурный день со слабым переменным ветром в сроки 9 ч 30 мин, 12 ч 30 мин, 15 ч 30 мин и 18 ч 30 мин. Исследуемое поле с обоих концов профиля было ограничено полями, засеянными люцерной. Результаты наблюдений, осредненные за весь период, приведены в табл. 25. По этим данным М. С. Азарий и А. П. Вершинин [52] рассчитали элементы теплового баланса.

Т а б л и ц а 25

Горизонтальная изменчивость метеорологических элементов

Номер точки	$t_{0,5}$	$t_{2,0}$	Δt	$e_{0,5}$	$e_{2,0}$	Δe	$U_{0,5}$	$U_{2,0}$	$\alpha = \frac{1}{1+0,64 \frac{\Delta t}{\Delta e}}$
-------------	-----------	-----------	------------	-----------	-----------	------------	-----------	-----------	---

Кзылкумская оросительная система

Поле, занятое рисом

МП	28,6	28,4	0,2	11,9	11,0	0,9		3,1	0,88
1	25,2	25,0	0,2	11,8	12,6	-0,8	2,9	3,6	
2	24,1	24,4	-0,3	13,0	12,6	0,4	2,4	3,0	1,92
3	24,0	24,3	-0,3	14,6	13,5	1,1	1,4	2,8	1,21
4	24,6	24,6	0,0	16,1	13,8	2,3	2,2	3,1	1,00
ТБ	22,6	22,2	-0,6	17,1	15,0	2,1	1,3	1,9	1,22

Таласская оросительная система

Поле, занятое свеклой

МП	20,0	19,6	0,4	7,8	7,1	0,7	1,3	1,7	0,73
1	18,5	18,9	-0,4	9,4	8,0	1,4	1,0	1,4	1,22
2	18,2	18,7	-0,5	9,0	8,4	0,6	0,9	1,5	1,92
3	18,7	18,7	0,0	10,0	8,7	1,3	0,9	1,3	1,00
4 (ТБ)	18,6	18,8	-0,2	11,6	10,8	0,8	1,3	1,7	1,19
5	18,5	18,8	-0,3	11,6	9,4	2,2	1,2	1,8	1,10

Примечание. МП — метеорологическая площадка, ТБ — теплобалансовая площадка.

Кривые изменения параметра $\alpha = \frac{LE}{R-P}$ вдоль профиля ветра над орошаемыми (озимая пшеница, кукуруза, рис, сахарная свекла) и неорошаемыми сельскохозяйственными полями представлены на рис. 45. Из рисунка видно, что на границе неорошаемого и орошаемого поля параметр α резко возрастает до 2,0 (на расстоянии 100 м от края орошаемого поля), после чего постепенно падает и уже на расстоянии 300—400 м становится устойчивым и близким к единице.

Зависимость параметра α от расстояния x от края поля Вершинин выразил формулой

$$\alpha = 1,96 \left(\frac{300^2 - x^2}{300} \right)^2. \quad (68)$$

Нами предложена другая формула для учета краевого эффекта:

$$\frac{\beta_l - \beta}{\beta_0 - \beta} = e^{-nl_l} \quad (69)$$

или

$$\beta_l = \frac{E_l}{E_0} = (\beta_0 - \beta) e^{-nl_l} + \beta, \quad (69_1)$$

где $\beta_l = \frac{E_l}{E_0}$ — значение биологического параметра β на любом расстоянии от края орошаемого поля вдоль направления ветра;

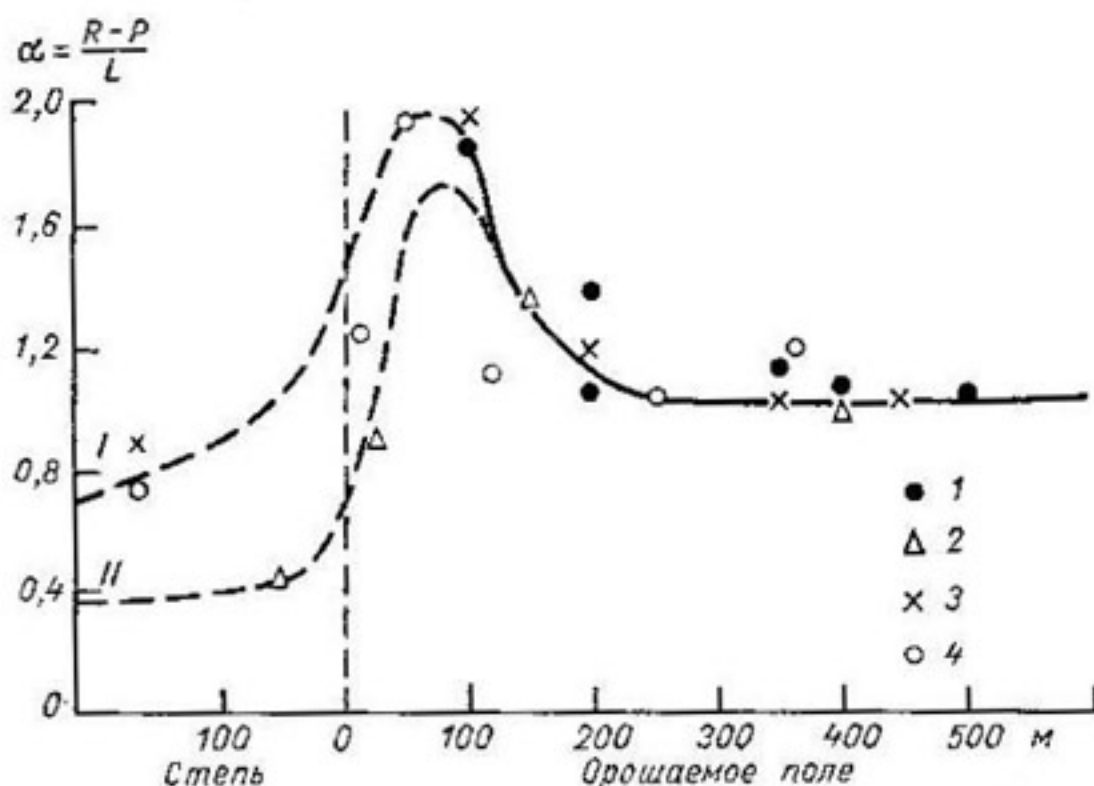


Рис. 45. Кривые изменения параметра $\alpha = \frac{R-P}{L}$ вдоль профиля ветра над орошаемыми и неорошаемыми сельскохозяйственными полями.

I — Южный Казахстан, II — Селерный Кавказ и Ростовская область;
1 — озимая пшеница, 2 — кукуруза, 3 — рис, 4 — сахарная свекла.

β_0 — максимальное его значение, зависящее от температуры воздуха; β — биологический параметр, свободный от влияния адвекции (определяется по табл. 16 и 16а); e — основание натуральных логарифмов; l_l — расстояние от края орошаемого поля до данной точки (в метрах) вдоль направления ветра i -того румба; n — параметр, зависящий от скорости ветра.

На основе этой формулы автором совместно с Вершининым разработан способ учета оазисного эффекта при расчете суммарного испарения с сельскохозяйственных полей.

При выводе формулы (69) вместо параметра α , значения которого нанесены на рис. 45, за основу сознательно принят биологический параметр β , не зависящий от влажности почвы. При этом имелось в виду, что при оптимальной влажности почвы (т. е. на орошаемых землях) значения параметров α и β совпадают.

После деления правой и левой частей уравнения (69₁) на β получим выражение для поправочного коэффициента α_i для перехода от величин испарения в пункте, не подверженном влиянию адвекции (оазисного эффекта), E_i , к величинам испарения в пункте, подверженном адвекции, E :

$$\alpha_i = \frac{\beta_i}{\beta} = \left(\frac{\beta_0}{\beta} - 1 \right) e^{-n_i l_i} + 1. \quad (70)$$

В этой формуле значение параметра n установлено опытным путем; для средней скорости ветра он принят равным 0,0008. Значение $\beta_0 = 1,8$.

Величина суммарного испарения в пункте, подверженном адвекции, вычисляется по формуле

$$E_i = \alpha_i E. \quad (71)$$

Формулы (69)—(71) справедливы для некоторого постоянного направления ветра. В случае если он попеременно дует с различных направлений необходимо определить средневзвешенную величину α_i , по формуле

$$\alpha_i = \sum \alpha_{iP} P_i = \alpha_{iю} P_{ю} + \alpha_{iв} P_{в} + \alpha_{iз} P_{з} + \alpha_{iс} P_{с}, \quad (72)$$

где $P_{с}$, $P_{в}$, $P_{ю}$, $P_{з}$ — выраженные в долях единицы величины повторяемости ветра северного, восточного, южного и западного румбов; $\alpha_{iс}$, $\alpha_{iв}$, $\alpha_{iю}$, $\alpha_{iз}$ — коэффициенты, рассчитываемые для каждого румба по формуле (70).

Возможные значения коэффициента α_i представлены в табл. 26, которая облегчает расчет этого параметра в зависимости от β_0/β и l_i .

2.4.4. Проверка тепловоднобалансового метода расчета суммарного испарения с сельскохозяйственных полей и естественных угодий и оценка надежности (точности) расчетных формул. В качестве основных расчетных формул для определения суммарного испарения с различных (богарных, орошаемых и осушаемых) полей применяются выражения (56) и (60). Для применения формулы (56) необходимо иметь данные по продуктивным влагозапасам в расчетном слое почвы h на конец рассматриваемого интервала, которые вычисляются по формуле (57). В качестве исходных принимаются данные по осадкам, пачальным влагозапасам, испаряемости, оросительным нормам (для орошаемых полей), капиллярному подпитыванию, поверхностному стоку, а также свободной порозности γ . Способы их определения рассмотрены выше. При этом во всех случаях, когда вычисленная

Значения параметра α_L в зависимости от β_0/β и l_L

β_0/β	Расстояние l_L м										
	0	20	40	60	80	100	150	200	300	400	500
1,0	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
1,1	1,1	1,08	1,07	1,06	1,05	1,04	1,03	1,02	1,01	1,00	1,00
1,2	1,2	1,17	1,15	1,12	1,11	1,09	1,06	1,04	1,01	1,01	1,00
1,3	1,3	1,26	1,22	1,19	1,16	1,14	1,09	1,06	1,02	1,01	1,01
1,4	1,4	1,34	1,29	1,25	1,21	1,18	1,12	1,08	1,03	1,02	1,01
1,5	1,5	1,43	1,37	1,31	1,26	1,22	1,15	1,10	1,04	1,02	1,01
1,6	1,6	1,51	1,44	1,37	1,32	1,27	1,18	1,12	1,04	1,02	1,01
1,7	1,7	1,59	1,50	1,43	1,37	1,31	1,21	1,14	1,05	1,03	1,01
1,8	1,8	1,68	1,58	1,49	1,42	1,36	1,24	1,16	1,06	1,03	1,02
1,9	1,9	1,77	1,66	1,56	1,48	1,40	1,27	1,18	1,06	1,04	1,02
2,0	2,0	1,85	1,73	1,62	1,53	1,45	1,30	1,20	1,07	1,04	1,02
2,2	2,2	2,02	1,87	1,74	1,64	1,54	1,36	1,24	1,08	1,05	1,02
2,4	2,4	2,19	2,02	1,87	1,74	1,63	1,42	1,28	1,10	1,06	1,03
2,6	2,6	2,36	2,17	1,99	1,85	1,72	1,48	1,32	1,11	1,06	1,03
2,8	2,8	2,53	2,32	2,12	1,95	1,81	1,54	1,36	1,13	1,07	1,04
3,0	3,0	2,70	2,46	2,24	2,06	1,90	1,60	1,40	1,14	1,08	1,04

по формуле (57) величина W_{hk} оказывается меньше γ , полученное значение W_{hk} для конца данного месяца принимается равным W_{hn} для начала следующего за ним месяца, а при $W_{hk} \geq \gamma$ величина W_{hk} принимается равной γ . В последнем случае разность между начальными влагозапасами W_{hn} и влагозапасами при наименьшей влагоемкости $W_{н.в.}$ автоматически относится за счет инфильтрации, т. е. принимается $I \approx W_{hk} - W_{н.в.}$. Такой прием позволяет исключить из рассмотрения инфильтрацию, как аргумент расчетной формулы, что и предусмотрено в формулах (57)—(59).

Пример расчета суммарного испарения по формулам (56), (57) и (60) приведен в работе [237].

Расчеты испарения, испаряемости и расхода грунтовых вод в зону аэрации по формулам выполнялись для месячных и декадных интервалов времени. В качестве основного метода, с которым сравнивались результаты расчета суммарного испарения, принят метод теплового баланса. Для проверки формулы привлечены исходные материалы 27 теплобалансовых станций, ведущих наблюдения на площадках, покрытых главным образом естественной растительностью. При этом на четырех станциях (х. Елкин, пос. Старый Икан, свх «Восход», пос. Ак-Кия) теплобалансовые наблюдения проводились экспедицией ГГИ, а на остальных — персоналом сетевых станций под руководством ГГО.

Расчеты испарения методом теплового баланса во всех случаях выполнялись согласно руководству [214].

Для сравнения использовано 651 месяц/пункт или декада/пункт.

Для оценки надежности (точности) предлагаемых формул выполнены расчеты следующих статистических параметров:

1. Среднеквадратическое отклонение месячной (декадной) величины суммарного испарения $E_{т.б}$

$$\sigma_{E_{т.б}} = \sqrt{\frac{\sum_1^n (E_{т.б} - \bar{E}_{т.б})^2}{n}}. \quad (73)$$

2. Среднеквадратическая ошибка среднего $\bar{E}_{т.б}$

$$\sigma_{\bar{E}_{т.б}} = \frac{100\sigma_{E_{т.б}}}{\bar{E}_{т.б}\sqrt{n}}. \quad (74)$$

3. Среднеквадратическое отклонение $\sigma_{откл}$, вычисленное по предлагаемым формулам E_n , от измеренных методом теплового баланса $E_{т.б}$

$$\sigma_{откл} = \sqrt{\frac{\sum_1^n (E_n - E_{т.б})^2}{n}}. \quad (75)$$

4. Относительное среднеквадратическое отклонение $\Delta\sigma_{откл}$

$$\Delta\sigma_{откл} = \frac{100\sigma_{откл}}{\bar{E}_{т.б}}. \quad (76)$$

5. Среднеквадратическая ошибка вычисленной величины суммарного испарения с учетом количества параметров расчетных формул

$$\bar{\sigma} = \sqrt{\frac{\sum_1^n (E_n - E_{т.б})^2}{n - m}}. \quad (77)$$

6. Коэффициент корреляции r графиков связи $E_n = f(E_{т.б})$ [201]

$$\begin{aligned} r_{E_n, E_{т.б}} &= \frac{\bar{E}_n \bar{E}_{т.б} - \bar{E}_n \bar{E}_{т.б}}{\sigma_{E_n} \sigma_{E_{т.б}}} = \\ &= \frac{\bar{E}_n \bar{E}_{т.б} - \bar{E}_n \bar{E}_{т.б}}{\sqrt{\frac{\sum_1^n (E_n - \bar{E}_n)^2}{n}} \sqrt{\frac{\sum_1^n (E_{т.б} - \bar{E}_{т.б})^2}{n}}}. \end{aligned} \quad (78)$$

7. Коэффициент внутрирядной корреляции R .

$$R = \frac{\Delta E_{т.б n} \Delta \bar{E}_{т.б n-1}}{n-1}. \quad (79)$$

8. Среднеквадратическая ошибка общего коэффициента корреляции

$$\sigma = \frac{1 - r^2}{\sqrt{n - m}}. \quad (80)$$

Здесь E_v — вычисленная величина суммарного испарения по рекомендуемым формулам; $E_{т.б}$ — величина суммарного испарения, вычисленная методом теплового баланса; n — число членов ряда; m — число степеней свободы, равное количеству параметров в уравнении связи; $\sigma_{откл}$ — среднеквадратическое отклонение рассчитанных величин испарения от измеренных; $\sigma_{E_{т.б}}$ — среднеквадратическое отклонение измеренных величин суммарного испарения $E_{т.б}$.

Кроме того, вычислены действительные отклонения рассчитанных по предлагаемым формулам величин суммарного испарения E_v от измеренных методом теплового баланса $E_{т.б}$ и отнесены к измеренным:

$$\Delta E = \frac{E_v - E_{т.б}}{E_{т.б}}. \quad (81)$$

Построены кривые обеспеченности отклонений и оценены проценты обеспеченности отклонений, не превышающих $\pm 30\%$ [201].

Определены отношения среднеквадратических отклонений $\sigma_{откл}$ к среднеквадратическим отклонениям ряда $\sigma_{E_{т.б}}$:

$$\eta = \frac{\sigma_{откл}}{\sigma_{E_{т.б}}}. \quad (82)$$

Результаты расчетов, выполненных по формулам (56) и (60), приведены на рис. 46.

Анализируя полученные результаты, можно отметить:

1. Коэффициенты внутрирядной корреляции R не превышают 0,5, что, как известно, указывает на независимость членов ряда. Поэтому применение стандартных приемов статистики для оценки надежности методики является вполне оправданным. Исключение составляют станции Чарджоу и Душанбе, где R достигает соответственно 0,74 и 0,78.

2. Общие коэффициенты корреляции r в подавляющем большинстве случаев (22 случая) превышают 0,6, что свидетельствует о хорошем либо удовлетворительном соответствии вычисленных величин суммарного испарения (по предлагаемым формулам) измеренным.

3. Из 27 станций для десяти коэффициент η , являющийся критерием качества предлагаемой методики, не превышает 0,5, для двенадцати станций равен 0,8 и для пяти станций больше 0,8. Следовательно, в соответствии с методикой оценки качества связей, рекомендованной Наставлением по службе прогнозов (разд. 3, ч. 2, 1962 г.), предлагаемую методику суммарного испарения для десяти станций можно считать хорошей, для двенадцати — удовлетворительной и лишь для пяти она может давать суще-

ственные ошибки. В последнем случае расчеты суммарного испарения по формулам (56) и (60) можно вести только по сезонам.

Следует, однако, заметить, что среднеквадратические ошибки общего коэффициента корреляции σ_r по всем станциям невелики и не превышают $1/3$, в том числе и для пяти станций с неудовлетворительным коэффициентом η . Это указывает на целесообразность применения расчетной методики.

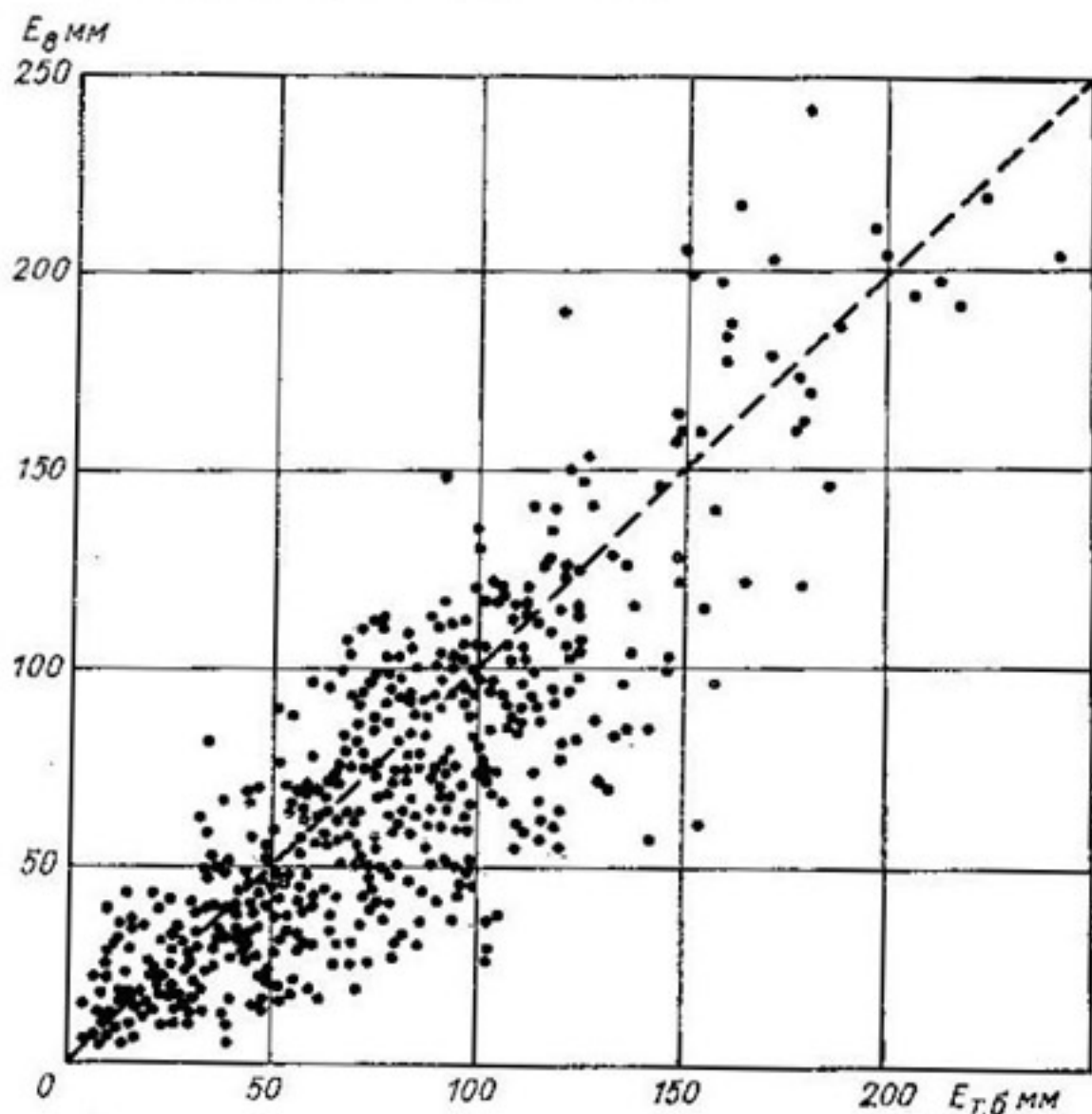


Рис. 46. Связь рассчитанных величин суммарного испарения $E_{\text{с}}$ с измеренными $E_{\text{т}}$.

4. Относительные среднеквадратические ошибки $\Delta\sigma_{\text{откл}}$ составляют 28%.

5. Отклонение $\Delta E = \pm 30\%$ по всем станциям обеспечены в среднем на 65%, что вполне приемлемо для практических расчетов.

Резюмируя результаты проверки тепловоднобалансового метода, можно отметить, что указанная методика вполне применима для вычисления месячных, декадных и межфазных величин суммарного испарения с сельскохозяйственных полей (богарных, орошаемых, осушаемых), занятых различными культурами (кроме кустарников и древесных насаждений) с достаточной для мелиоративной практики точностью.

3. ВЛАГООБМЕН В ЗОНЕ АЭРАЦИИ

Почво-грунты зоны аэрации представляют собой сложную анизотропную пористую среду, в которой происходит целый комплекс взаимосвязанных процессов, а движение влаги является одним из сложнейших в этом комплексе. Различают следующие виды движения влаги: парообразное, пленочное, капиллярное, гравитационное. Движение влаги может происходить как в ненасыщенной, так и в насыщенной почве. При этом происходят процессы впитывания влаги в почву, инфильтрация и пополнение грунтовых вод, капиллярный подъем влаги, передвижение влаги под влиянием температурного градиента.

Гидрологи выделяют восходящий (расход грунтовых вод в зону аэрации) и нисходящий (инфильтрационное питание грунтовых вод или пополнение их запасов за счет инфильтрации атмосферных осадков и оросительных вод) потоки влаги, определяющие характер и интенсивность влагообмена между зоной аэрации и водонасыщенным слоем (грунтовым потоком).

3.1 Расход грунтовых вод в зону аэрации

В насыщенной среде движение влаги описывается уравнением Дарси (за исключением некоторых структурных почв и щебеночных грунтов, где имеет место турбулентность). Применение формулы Дарси к ненасыщенному потоку затрудняется зависимостью коэффициента влагопроводности почвы от ее влажности. При этом оказалось, что влагопроводность убывает быстрее, чем уменьшается влажность почвы.

Кроме того, на характер взаимосвязи этих характеристик существенное влияние оказывают водно-физические свойства почвы. Установлено, в частности, что с увеличением объемного веса убывание влагопроводности при одной и той же влажности происходит быстрее, а при влажности завядания или даже при влажности разрыва капилляров влагопроводность почвы почти не зависит от увлажнения. Движение влаги в почве, по-видимому, можно описывать следующим уравнением Дарси в общей форме

$$\frac{\partial W}{\partial t} = V = -k_r \nabla \Phi, \quad (83)$$

где W — содержание влаги в долях объема почвы; V — объем воды, передвигающейся в единицу времени через поперечное сечение, перпендикулярное направлению потока с площадью, равной единице; k_r — коэффициент влагопроводности, зависящий от свойств почвы и воды, а при ненасыщенном потоке (как отмечалось выше) и от влажности почвы; $\nabla\Phi$ — движущая сила, под влиянием которой перемещается вода, сокращено называемая градиентом потенциала (Φ — потенциал, ∇ — символ градиента).

Знак минус (—) в этой формуле означает, что движение совершается в направлении, противоположном тому, в котором возрастает потенциал. Иными словами, движение влаги в почве всегда происходит против направления потенциала, т. е. против градиента¹.

Решая совместно уравнение Дарси (83) и выражение для частного случая закона сохранения вещества

$$\frac{\partial}{\partial X} V = - \frac{\partial W}{\partial t} \quad \text{или} \quad \frac{\partial}{\partial X} \frac{\partial W}{\partial t} = - \frac{\partial W}{\partial t}, \quad (84)$$

получаем общее уравнение для потока влаги в почве [207]

$$\frac{\partial W}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial X} k \frac{\partial \Phi}{\partial X}. \quad (85)$$

Градиент гидравлического потенциала $\nabla\Phi$ при капиллярном подъеме влаги на высоту h_t можно выразить формулой

$$\nabla\Phi = \frac{h_m - h_t}{h_t}, \quad (86)$$

где h_m — предельная возможная высота капиллярного подъема в данной почве; h_t — высота подъема в момент времени t .

Расход воды через единицу поперечного сечения ($\text{см}^3/\text{с}$) на высоте h_t равен

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{dh}{dt} = -k_r \frac{h_m - h_t}{h_t}. \quad (87)$$

Интегрирование этого выражения без учета знака [141] дает

$$t = \frac{1}{k_r} \left(h_m \ln \frac{h_m}{h_m - h_t} - h_t \right). \quad (88)$$

В начальной стадии капиллярного подъема, когда h_t мало по сравнению с h_m , уравнение (87) можно записать в таком виде:

$$\frac{dh}{dt} = -k_r \frac{h_m}{h_t}. \quad (89)$$

¹ В ряде работ содержатся сведения о движении влаги в направлении градиента [314, 315]. Однако А. А. Роде [207] показал, что на первых стадиях испарения движение влаги, им вызванное, совершается против градиента потенциала, но в направлении градиента влажности. Несовпадение направлений градиентов влажности и давления в первый период испарения может быть объяснено влиянием гистерезиса.

После интегрирования его получим

$$t = \frac{h_t^2}{2h_m} \frac{1}{k_r} \quad (90)$$

или

$$h_t = h_0 t^{1/2}, \quad (91)$$

где

$$h_0 = \sqrt{2k_r h_m}. \quad (92)$$

В более общей форме уравнение (91) можно записать так:

$$h_t = h_0 t^v. \quad (93)$$

Откуда

$$t = \left(\frac{h_t}{h_0} \right)^{\frac{1}{v}}, \quad (94)$$

где v — показатель степени, согласно приведенным А. А. Роде данным, для различных почво-грунтов изменяется в широких пределах (от 0,1 для грубозернистого песка до 0,7 для солонцовых горизонтов). Для суглинистых почво-грунтов величина v близка к 0,3 [141].

Дифференцирование уравнения (93) дает

$$V_h = \frac{dh}{dt} = v h_0 t^{v-1}. \quad (95)$$

Подставляя в это уравнение формулу (94), запишем

$$V_h = v h_0^{\frac{1}{v}} h_t^{1 - \frac{1}{v}} \quad (96)$$

или для суглинков при $v = 0,3$

$$V_h \approx \frac{0,3 h_0^{3,33}}{h_t^{2,33}} \approx \frac{A}{h_t^{2,33}}, \quad (97)$$

где $A = \text{const.}$

Следовательно, скорость подъема капиллярной влаги определяется высотой капиллярного поднятия, временем и особенностями строения порового пространства [96, 213].

Существенное влияние на капиллярные явления может оказывать слоистость почво-грунтов [251]. Роде [207], ссылаясь на работу И. Н. Фелицианта, делает вывод, что влияние смены гранулометрического состава на высоту капиллярного подъема проявляется в перепаде капиллярного давления на границах слоев. Анализируя результаты лабораторных опытов Фелицианта с насыщенными грунтами, Роде отмечает, что капиллярная влагоемкость более легких грунтов снижается при их подстилании тяжелыми примерно пропорционально высоте песчаного слоя над поверхностью свободной воды. При обратном расположении

материала, т. е. когда гранулометрический состав снизу вверх становится более тяжелым, существенного замедления или остановок в капиллярном подъеме влаги на границах слоев не наблюдается, и кривые зависимости высоты поднятия фронта смачивания от времени имеют в общем плавный ход.

Мощность капиллярной зоны при переходе уровня грунтовых вод из легких в более тяжелые грунты резко увеличивается и, наоборот, при переходе уровня грунтовых вод из тяжелых в более легкие грунты — уменьшается. При слоистом строении водоносного пласта часть капиллярной влаги не опускается вместе с понижением уровня грунтовых вод, оставаясь «подвешенной» в тяжелых грунтах при переходе уровня в более легкие. Участвуя затем в процессах испарения или инфильтрации, эта подвешенная влага нарушает естественный влагообмен в зоне аэрации.

Роде [207] приводит следующие данные о высоте капиллярного подъема: Орленок (УССР), лессовидный суглинок, высота капиллярного подъема 160 см; Петриковка (УССР), лессовидный суглинок — 163 см; Джаныбек (КазССР), лессовидный суглинок — 320 см.

По С. В. Астапову [28], высота капиллярного поднятия для восьми исследованных им почво-грунтов Туркестана изменялась от 204 до 298 см, а для одной почвы она составляла 400 см. По мнению Роде, это заниженные данные.

Неравномерное распределение влаги в капиллярной зоне, согласно Роде, объясняется следующими причинами. Благодаря наличию в грунте пор разного размера, капиллярная влага в порах поднимается на различные высоты, зависящие от поперечников пор, в которых находятся верхние мениски. У зеркала грунтовых вод заполнены все поры. По мере удаления от зеркала грунтовых вод встречается все больше пор и пустот, в которых образуются мениски, ограничивающие поверхность капиллярной зоны сверху, поскольку давление этих менисков настолько велико, что оно не позволяет воде подняться выше. Вначале такие мениски появляются только в крупных порах, а чем дальше вверх, тем во все более мелких. Крупные поры при этом остаются пустыми. Следовательно, содержание влаги по направлению вверх во всех случаях уменьшается.

На рис. 47 представлены обобщенные кривые вертикального распределения влажности грунтов в зоне аэрации в естественных условиях для тяжелых суглинков, супесей и песчаных грунтов. Эти кривые построены по данным измерений влажности почвогрунтов в зоне аэрации, выполненных в полевых и лабораторных (на монолитах) условиях в 1954—1968 гг. в районе Нижнедонской оросительной системы.

При глубоком залегании уровня грунтовых вод (УГВ) уровень капиллярной зоны (УКЗ) не доходит до нижней границы зоны переменной влажности или деятельного (корнеобитаемого) слоя почвы (ГДС) (рис. 47 а). Между зонами переменной влажности

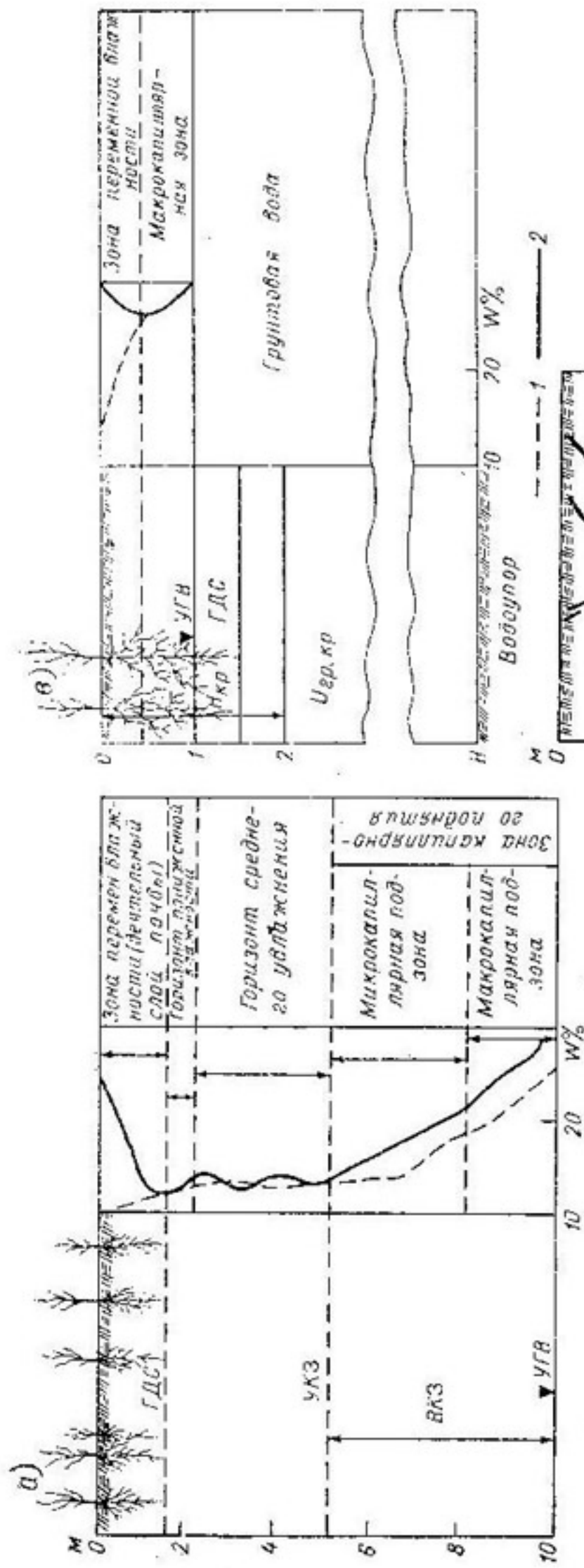


Рис. 47. Осредненные эпюры распределения влажности почво-грунтов в зоне аэрации.

а — при глубоком залегании грунтовых вод в суглинках, б — при неглубоком залегании грунтовых вод в суглинках, в — при мелиорации уровня грунтовых вод и корнесобираемую зону в суглинках, г — в песчаных грунтах (1), и сугликах (2); 1 — до начала снеготаяния, 2 — после снеготаяния, дождя или полива.

и капиллярного поднятия расположены зоны пониженного увлажнения почвы с влажностью грунта около 11—16% сухой навески. Внутри капиллярной зоны влажность для суглинков изменяется от 26—30% в нижней части (макрокапиллярная подзона или максимальная капиллярная влагоемкость) до 16—18% в верхней (микрокапиллярная подзона). Высота капиллярной зоны (ВКЗ) изменяется от 3 до 6,5 м и в среднем для суглинков составляет около 5 м. Глубина промачивания деятельного слоя почвы от дождя колеблется от 20—50 до 80—100 см и достигает в многоводные годы (от снеготаяния) 150—300 см.

Глубина слоя переменной влажности по величине в общем совпадает с глубиной деятельного слоя почвы и для зерновых культур в среднем равна 1,5 м. Мощность зоны средней и пониженной влажности зависит от глубины залегания грунтовых вод. На приведенной схеме она составляет 3,5 м; в других случаях, например, при залегании грунтовых вод на глубине 30 м от поверхности эта зона составляет 24 м.

Влагообмен между деятельным слоем почвы и капиллярной зоной при глубоком залегании грунтовых вод, как показали исследования [250, 255], происходит как парообразным, так и пленочным или комбинированным путем. Этот влагообмен в общем не велик и не превышает 0,1—0,2 мм/сутки; градиент перемещения влаги в летний жаркий период направлен вниз. Расход грунтовых вод на испарение при их глубоком залегании практически отсутствует.

При неглубоком залегании грунтовых вод (рис. 47 б) микрокапиллярная подзона выклинивается в деятельный слой почвы, при этом влажность в нем устанавливается равной 15—22%. Капиллярная зона не только выклинивается в деятельный слой почвы, но при более высоком стоянии грунтовых вод может подняться до поверхности почвы. Чем выше уровень грунтовых вод, тем более обильно подпитывается капиллярной влагой деятельный слой почвы и тем больше расход грунтовых вод на испарение. Однако при высокой интенсивности притока солнечной энергии к поверхности почвы, повышенном значении температуры и влажности воздуха и при отсутствии осадков (например, на Северном Кавказе, в Ростовской области, в Поволжье, на Украине) микрокапиллярной влаги оказывается все же недостаточно для полного обеспечения влагой культурных растений. В подобных случаях потребность растений во влаге удовлетворяется чаще всего менее чем наполовину, что не обеспечивает получения даже средних урожаев.

При выклинивании макрокапиллярной зоны в деятельный слой устойчивая влажность почвы в нем в среднем более 25% веса. В случаях естественной засоленности почво-грунтов начинается перемещение солей в корнеобитаемую зону и развиваются процессы вторичного засоления.

При выклинивании в деятельный слой макрокапиллярной влаги (рис. 47 б) влагообмен происходит очень интенсивно.

При критической глубине залегания грунтовых вод (1—2 м от поверхности) зона аэрации по высоте оказывается равной или меньше деятельного слоя почвы (рис. 47 в). При этом происходит подтопление нижней части корневой системы растений, вследствие чего нарушается аэрация корнеобитаемого слоя почвы. Ухудшение аэрации приводит к замедленному развитию и росту растений. Появляется вторичное засоление почвы в корнеобитаемом слое, снижается транспирация, но непродуктивное испарение возрастает.

Таким образом, данные полевых наблюдений за распределением влаги в зоне аэрации в общем подтверждают теоретические выводы о зависимости скорости передвижения и расхода влаги в зону аэрации, а также влажности почво-грунтов от высоты капиллярного поднятия.

С другой стороны, величина расхода грунтовых вод зависит от характеристик водного и теплового баланса, что видно из выражения

$$K = \frac{R - P - B}{L} - X - M + Y_{\text{п}} - \Delta W + I,$$

вытекающего из уравнений водного баланса зоны аэрации и теплового баланса. Все обозначения прежние.

Из сказанного выше можно сделать вывод, что процесс влагообмена в зоне аэрации весьма сложен и зависит от сочетания многих явлений: инфильтрации, испарения с почвы, транспирации, передвижения парообразной, пленочной и капиллярной влаги под воздействием термического градиента и капиллярных сил. Интенсивность этих процессов в свою очередь определяется тепловым балансом поверхности и ее термическим режимом, а также водно-физическими свойствами почво-грунтов в зоне аэрации, биологическими особенностями растений и др.

Величину вертикального влагообмена корнеобитаемого слоя почвы с нижележащими слоями D , т. е. разность между нисходящими и восходящим потоками влаги $D = I - K$, можно определить по уравнению водного баланса

$$D = X + M + Y_{\text{н.п}} - Y_{\text{п}} - E + \Delta W + \Delta U_{\text{поч.}} \quad (98)$$

Кроме того, влагообмен D можно рассчитать по следующему уравнению (при отсутствии водообмена водоносного слоя с нижележащими слоями (т. е. $\Delta q = 0$)):

$$D = \Delta U_{\text{г.р.}} + Y_{\text{п.г.}} - Y_{\text{г.}} + \Delta W_{\text{н-н.}} \quad (99)$$

где $\Delta W_{\text{н-н.}} = W_{(\text{н-н.})_{\text{н}}} - W_{(\text{н-н.})_{\text{к}}}$ — изменение влагозапасов в зоне аэрации ниже корнеобитаемого слоя почвы за расчетный интервал; остальные обозначения прежние.

Величины влагообмена D , определяемые по уравнениям (98) и (99), для отдельного сельскохозяйственного поля с достаточной точностью вычисляются лишь за длительные промежутки времени

Рассчитанные по уравнению водного баланса сельскохозяйственного поля $K_{в.б}$ и измеренные лизиметрами $K_{лиз}$ величины подпитывания зоны аэрации за период вегетации, мм.
Нижнедонская оросительная система

Номер поля и глубине залегания грунтовых вод	1962 г.		1963 г.		1964 г.	
	$K_{в.б}$	$K_{лиз}$	$K_{в.б}$	$K_{лиз}$	$K_{в.б}$	$K_{лиз}$
Поле 1 $H = 2,5 \div 3,0$ м	50	60	40	30	(60)	(38)
Поле 2 $H = 1,5$ м	230	250	210	195	200	220

Примечание. В скобках приведены приближенные величины.

(табл. 27). Однако для практических целей, особенно при определении влагообеспеченности корнеобитаемого слоя и поливного режима, а также при оценке интенсивности передвижения солей в зоне аэрации, требуются данные о режиме влагообмена за короткие промежутки времени. Для получения указанных данных можно использовать лизиметрический метод, который при однородных почво-грунтах в зоне аэрации и отсутствии водоупорных прослоек в монолитах дает вполне надежные результаты.

Согласно уравнению водного баланса лизиметра

$$E = X + M + \Delta W_H + K - I, \quad (100)$$

интенсивность расхода грунтовых вод, или восходящий поток влаги в зону аэрации монолита K , можно определить по формуле

$$K = E - X - M - \Delta W_H + I. \quad (101)$$

Кроме того, данные лизиметрических наблюдений позволяют вычислить величину влагообмена между водоносным и корнеобитаемым слоями.

Запишем уравнение водного баланса корнеобитаемого слоя почвы в лизиметре в следующем виде:

$$E = X + M + \Delta W_h + K_h - I_h. \quad (102)$$

Подставляя уравнение (100) в уравнение (102), получаем

$$K_h = K - I + \Delta W_{H-h} + I_h, \quad (103)$$

где ΔW_h — изменение влагозапасов в верхнем корнеобитаемом слое почвы h монолита, равное $W_{hн} - W_{hk}$; ΔW_{H-h} — изменение влагозапасов в нижнем слое $(H - h)$ зоны аэрации монолита, равное $W_{(H-h)н} - W_{(H-h)к}$, где индекс H обозначает глубину залегания грунтовых вод, или мощность всей зоны аэрации, а индекс h — толщину корнеобитаемого слоя почвы; остальные обозначения прежние.

Многочисленные исследования влажности почво-грунтов в нижней части зоны аэрации показывают, что при отсутствии значительных осадков, поливов и вызываемой ими инфильтрации, а также при сравнительном постоянстве уровня грунтовых вод изменения влагозапасов ΔW_{H-h} практически не происходит. В этом случае величина подпитывания корнеобитаемого слоя почвы K_h , согласно уравнению (103), приблизительно равна расходу грунтовых вод в зону аэрации K .

Подобные условия довольно часто наблюдаются в природе. В данном случае имеет место установившийся режим транзитного движения влаги от уровня грунтовых вод до корнеобитаемого слоя и неограниченный приток грунтовых вод, обеспечивающий стабилизацию уровня.

Исследования влагообмена в зоне аэрации лизиметрами производились ГГИ под руководством автора с 1957 г. Первые лизиметры были установлены на Нижнедонской (пос. Восход) и Багаевско-Садковской оросительных системах Ростовской области. В 1966 г. исследования проведены на Право-Егорлыкской оросительной системе Ставропольского края (свх «Изобильненский» и Ставропольская опытно-мелиоративная станция). В 1967 г. лизиметрические исследования начаты на Арысь-Туркестанской (Чимкентская область) и Таласской (Джамбулская область) оросительных системах. Исследования на этих системах завершены в 1970 г. Лизиметрический метод позволяет смоделировать зону аэрации требуемой мощности вместе с водоносным слоем и отдельно измерить составляющие вертикального влагообмена: расход грунтовых вод в зону аэрации и интенсивность пополнения грунтовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков и оросительных вод. Следует заметить, что лизиметры учитывают суммарные потоки влаги, формирующиеся под воздействием капиллярных сил, градиентов температуры и влажности почвы и пр.

Ниже приводятся наиболее типичные из всех полученных материалов сведения о влагообмене в зоне аэрации.

В приложении II помещены декадные и месячные значения элементов водного баланса (влагообмена) зоны аэрации на поле, занятом хлопчатником в пос. Старый Икан (Арысь-Туркестанская оросительная система) за 1969 г., и на свекловичном поле в пос. Новоивановка (Таласская оросительная система).

На рис. 48 и 49 приведены полусуточные и суточные величины элементов влагообмена в зоне аэрации на хлопковом поле (ГПИЛ $H = 1,3$ м) и свекловичном поле (ГПИЛ $H = 1,4$ м).

Из анализа графиков и данных, представленных в приложении II, видно, что большую часть ночи приращение влагозапасов ΔW положительно, а днем, как правило, отрицательно. Суммарное испарение велико днем и близко к нулю ночью. Изменение знака ΔW в течение суток указывает на несовпадение интенсивности отвода влаги в атмосферу в процессе испарения и по-

полнения ее запасов в зоне аэрации за счет подпитывания грунтовыми водами. В периоды, когда расход грунтовых вод и испарение велики, влагозапасы зоны аэрации не успевают пополняться

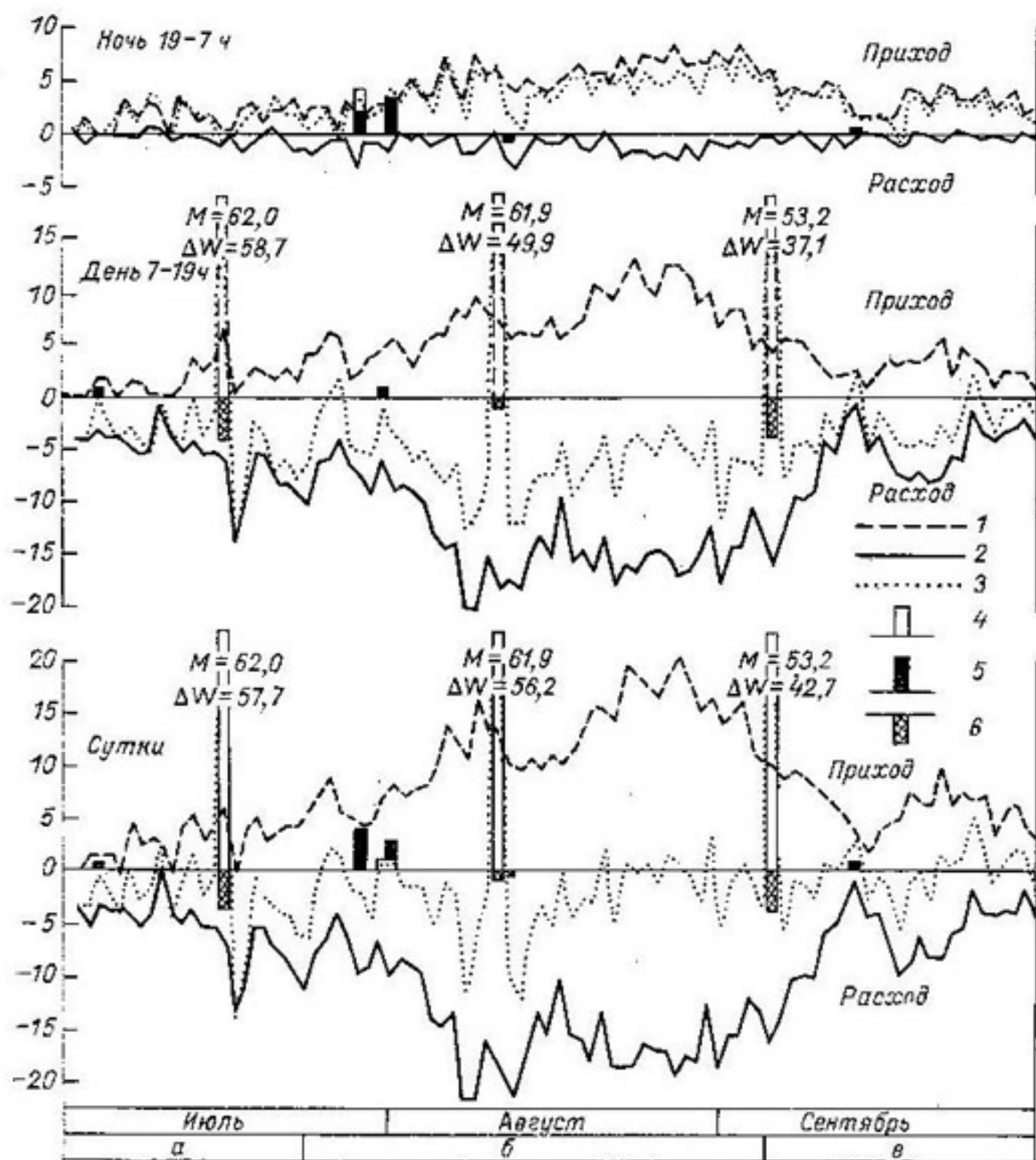


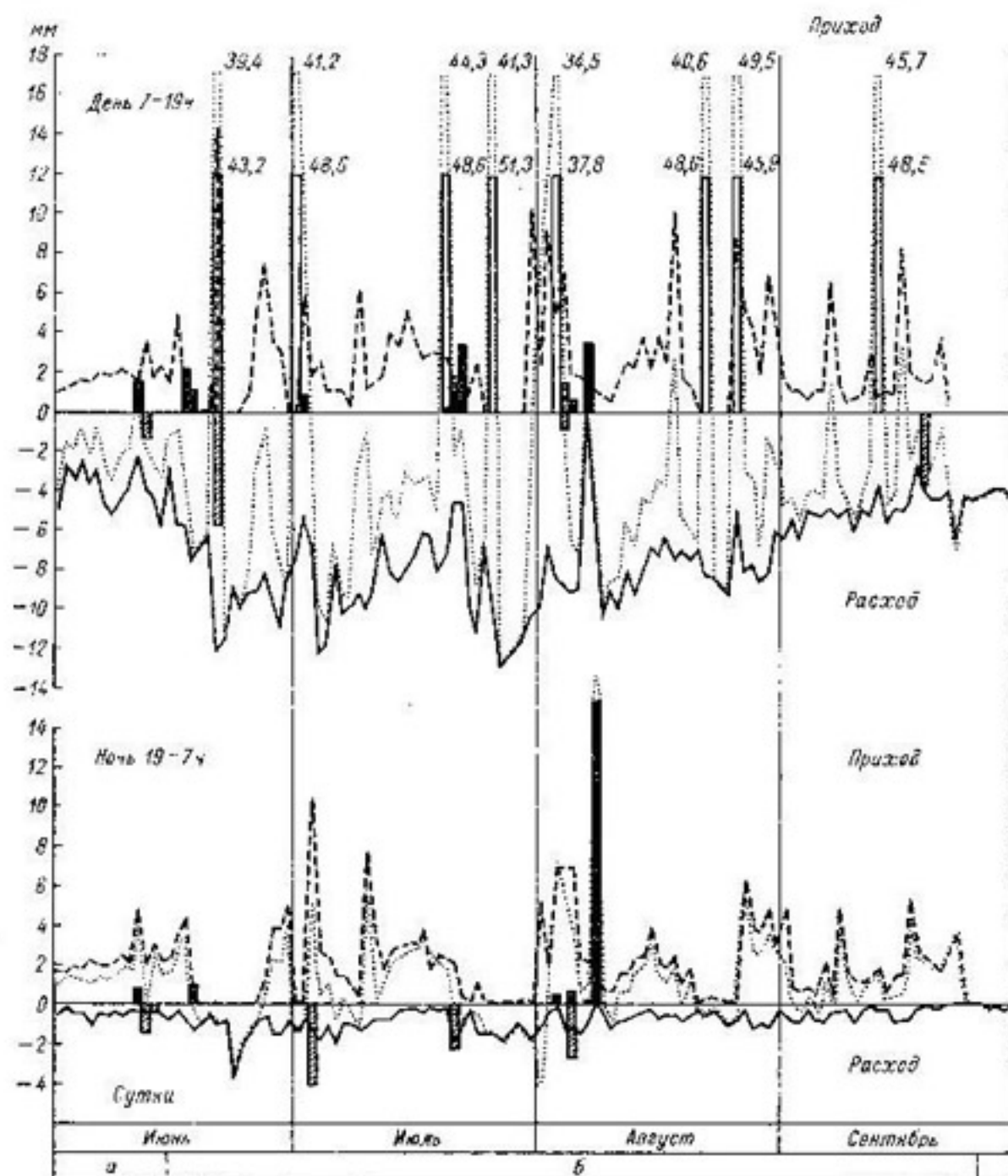
Рис. 48. Полусуточные и суточные величины элементов влагообмена в зоне аэрации в ГПИЛ с уровнем грунтовых вод 1,3 м АТМ, пос. Старый Икан (хлопчатник), 1969 г.

Фазы развития: а — бутонизация, б — цветение и раскрытие коробочек, в — вегетация после плодоношения; 1 — расход грунтовых вод в зону аэрации K , 2 — суммарное испарение E , 3 — изменение влагозапасов в зоне аэрации ΔW , 4 — полив M , 5 — осадки X , 6 — инфильтрация I .

и уменьшаются. Ночью, очевидно, происходит пополнение влагозапасов, так как интенсивность подпитывания превышает интенсивность суммарного испарения. Суточные суммы ΔW несколько

сглаживаются и колеблются около нуля, изменяясь в пределах ± 5 мм (исключая периоды поливов).

Наибольшие значения испарения, расхода грунтовых вод в зону аэрации и изменения влагозапасов наблюдаются в фазы



наиболее активного развития растений (цветение—образование коробочек на хлопчатнике, наполнение корневой массы у свеклы). По мере созревания растений колебания этих элементов затухают, хотя напряженность солнечной радиации начинает заметно снижаться лишь во второй декаде сентября. Это указывает на значительную роль биологического фактора в формировании интенсивности водопотребления и расхода грунтовых вод в зону аэрации.

На рис. 50 представлен ход декадных сумм полусуточных и суточных величин элементов влагообмена. В результате осред-

нения величин элементов влагообмена сгладилась пульсация, вследствие чего выявилась сезонность их хода и зависимость от фоновой гидрометеорологической обстановки, в частности, радиационного баланса и фазы развития растений.

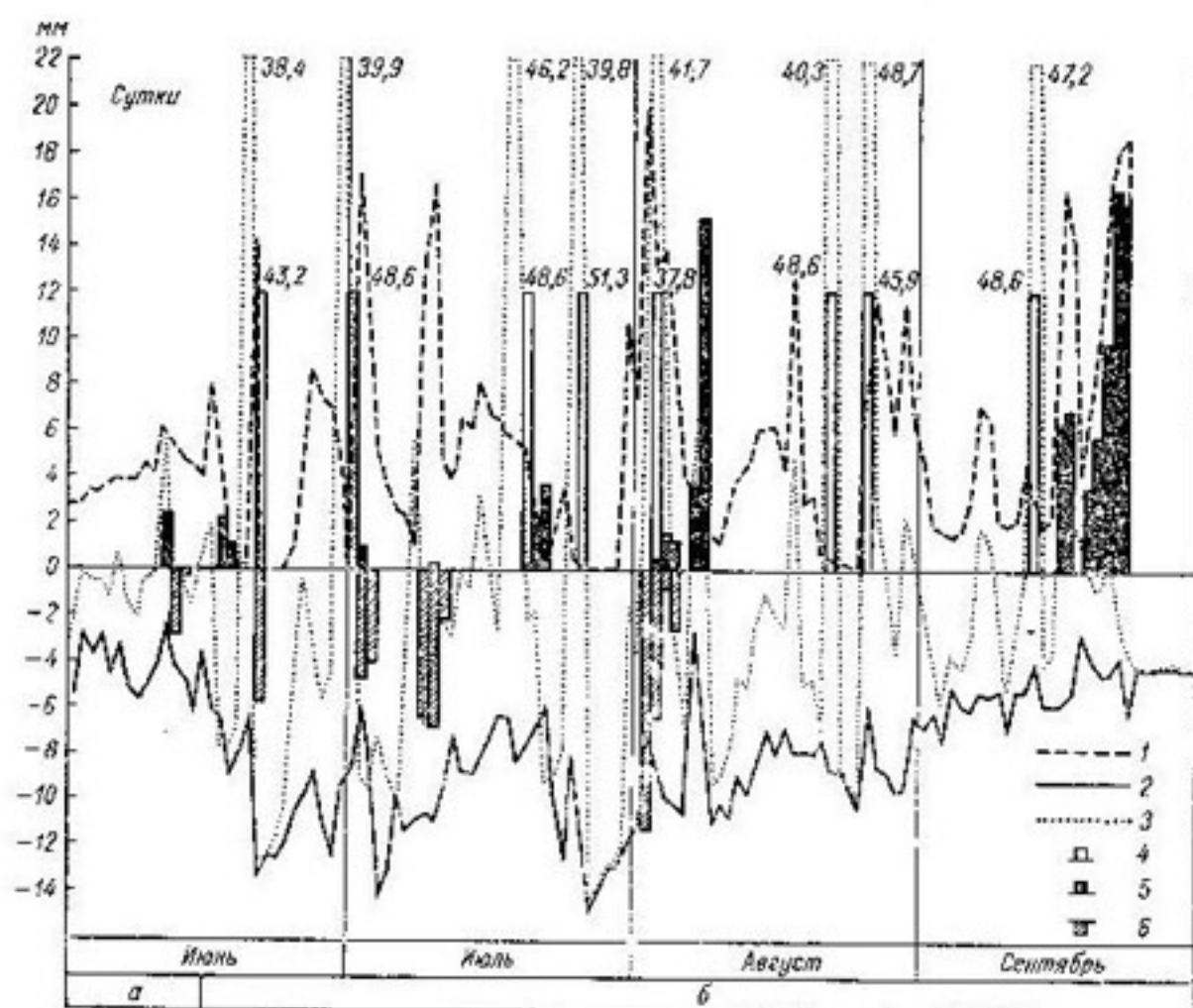


Рис. 49. Совмещенный график хода полусуточных величин элементов подного баланса на сахарной свекле по ГПИЛ с уровнем грунтовых вод 1,4 м. Таласский орошаемый массив, пос. Новоивановка, 1970 г.

Фазы развития: а — смыкание растений в рядах, б — смыкание междурядий и утолщение корня; 1 — расход грунтовых вод в зону аэрации, 2 — суммарное испарение, 3 — изменение влагозапасов в зоне аэрации, 4 — поливы, 5 — осадки, 6 — пополнение грунтовых вод за счет инфильтрации осадков и оросительных вод.

На рис. 51 приведены результаты наблюдений по гидравлическим лизиметрам с различной мощностью зоны аэрации. При общей синхронности хода всех элементов вертикального влагообмена отчетливо прослеживается тенденция уменьшения интенсивности расходования грунтовых вод в зону аэрации при возрастании мощности последней. Это приводит к ослаблению процесса в целом, росту его инерционности, что проявляется в усилении аккумулирующей роли зоны аэрации.

Аналогичные данные получены на Таласской оросительной системе (сахарная свекла) (рис. 52).

Анализ графика, представленного на рис. 53, показывает, что, во-первых, изменение во времени значений K при определенных глубинах залегания грунтовых вод в монолитах зависит

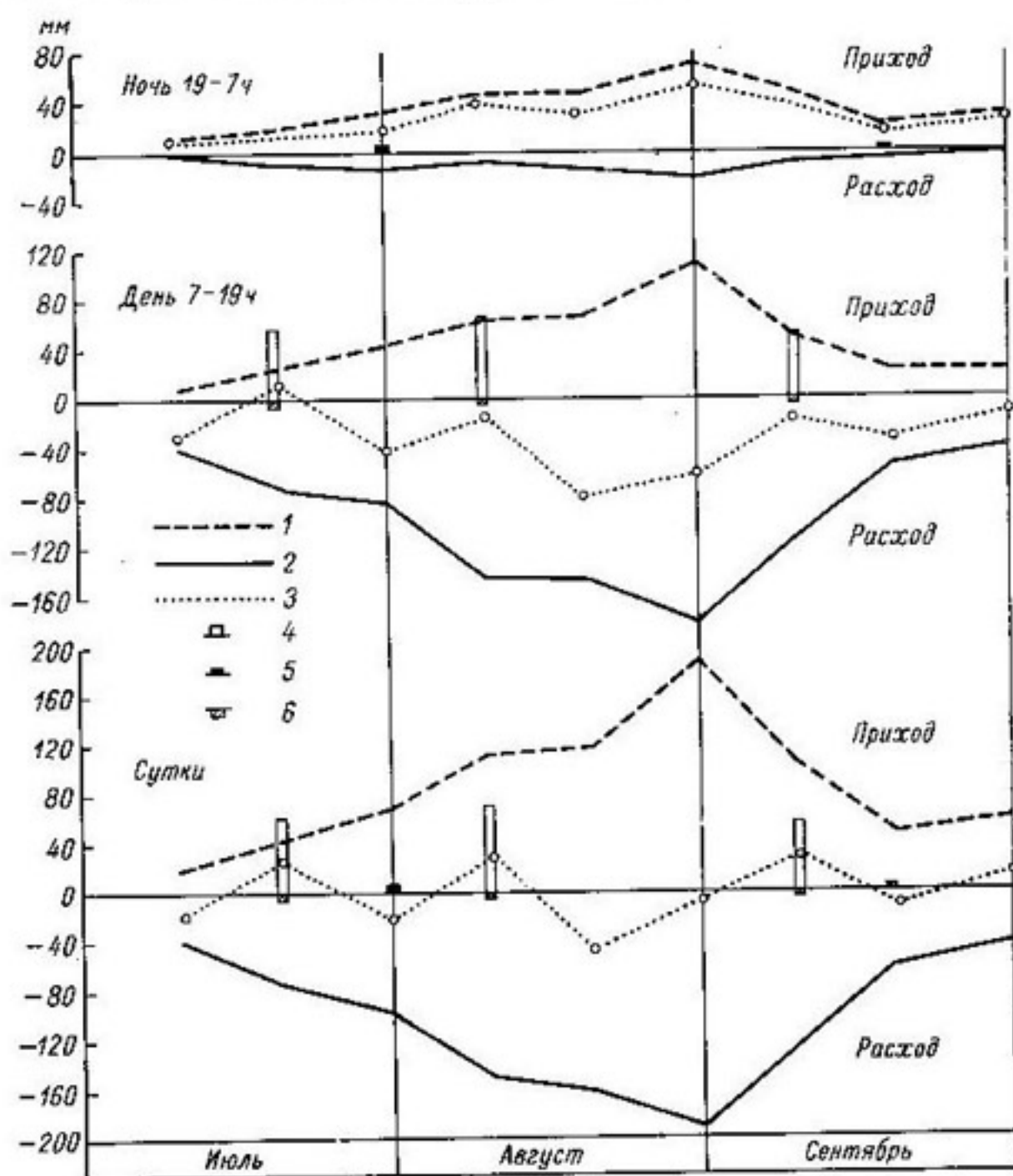


Рис. 50. Декадные величины элементов влагообмена в зоне аэрации в ГПИЛ с глубиной залегания грунтовых вод 1,3 м. АТМ, пос. Старый Икан (хлопчатник), 1969 г.

1 — расход грунтовых вод в зону аэрации K , 2 — суммарное испарение E , 3 — изменение влагозапасов в зоне аэрации ΔW , 4 — полив M , 5 — осадки X , 6 — инфильтрация I .

от хода метеорологических элементов и фаз развития растений. В начальные фазы развития растений, когда корневая система развита еще слабо, расход грунтовых вод на подпитывание корнеобитаемого слоя очень мал или отсутствует, в фазы наиболее активного развития (выметывание метелки—цветение) он достигает максимума, далее по мере созревания и старения растений

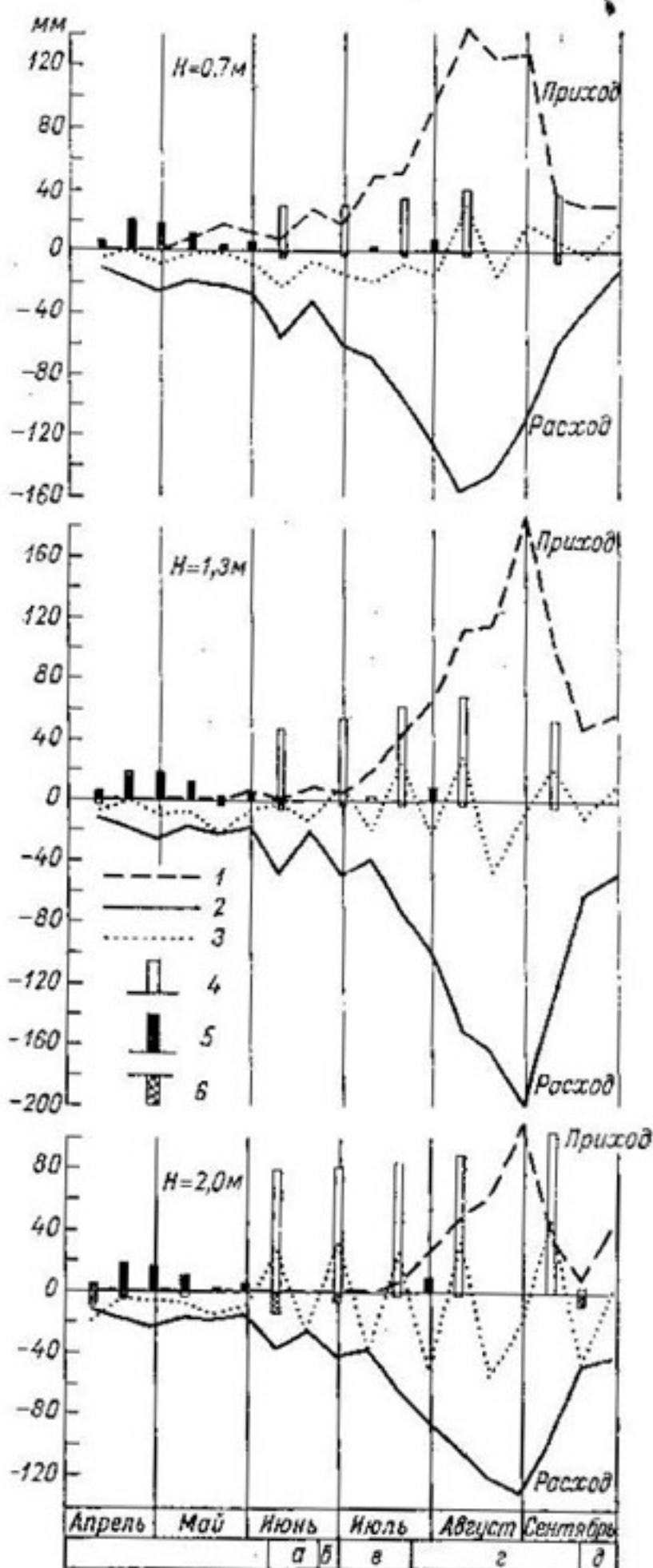
расход уменьшается и в конце вегетации снижается практически до нуля. На протяжении всего периода вегетации изменения K синхронны изменениям радиационного баланса и метеорологических элементов.

Роль глубины залегания грунтовых вод в формировании величин K хорошо видна на рис. 54 и 55. Например, во второй декаде мая 1966 г. на озимой пшенице (см. рис. 54) при $H = 0,5$ м среднесуточная величина K составляла 8 мм/сутки, при $H = 1,0$ м — 4 мм/сутки, при $H = 1,5$ м — 2,5 мм/сутки, при $H = 2,0$ м — 0,8 мм/сутки, при $H = 3,0$ м — 0,1 мм/сутки.

На кукурузе в 1965 г. (см. рис. 55) декадные величины K закономерно уменьшаются по мере увеличения глубины залегания грунтовых вод. Максимальное значение подпитывания при $H = 0,5$ м

Рис. 51. Совмещенный график хода декадных величин элементов влагообмена в зоне аэрации в ГПИЛ с уровнем грунтовых вод 0,7 м; 1,3 м; 2,0 м. АТМ, пос. Старый Икан (хлопчатник), 1969 г.

Фазы развития: а — всходы, б — пятый лист, в — бутонизация, г — цветение — образование коробочек, д — раскрытие коробочек — вегетация после плодоношения. 1 — расход грунтовых вод в зону аэрации K ; 2 — суммарное испарение E , измеренное методом гидростатического взвешивания; 3 — изменение влагозапасов в зоне аэрации ΔW ; 4 — полив M ; 5 — осадки X ; 6 — инфильтрация I .



равнялось 126 мм/дек., при $H = 1,0$ м — около 121 мм/дек., при $H = 1,5$ м — 102 мм/дек., при $H = 2,0$ м — 22 мм/дек. Расхождение между величинами суммарного испарения и подпитывания по мере увеличения глубин залегания грунтовых вод увеличивается, что указывает на повышение удельного веса влагозапасов, осадков и поливов и понижение удельного веса подпитывания в формировании величин суммарного испарения.

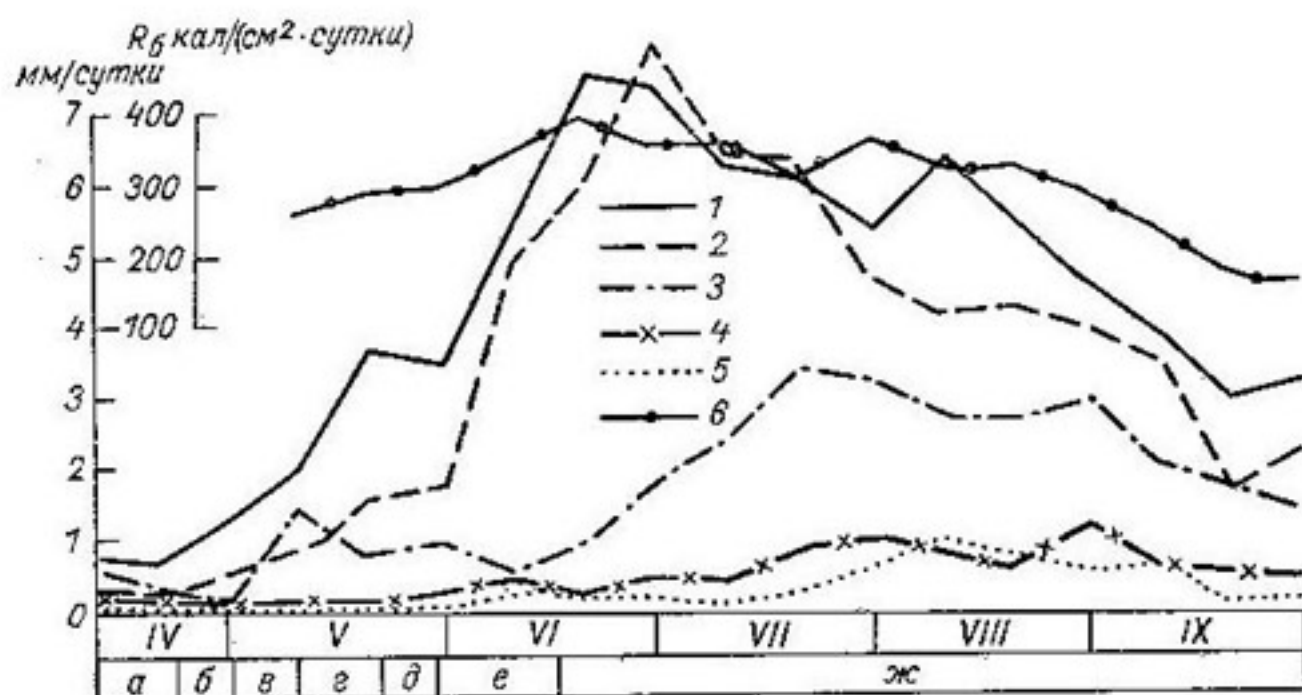


Рис. 52. Хронологический график величин расхода влаги в зону аэрации на поле с сахарной свеклой и радиационного баланса (осредненные за четыре года). Таласский орошаемый массив, пос. Новоивановка, 1967—1970 гг.

Фазы развития: а — посев—всходы, б — всходы, в — первая пара настоящих листьев, г — пятая пара настоящих листьев, д — утолщение подсемядольного колена, е — смыкание растений в рядах, ж — смыкание междурядий — утолщение корня. 1 — лизиметр ГР-80 с уровнем грунтовых вод $H = 0,5$ м, 2 — то же, $H = 1,0$ м, 3 — то же, $H = 1,5$ м; 4 — то же, $H = 2,0$ м, 5 — то же, $H = 2,5$ м, 6 — радиационный баланс.

В табл. 28 приведены величины расхода грунтовых вод в зону аэрации по фазам развития сахарной свеклы и хлопчатника. Как видно, в начальные фазы развития растений, когда корневая система развита слабо, величины расхода грунтовых вод невелики (0,1—0,2 мм/сутки при $H = 2,0 \div 2,5$ м и 0,4—0,7 мм/сутки при $H = 0,5 \div 1,0$ м). В фазы наиболее активного развития значения K достигают 5 мм/сутки и более. В конечные фазы развития растений величины расхода грунтовых вод на питание растений снова снижаются, особенно при $H > 1,5$ м.

Важно отметить, что при отсутствии растительности (на стерне) грунтовые воды расходуются в зону аэрации только при залегании их не глубже 1,0 м и в редких случаях 1,5 м. При наличии растительности грунтовые воды подпитывают зону аэрации даже при глубине уровня 3 м от поверхности. Это еще раз указывает

на весьма значительную роль растительности в формировании режима вертикального влагообмена.

Сущность вопроса заключается в том [148, 207], что вода в корни растений поступает через корневые волоски, имеющие диаметр порядка 0,01 мм.

K_h мм/сутки

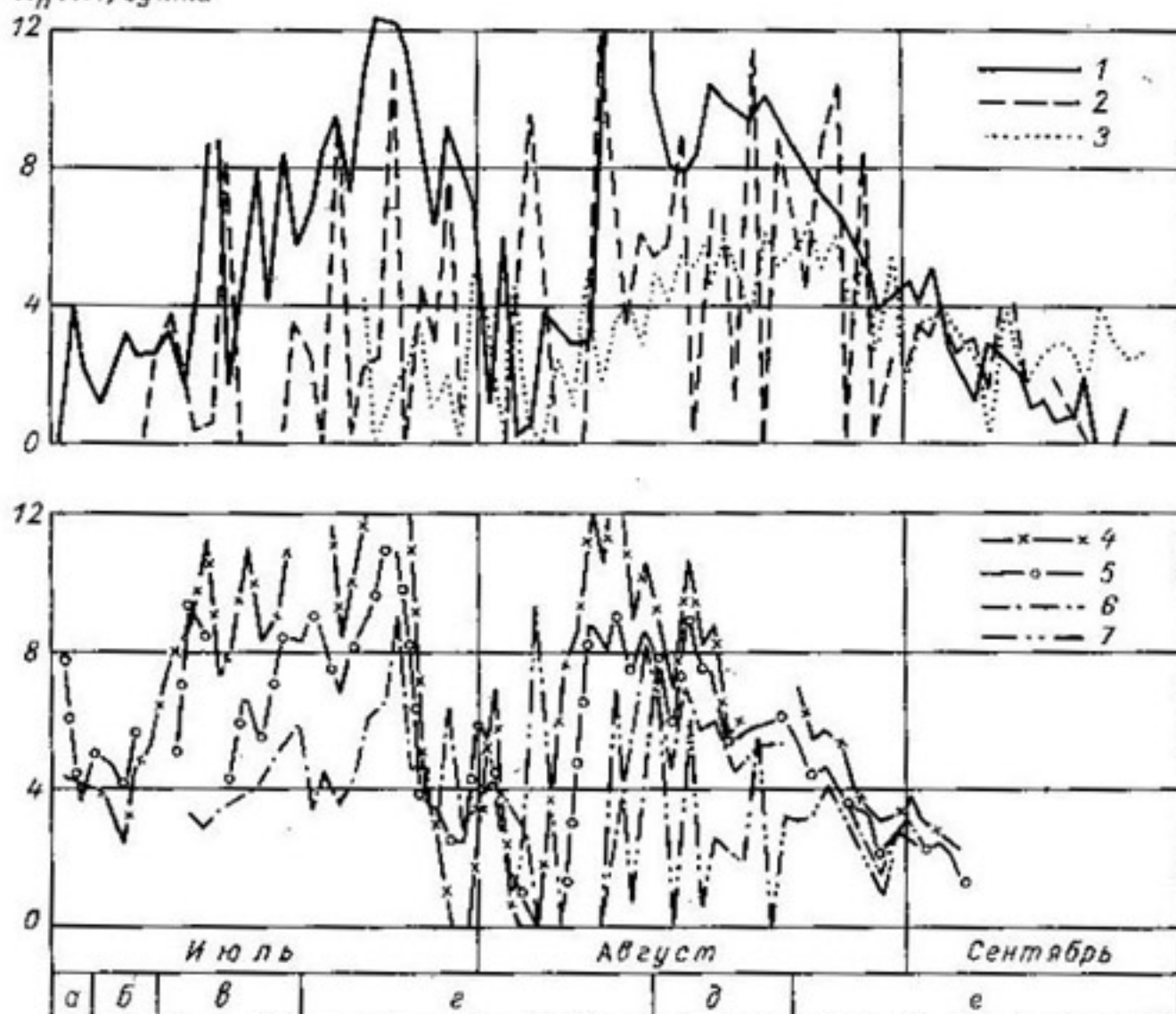


Рис. 53. График хода интенсивности расхода грунтовых вод в зону аэрации при различных глубинах их залегания. Кукуруза, свх «Изобильненский», Ставропольского края, 1966 г.

Фазы развития растений: а — 10-й лист, б — 13-й лист, в — образование початков и выбрасывание метелки, г — цветение, д — молочная спелость, е — молочно-восковая спелость (фазы взяты по лизиметру с уровнем грунтовых вод 1,5 м); по ГПИЛ: 1 — при $H = 1,5$ м; 2 — при $H = 2,0$ м, 3 — при $H = 2,5$ м; по лизиметру ГР-80: 4 — при $H = 0,5$ м, 5 — при $H = 1,0$ м, 6 — при $H = 1,5$ м, 7 — при $H = 2,0$ м.

Усваиваться могут только те порции воды, с которыми в непосредственное соприкосновение приходят корневые волоски. Вместе с тем поперечник почвенных пор, особенно в почвах, тяжелых по механическому составу, часто бывает значительно меньше, чем поперечник корневых волосков. По мере иссушения почвы остающаяся влага стремится сосредоточиться как раз в наиболее тонких порах. Очевидно, что вода, содержащаяся в них, может

быть усвоена корневыми волосками лишь в том случае, если она под влиянием тех или иных сил сможет передвинуться к этим волоскам. Чем меньше путь, который данная порция воды должна

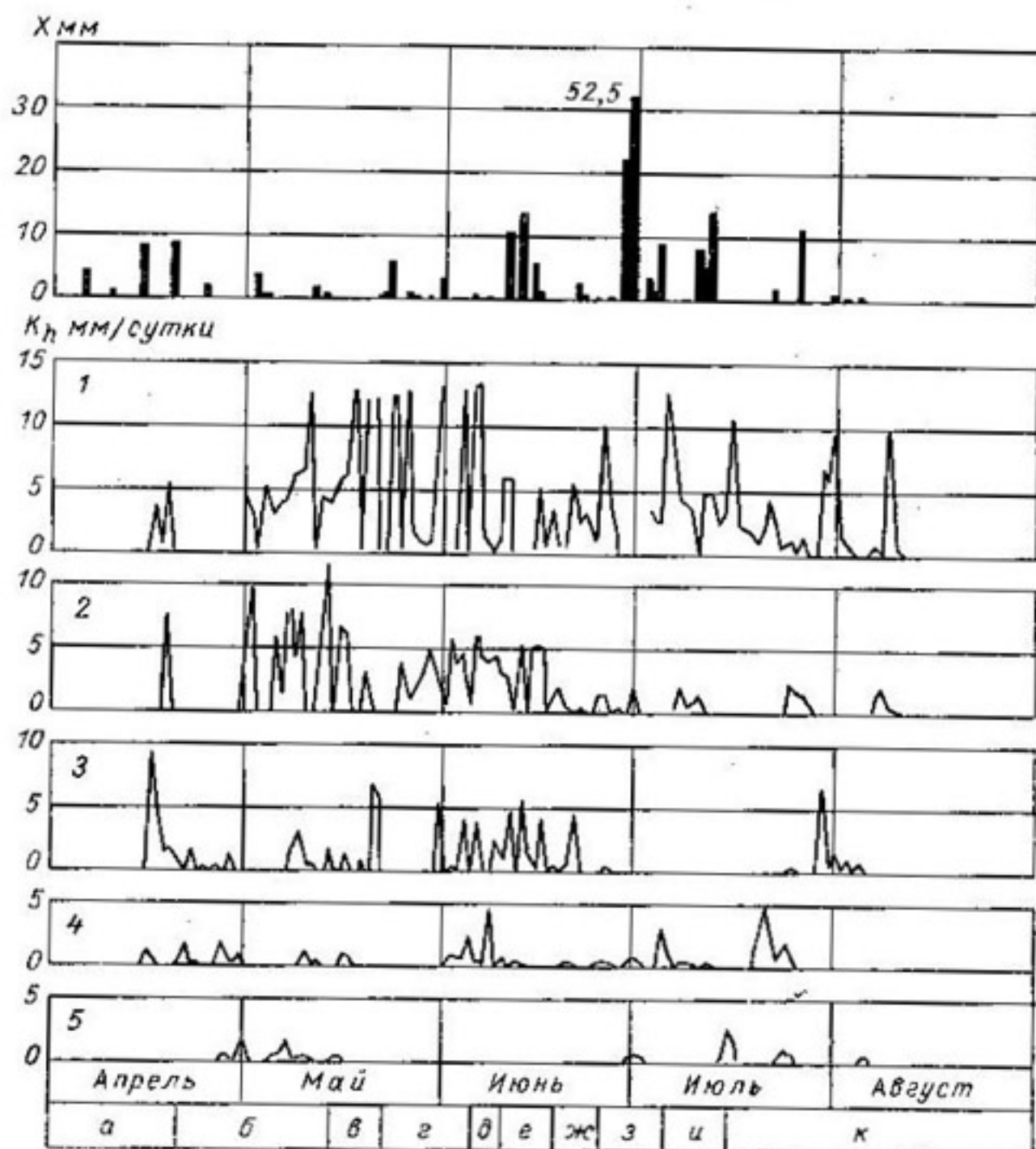


Рис. 54. Графики хода суточных величин атмосферных осадков и расхода грунтовых вод в зону аэрации при различных глубинах залегания грунтовых вод. Лизиметр ГР-80. Озимая пшеница. РООМС, 1966 г.

Фазы развития: а — выход в трубку, б — появление нижнего узла, в — колошение, г — цветение, д — формирование зерна, е — молочная спелость, ж — молочно-восковая спелость, з — восковая спелость, и — стерня, к — оголенная почва. 1 — при $H = 0,5$ м, 2 — при $H = 1,0$ м, 3 — при $H = 1,5$ м, 4 — при $H = 2,0$ м, 5 — при $H = 3,0$ м.

проделать до соприкосновения с корневым волоском, тем быстрее она будет усвоена растением. Поэтому, как указывает А. А. Роде, со стороны растения имеется стремление облегчить поступление в него влаги. Оно заключается в непрерывном росте корневых систем и в их значительной разветвленности.

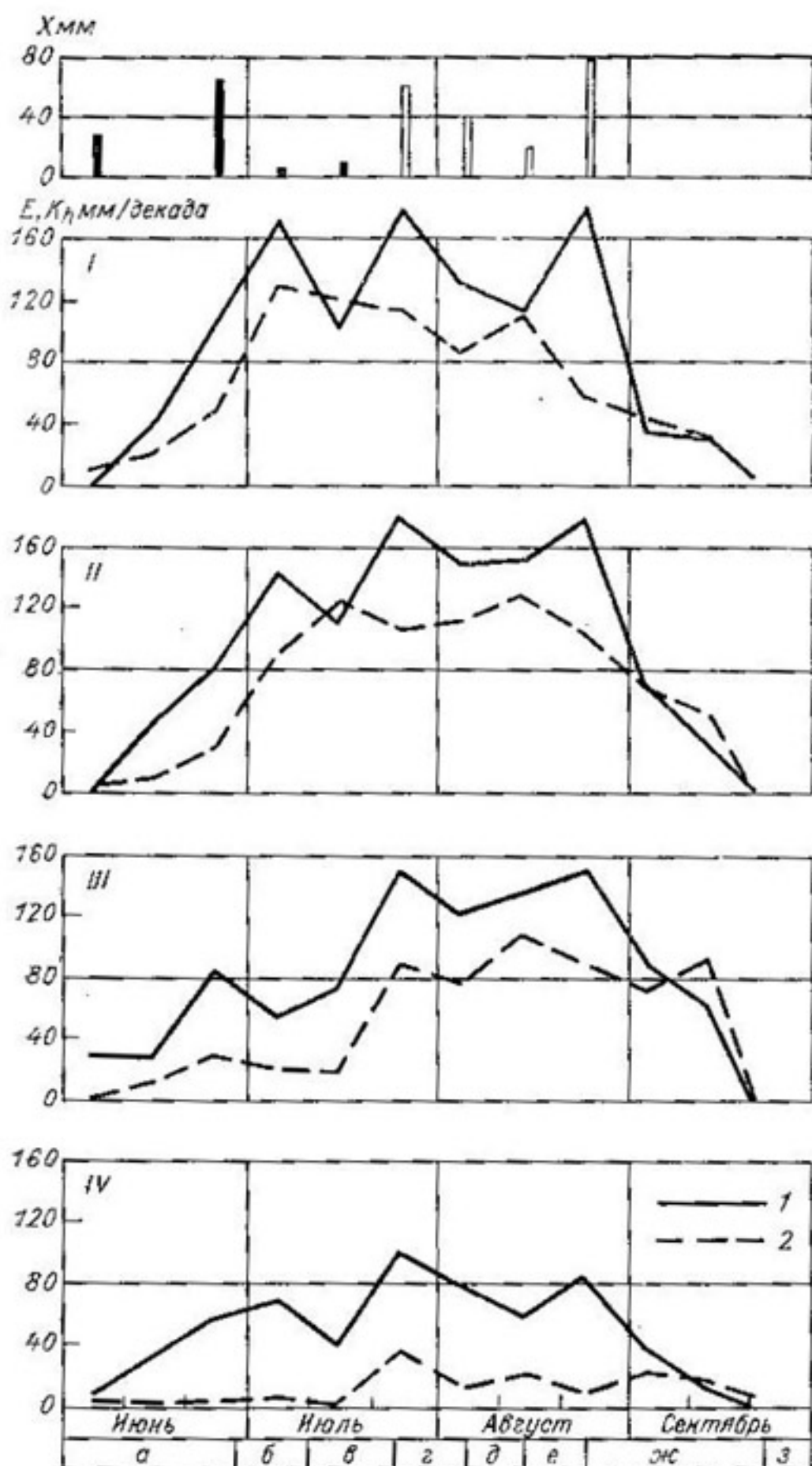


Рис. 55. Графики хода суммарного испарения (1) и интенсивности расхода грунтовых вод в корнеобитаемый слой (2) при различных глубинах залегания грунтовых вод. Кукуруза, РООМС, 1965 г.

Фазы цветения: а — листообразование, б — выметывание метелки, в — цветение метелки, г — цветение початка, д — молочная спелость, е — восковая спелость, ж — полная спелость, з — уборка.
 I — при $H = 0,5$ м, II — при $H = 1,0$ м, III — при $H = 1,5$ м.
 IV — при $H = 2,0$ м.

Величины расхода грунтовых вод в зону аэрации, средние за 1967—1970 гг.

Фаза развития	Период и продолжительность фазы в днях	Лизиметры ГР-80 с уровнем грунтовых вод, м					
		0,5	1,0	1,5 без растений	1,5	2,0	2,5
Таласский орошаемый массив, пос. Новоивановка (сахарная свекла)							
Посев—всходы	10—23/IV	9,8	5,1	7,4	7,5	2,1	1,4
	14	0,7	0,4	0,5	0,5	0,2	0,1
Всходы	24/IV—1/V	9,6	5,2	1,1	1,9	0,8	0,4
	8	1,2	0,6	0,1	0,2	0,1	0,1
Первая пара настоящих листьев	2/V—10/V	13,5	9,0	3,6	9,4	5,6	0,7
	9	1,5	1,0	0,4	1,0	0,6	0,1
Пятый лист	11—22/V	41,8	15,2	5,1	16,8	1,4	0,5
	12	3,5	1,3	0,4	1,4	0,1	0
Утолщение подсемядольного колена	28—30/V	38,8	22,2	6,3	6,9	1,0	6,6
	8	4,8	2,8	0,8	0,9	0,1	0,8
Смыкание растений в рядах	31/V—16/VI	94,4	87,8	7,0	36,4	5,3	2,5
	17	5,6	5,2	0,4	2,1	0,3	0,1
Смыкание междурядий утолщение корня	17/VI—4/X	571	494,0	31,3	244,1	74,8	460
	111	5,1	4,5	0,3	2,2	0,7	0,4
Фаза развития	Период и продолжительность фазы в днях	ГПИЛ с уровнем грунтовых вод, м					
		0,7	1,3	2,0			

Арысь-Туркестанский орошаемый массив, пос. Старый Икан (хлопчатник)

Посев—всходы	30/IV—13/V	5,6	7,6	0,0
	14	0,4	0,5	0,0
Всходы	14/V—25/V	15,0	4,8	0,0
	12	1,2	0,4	0,0
Первый лист	26/V—2/VI	9,8	1,8	0,0
	8	1,2	0,2	0,0
Третий лист	31/VI—10/VI	10,0	2,1	2,6
	8	1,2	0,3	0,3
Пятый лист	11/VI—14/VI	6,0	0,3	0,0
	4	1,5	0,1	0,0
Бутонизация	15/VI—9/VII	77,3	39,1	11,2
	25	3,1	1,6	0,4
Цветение	10/VII—24/VIII	375,3	396,5	171,7
	46	8,2	8,6	3,7
Раскрытие коробочек (до окончания сбора урожая)	25/VIII—18/X	159,9	199,1	167,2
	49	3,3	4,1	3,4

Примечание. В числителе — величины расхода грунтовых вод, в знаменателе — интенсивность.

Из сказанного можно сделать вывод, что, наряду с теплоэнергетическими, метеорологическими и водно-физическими факторами, в формировании величин расхода грунтовых вод на подпитывание зоны аэрации важную роль играет корневая система, осмотическое давление (основной двигатель влаги), которые связаны с фазами (темпами) развития растений. Следовательно, при построении расчетных зависимостей для интенсивности подпитывания необходимо учитывать, кроме перечисленных факторов, еще и фазы развития растений.

В мелиоративной практике величины капиллярного подпитывания влагой зоны аэрации за счет грунтовых вод учитываются с помощью соответствующих коэффициентов [105, 126, 146, 281, 291]. Имеются также эмпирические формулы, например Шарова [281], представляющие собой частный случай метода С. Ф. Аверьянова (см. ниже), Рамдаса [38]. Обе эти формулы не учитывают роли корневой системы в формировании величин подпитывания корнеобитаемого слоя влагой за счет грунтовых вод.

Аверьянов [4] для определения расхода (испарения) грунтовых вод в зону аэрации предложил следующую формулу (в наших обозначениях):

$$K = E_0 \left(1 - \frac{H}{H_{кр}} \right)^n, \quad (104)$$

где $H_{кр}$ — критическая глубина залегания грунтовых вод, при которой начинается их испарение; n — показатель степени, изменяющийся от 1 до 2. Остальные обозначения прежние.

Для различных почво-грунтов критические глубины изменяются от 150 до 350 см. Для суглинистых почво-грунтов В. А. Ковда [113] рекомендует формулу, с помощью которой можно определять критическую глубину:

$$H_{кр} = 170 + 8t, \quad (105)$$

где t — среднегодовая температура воздуха, °С.

По нашим данным (см. рис. 37), для пылеватых суглинков Арысь-Туркестанского массива, где поля заняты хлопчатником, критическая глубина до уровня грунтовых вод равна 4,0 м, для аналогичных суглинков Таласской оросительной системы, где поля заняты свеклой, 2,5—3,0 м, а для кукурузы, посеянной на тех же полях Таласской системы, 3,5 м.

Из приведенных данных видно, что критическая глубина зависит от ряда факторов. В первую очередь она определяется климатическими условиями и водно-физическими свойствами почвы, а также биологическими особенностями растений.

И. Б. Вольфпун [59] предлагает определять критическую глубину графическим способом по связи величин изменения уровней грунтовых вод (вызванных испарением), отнесенных к испаряемости, с глубиной залегания грунтовых вод, т. е. $\frac{\Delta H_E}{E_0} =$

$= f(H)$. Однако эти графики не учитывают влияния на $H_{кр}$ сельскохозяйственных культур. Дальнейшее накопление данных по критической глубине залегания грунтовых вод позволит уточнить численное значение параметра n в формуле (104). Эта формула широко используется для оценки величин испарения при расчете дренажа.

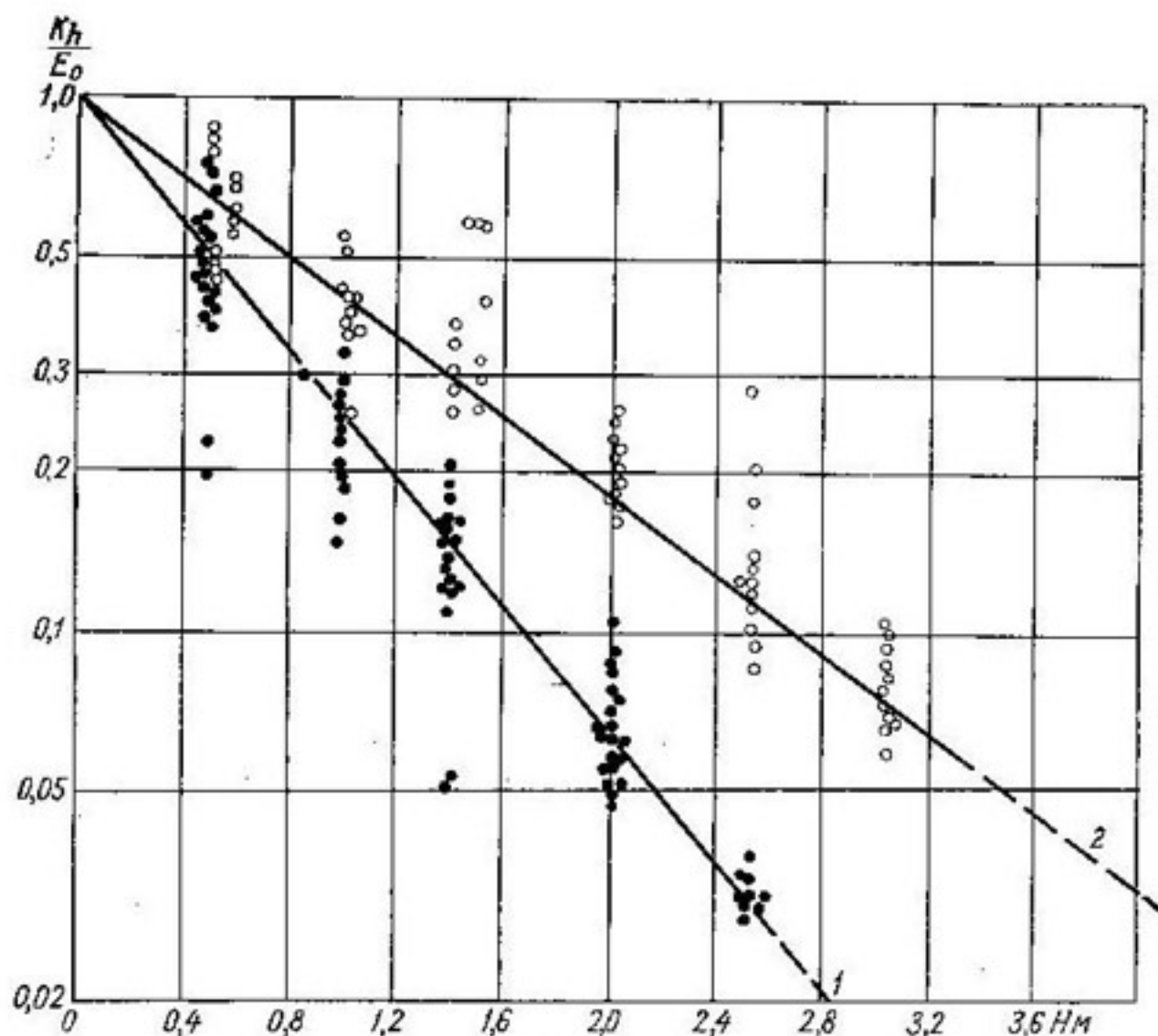


Рис. 56. Зависимость отношения $\frac{K}{E_0}$ от глубины залегания уровней грунтовых вод, СОМС; РООМС, 1957—1966 гг.

1 — для начальных и конечных фаз развития растений; 2 — для фаз наиболее активного развития растений.

На основе изложенных выше теоретических положений и обобщения лизиметрических данных нами предложена формула для расчета величин расхода грунтовых вод в зону аэрации (мм/сутки) [250, 259]:

$$K = E_0 e^{-mH} = \frac{E_0}{e^{mH}}, \quad (106)$$

где E_0 — испаряемость; H — глубина залегания грунтовых вод, см; e — основание натуральных логарифмов; m — параметр.

Формула (106) обладает тем преимуществом, что содержит всего один параметр m , зависящий от фаз развития растений и водно-физических свойств почвы.

Иногда формулу (106) удобно записывать в форме

$$K = 16,7R_0e^{-mH} = \frac{16,7R_0}{e^{mH}}, \quad (107)$$

где R_0 — радиационный баланс, кал/(см²·сутки); 16,7 — коэффициент, учитывающий размерности.

Для определения параметра m на полулогарифмической клетчатке были построены графики $\frac{K}{E} = f(H)$. В качестве исходных использованы данные лизиметрических исследований автора в Ростовской области (пос. Восход — Нижнедонская оросительная система, ДГМО, РООМС) и на Северном Кавказе (свх «Изобильненский», СОМС и др.) для различных сельскохозяйственных культур (озимая пшеница, кукуруза, гречиха, ячмень, люцерна и др.) (рис. 56). Для одного и того же района, где распространены однородные или близкие по характеру почвы, параметр m отражает лишь фазы развития растений. Из приведенного графика видно, что в начальные (когда корневая система развита слабо) и конечные (период созревания) фазы развития растений $m = 1,4$, а для фаз наиболее активного развития $m = 0,78$.

С учетом всех имеющихся лизиметрических данных для определения параметра m рекомендуется табл. 29.

Таблица 29

Значения коэффициента m в формуле $K = \frac{E_0}{e^{mH}}$

Почво-грунты	Период до посева и первая декада после посева	Вторая декада после посева	Декады и период активной вегетации	Предпоследняя декада перед датой полной спелости	Последняя декада вегетации перед датой полной спелости и весь следующий период после уборки
Глинистые	1,2	0,9	0,7	0,9	1,2
Суглинистые	1,4	1,0	0,8 *	1,0	1,4
Супесчаные	2,0	1,6	1,1	1,6	2,0

* Для каштановых; для сероземов $m = 0,7$.

Проверка формул (106) и (107) по данным лизиметрических наблюдений на Таласской и Арысь-Туркестанской оросительных системах дала вполне удовлетворительные результаты.

Эти формулы справедливы для различных сельскохозяйственных культур в богарных и орошаемых районах с отметкой не

выше 1500 м абс., при залегании грунтовых вод на глубине от 0,1 до 5—6 м от поверхности. Ошибки расчета K по этим формулам в среднем составляют 20% (богарные) и 24% (орошаемые) поля.

При резком изменении влагозапасов в зоне аэрации после дождей или поливов формулы (106) и (107) могут давать значительные ошибки, так как параметр m определен для установившегося режима влагообмена, наблюдающегося в бездождные и межполивные периоды.

Теоретический анализ влагообмена, показывает, что в случае неустановившегося режима на величину расхода грунтовых вод в зону аэрации оказывает существенное влияние не только изменение во времени влагозапасов, но и распределение их, а также влагопроводность по вертикали.

Учитывая это В. В. Рогоцкий [205] построил графическую зависимость типа

$$K = f(\Delta W, d_x, H),$$

где d_x — недостаток или избыток влаги, вычисляемый как разность $d_x = X - E$; ΔW — изменение запасов влаги в зоне аэрации; H — глубина залегания грунтовых вод. Эта зависимость подтверждает вышесказанные положения.

3.2. Инфильтрационное питание (пополнение запасов) грунтовых вод

Существуют две теории передвижения влаги в зоне аэрации и формирования (питания) грунтовых вод: конденсационная и инфильтрационная. Согласно первой теории, основоположником которой является А. Ф. Лебедев [137], передвижение влаги происходит в парообразном состоянии под влиянием градиента абсолютной упругости пара от слоев почвы, где температура, а следовательно, и упругость пара выше, к слоям, где температура и упругость пара ниже.

По мнению А. М. Глобуса, С. В. Нерпина, М. К. Мельниковой [70], передвижение влаги под воздействием температурного градиента может происходить при разных влажностях; механизм этого передвижения различен. При влажности, не превышающей максимальной гигроскопичности, термоперенос влаги происходит от нагретого к холодному краю капилляра и осуществляется в парообразном состоянии. В интервале влажностей максимальная гигроскопичность — влажность разрыва капилляров передвижение влаги происходит комбинированным путем. В этом случае влага переносится путем испарения с нагретой стороны капилляра и конденсации влаги на холодной стороне капилляра.

В настоящее время величину инфильтрационного питания грунтовых вод можно измерять только в монолите лизиметра.

К сожалению, использовать полученные таким путем данные для характеристики инфильтрационного питания грунтовых вод на сельскохозяйственных полях не удастся ввиду их нерепрезентативности. Для определения осредненных характеристик инфильтрационного питания грунтовых вод на сельскохозяйственных полях можно использовать воднобалансовый метод.

В инфильтрационной теории выделяют три стадии движения влаги: впитывание, перераспределение ее в зоне аэрации и просачивание, или фильтрация. Для описания процесса инфильтрации обычно используют уравнение баланса влаги в почве и видоизмененное уравнение Дарси [10, 129].

В гидрогеологии для оценки питания грунтовых вод за счет суммарных потоков влаги применяется известное уравнение [53, 135, 215]:

$$\frac{\mu \Delta H}{\Delta t} = \frac{\Delta Q}{\omega} + W_n, \quad (108)$$

где $\Delta H = H_n - H_k$ — изменение уровня грунтовых вод за период Δt (здесь H_n и H_k — глубины залегания грунтовых вод на начало и конец расчетного интервала Δt); при отсчетах уровней в отметках приращения ΔH исчисляется по разности $\Delta H = h_k - h_n$ (h_k , h_n — отметки уровней на начало и конец интервала Δt); μ — коэффициент водоотдачи (или насыщения) пород в зоне колебания уровня; ΔQ — разность притока грунтовых вод и их оттока; ω — площадь расчетного элемента потока; W_n — разность между величинами пополнения грунтовых вод и их испарением; в гидрогеологии эта величина называется инфильтрационным питанием.

Существуют и другие способы оценки питания грунтовых вод. В 1958 г. [255, 263] нами предложен так называемый гидролого-гидрогеологический способ оценки инфильтрационного питания, основанный на использовании уравнений водного баланса зоны аэрации и водоносного слоя и данных гидрометеорологической информации (атмосферные осадки, влагозапасы в почве, испарение, сток), а также по режиму уровней грунтовых вод. Этот метод был разработан как для малых речных водосборов [255], так и для орошаемых земель [263].

Формула для орошаемых земель имеет вид

$$W_n = 10\mu \Delta H = X + M + Z_0 - Y_n - E + \\ + \Delta U_{\text{пов}} + \Delta W_H - M_{\text{сб}}, \quad (109)$$

где ΔH — изменение уровня грунтовых вод; μ — коэффициент водоотдачи (насыщения) почво-грунтов в зоне изменения уровня грунтовых вод, см. Все остальные элементы исчисляются в миллиметрах. Их обозначения прежние.

Этот метод обладает определенным преимуществом перед гидрогеологическим [формула (108)], поскольку позволяет определить не только численные значения W_n , но и установить каче-

ственную и количественную характеристику факторов, обуславливающих эту величину, и физическую взаимосвязь основных факторов.

Для малых речных водосборов формула (109) сохраняет свой вид, но без аргументов M , Z_0 , $M_{сб}$:

$$W_n = 10\mu \Delta H = X - E + \Delta U_{\text{пон}} + \Delta W_H. \quad (109_1)$$

В дальнейшем И. Б. Вольфцун [59] применил аналогичную формулу для оценки питания грунтовых вод на водосборах ВНИГЛ, Кустанайской стоковой станции и др. Формулы (108), (109), (109₁), а также способ Вольфцуна позволяют оценить итоговую характеристику влагообмена в зоне аэрации, т. е. разность между величинами пополнения за счет инфильтрации и расхода грунтовых вод в зону аэрации. Получаемые с помощью этих формул данные представляют определенный интерес. Однако в практике водохозяйственного строительства наибольшую ценность имеют отдельные данные по расходу грунтовых вод в зону аэрации K и по инфильтрационному питанию I . Последнюю характеристику можно определить по следующим формулам:

$$I = X + M + Z_0 + Y_{\text{п.п}} - Y_{\text{п}} - E - M_{сб} + \\ + K + \Delta U_{\text{пон}} + \Delta U_{\text{сн}} + \Delta W_H \quad (110)$$

и

$$I = -\Delta U_{\text{гр}} + Y_{\text{г}} - Y_{\text{п.г}} + K, \quad (111)$$

вытекающим из уравнений водного баланса зоны аэрации (10) и баланса грунтовых вод (9).

Для слабоотточных почво-грунтов формулу (111) можно записать так:

$$I = -\Delta U_{\text{гр}} + K \quad (111_1)$$

или

$$\Delta U_{\text{гр}} = K - I. \quad (111_2)$$

В формуле (111) разность притока $Y_{\text{п.г}}$ и оттока $Y_{\text{г}}$ грунтовых вод, согласно гидродинамическим уравнениям Каменского (в конечных разностях), вычисляется по формуле

$$Y_{\text{п.г}} - Y_{\text{г}} = \frac{2k_{\Phi}}{\mu(l_1 + l_2)} \left(\frac{h_1 + h_2}{2} \frac{H_1 - H_2}{l_1} \right) - \\ - \left(\frac{h_2 + h_3}{2} \frac{H_2 - H_3}{l_2} \right), \quad (112)$$

где $\frac{h_1 + h_2}{2}$ и $\frac{h_2 + h_3}{2}$ — средняя мощность грунтового потока между скважинами; $\frac{H_1 - H_2}{l_1}$, $\frac{H_2 - H_3}{l_2}$ — гидравлические градиенты между скважинами; k_{Φ} — коэффициент фильтрации водоносного пласта; μ — коэффициент водоотдачи в зоне колебания уровня грунтовых вод; l_1 , l_2 — расстояния между скважинами.

Величина расхода грунтовых вод в зону аэрации K определяется по лизиметрическим наблюдениям, а при их отсутствии по формулам (106) или (107).

Величина изменения запасов грунтовых вод ΔU_{gr} вычисляется по разности между запасами грунтовых вод в начале и в конце расчетного интервала, либо по формуле

$$\Delta U_{gr} = 10\mu\Delta H.$$

Формулами (110) и (111) следует пользоваться при наличии достаточной гидрометеорологической информации о входящих в нее параметрах. При отсутствии непосредственных наблюдений величины притока $Y_{п.г}$ и оттока Y_r , суммарного испарения E , расхода грунтовых вод в зону аэрации K , влагозапасов в зоне аэрации могут быть вычислены по формулам (112), (56), (59), (106), (107), (57). Остальные параметры уравнения (110) (X , M , Z_0 , $\Delta U_{пов}$, $\Delta U_{сн}$, $M_{сб}$) могут быть определены по данным измерений.

При использовании формулы (111) наибольшие трудности встречаются при определении притока и оттока грунтовых вод.

Для вычисления этих характеристик, как это следует из уравнения (112), требуются данные по коэффициентам фильтрации и водоотдачи водовмещающих пород, методы определения которых весьма несовершенны. Известные трудности встречаются при определении мощности грунтового потока. Надежное определение гидравлического градиента по данным отдельных гидрогеологических скважин осложняется неровностью поверхности грунтовых вод, вызванной неравномерностью распределения оросительных вод (а также их впитывания) по поверхности и фильтрацией воды из магистральных и хозяйственных каналов. В связи с изложенным величину $Y_{п.г} - Y_r$ целесообразно дополнительно определять по данным гидрологических наблюдений по формуле

$$Y_{п.г} - Y_r = -X - M - Z_0 - Y_{исп} + Y_{п} + E + 1 + M_{сб} - \Delta W_H - \Delta U_{сн} - \Delta U_{пов} - \Delta U_{gr}, \quad (113)$$

вытекающей из общего уравнения водного баланса (1).

Следует заметить, что в целях повышения точности расчетов $Y_{п.г} - Y_r$ по формуле (112) гидравлический градиент целесообразно определять не по уровням воды в отдельных гидрогеологических скважинах, а с помощью карт гидроизогипс. Для небольших участков или орошаемых массивов, расположенных внутри крупных орошаемых районов, когда величины $Y_{п.г}$ и Y_r мало различаются, расчеты их разности $Y_{п.г} - Y_r$ по формуле (112) выполнять нецелесообразно ввиду их низкой точности.

После увязки водного баланса и оценки величин $Y_{п.г} - Y_r$ можно приступить к расчетам величин инфильтрационного питания грунтовых вод по формуле (111). Такие расчеты были выполнены нами совместно с Г. П. Левченко по трем воднобалансовым

участкам: Кызылкумскому, Арысь-Туркестанскому, Таласскому, существенно различающимся между собой по природным особенностям, а также по режиму орошения. Результаты расчета (для годовых интервалов) приведены в табл. 30.

Т а б л и ц а 30

Оросительные воды и инфильтрационное питание грунтовых вод
за оросительный сезон на сельскохозяйственных полях
южного Казахстана

Арысь-Туркестанский массив (хлопок)

Год	1967	1968	1969	1970
M	712	1090	922	749
$I_{1,0}$	537	783	871	496
$I_{1,0}^{\%}$ от M	75	72	94	66
$I_{2,0}$	293	370	359	342
$I_{2,0}^{\%}$ от M	41	34	39	46
$I_{2,5}$	216	249	293	148
$I_{2,5}^{\%}$ от M	30	23	32	20

Таласская оросительная система (сахарная свекла)

M	1254	1758	1587	1557
$I_{1,0}$	1140	1388	1298	952
$I_{1,0}^{\%}$ от M	91	79	82	61
$I_{2,0}$	500	858	752	536
$I_{2,0}^{\%}$ от M	40	49	48	34
I_p^*	636	866	812	536
$I_p^{\%}$ от M	51	49	51	34

Кзылкумская оросительная система (рис) **

M	5350	5583	5004	5797
I	1904	1630	1591	1350
$I^{\%}$ от M	36	29	32	23

* При существующей на поле глубине залегания грунтовых вод.

** Для массива.

Как следует из таблицы, в среднем за 1967—1970 гг. инфильтрационное питание грунтовых вод в период вегетации (апрель—сентябрь) для хлопчатника на участках с глубиной залегания грунтовых вод 1,0 м от поверхности составило 77%, при $H=2,0$ —40% и при $H=2,5$ м — 26% объема поданных на поля оросительных вод. Наибольшее питание грунтовых вод наблюдается в июле и августе, т. е. в период наиболее интенсивных поливов.

В целом по всему Арысь-Туркестанскому массиву глубина залегания грунтовых вод составляет 2—2,5 м, а инфильтрационное питание от 40 до 30% объема поданной на поле воды. По годам величины инфильтрационного питания колеблются от 1640 до 2340 м³/га.

На рисовых полях питание грунтовых вод за счет инфильтрации оросительных вод за тот же период (1967—1970 гг.) колеблется от 23 до 36% водоподачи. Наибольших значений (около 70%)

величина I достигает в апреле—мае, т. е. в период замочки чеков. В этот же период наблюдается резкий подъем уровня грунтовых вод.

В первый год эксплуатации (1967 г.) пополнение грунтовых вод составило 36%, или 1904 мм, однако в последующие годы оно постепенно уменьшалось и в 1970 г. составило 23%, или 1350 мм от водоподачи; водоподача за все годы оставалась примерно одинаковой. Снижение инфильтрационного питания в данном случае свидетельствует о неуклонном подъеме уровня грунтовых вод и уменьшении емкости зоны аэрации.

На полях, занятых свеклой (Таласская оросительная система), на участках при $H = 1,0$ м инфильтрационное питание изменяется от 953 до 1383 мм в год или 61—91% водоподачи. При $H = 2,0$ м инфильтрационное питание составляет 34—49% водоподачи. С возрастанием поливных норм растет величина инфильтрационного питания и отток грунтовых вод за пределы орошаемого массива.

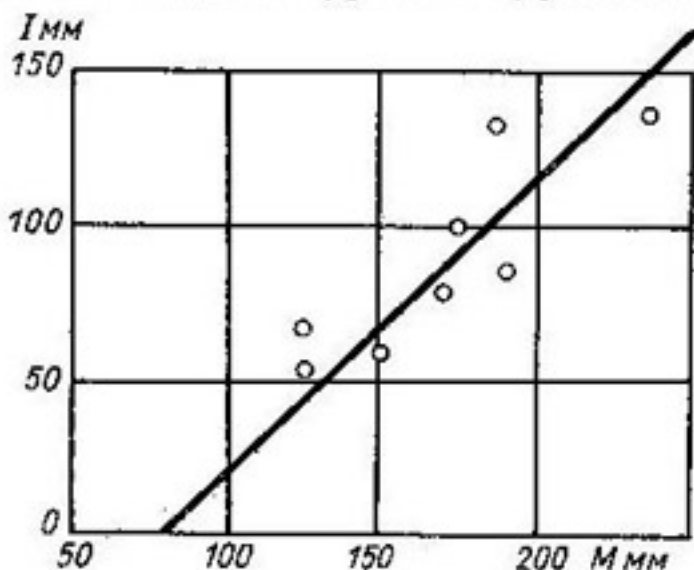


Рис. 57. Зависимость величин пополнения грунтовых вод I от поливной нормы M . АТМ, 1969—1970 гг.

Формула (110) менее трудоемка, чем формула (111), но она страдает одним недостатком. Поскольку уровень грунтовых вод может изменяться, мощность зоны аэрации является переменной величиной и в соответствии с этим член ΔW_H в этом уравнении может принимать различные значения даже при одной и той же влажности почвы. В связи с этим при расчете ΔW_H мощность зоны аэрации H следует определять как глубину до наивысшей отметки поверхности грунтовых вод. В этом случае величины инфильтрационного питания будут завышаться, либо занижаться (в зависимости от тенденции уровня). Опыт показывает, что это завышение (или занижение) в общем не превышает 10—15% общего объема пополнения грунтовых вод.

Пользуясь уравнением (110) (при $Y_{н.п.}, Y_{п.}, M_{сб.}, \Delta U_{ноч.}, \Delta U_{сн.}$ равных нулю) Г. П. Левченко и П. В. Тищенко [54] определили инфильтрационное питание за отдельные поливы в 1969—1970 гг. на одном поле, занятом хлопчатником (АТМ). Результаты расчета приведены в табл. 31.

Как следует из таблицы, инфильтрационное питание грунтовых вод от отдельных поливов составляло 39—68% поливной нормы. Самое большое питание грунтовых вод поливными водами наблюдается при влагозарядковых и ранних вегетационных поливах.

Элементы водного баланса поля № 43 в период полива
и величины фильтрационного питания грунтовых вод в 1969—1970 гг.

Элемент водного баланса	1969 г.				1970 г.			
	Номер полива и срок отбора проб на влажность							
	I 31/V — 5/VI	II 20/V — 25/VI	III 10/VII — 16/VII	IV 9/VIII — 12/VIII	влагозарядко- вый 17/III — 2/IV	I 21/V — 5/VI	II 22/VI — 4/VII	III 20/VII — 27/VII
X	0	0	0	0	18	0	0	20
M	234	173	170	188	187	125	126	150
Z ₀	9	8	12	8	12	14	12	16
E	25	24	48	63	25	19	32	98
ΔW _{II}	-84	-60	-55	-66	-64	-53	-53	-44
K	0	0	0	16	0	0	0	14
I	134	97	79	83	128	67	53	58
I % от M	58	56	46	44	68	53	42	39

Примечание. Поле, как правило, поливалось в течение двух суток; отбор проб на влажность производился за один день до полива и через один-два дня, в зависимости от подсыхания почвы, после полива.

Зависимость величин инфильтрационного питания от фактических поливных норм, построенная по данным табл. 31, представлена на рис. 57. Аналитическое выражение ее можно записать в виде $I = 0,95M - 78$ мм.

При отсутствии наблюдений изменения уровня грунтовых вод в слабоотточных почво-грунтах ΔH_I можно оценить по формуле

$$10\mu \Delta H_I = X + M + Z_0 + Y_{п.п} - Y_{п.г} - E - M_{сб} + K + \Delta U_{пон} + \Delta U_{сн} + \Delta W_H, \quad (114)$$

откуда

$$\Delta H_I = \frac{X + M + Z_0 + Y_{п.п} - Y_{п.г} - E - M_{сб} + K + \Delta U_{пон} + \Delta U_{сн} + \Delta W_H}{10\mu}, \quad (115)$$

где μ — недостаток насыщения почво-грунтов в зоне колебания уровня грунтовых вод (безразмерный параметр); ΔH_I — приращение уровня грунтовых вод, см; все остальные аргументы в миллиметрах.

Изменение уровня грунтовых вод ΔH_I можно определить также по формуле

$$10\mu \Delta H_I = Y_r - Y_{п.г} + K - I$$

или

$$\Delta H_I = \frac{Y_r - Y_{п.г} + K - I}{10\mu}, \quad (116)$$

справедливой для любых условий проточности почво-грунтов. В этой формуле инфильтрационное питание I определяется по формуле (110), остальные компоненты — обычным путем. Гидравлические градиенты, необходимые для вычисления $Y_{н.г} - Y_r$ по формуле (112), можно оценить с помощью рекогносцировочного бурения.

Отметки (или глубины) залегания уровней грунтовых вод вычисляются по формуле

$$H_i = H_{i-1} + \Delta H_i, \quad (117)$$

где ΔH_i определяется по формулам (115) и (116); H_i — уровень грунтовых вод на любой момент времени; H_{i-1} — уровень грунтовых вод на начало расчетного интервала (предшествующий уровень).

Применение формул (115)–(117) для вычисления уровней грунтовых вод дает вполне приемлемые результаты; ошибки в среднем равны 15–20%.

Пользуясь этими формулами можно предвычислить (прогнозировать) уровень грунтовых вод в зависимости от проектируемого режима орошения, типа каналов и других факторов, обуславливающих формирование инфильтрационного питания. Прогнозы уровней грунтовых вод используются при проектировании дренажных систем, прогнозе засоления почв и оценке мелиоративного состояния орошаемых угодий в целом.

4. СТОК С ОРОШАЕМЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Использование речных вод на орошение приводит к дополнительным затратам (безвозвратным потерям) водных ресурсов. Расширение масштабов орошения, естественно, может привести к существенному уменьшению стока. В связи с этим представляют большой интерес исследования стока и возвратных вод с орошаемых земель, а также выяснение причин и степени изменения естественного стока под воздействием изъятия воды на орошение.

Представление о возможных изменениях стока можно получить на основании сравнения его величин и факторов формирования стока неорошаемых и орошаемых земель.

4.1. Сток с сельскохозяйственных угодий

Сток с неорошаемых полей. Основные площади орошаемых земель, как известно, сосредоточены в Средней Азии, Южном Казахстане и на Северном Кавказе. В последнее десятилетие крупные массивы орошения появились на Украине, в Ростовской области, Поволжье. Сведения о стоке с неорошаемых угодий (сельскохозяйственных полей или даже с малых водосборов) очень малочисленны, а в районах старого орошения они отсутствуют, так как гидрометрические наблюдения сосредоточены здесь главным образом на горных реках, в большинстве случаев пересекающих массивы орошения. Известно только, что летний сток с неорошаемых угодий, аналогичных по своим основным природным характеристикам орошаемым землям в Средней Азии, Южном Казахстане, Закавказье, практически отсутствует. Сток талых вод происходит лишь в отдельные годы. Так, по данным четырехлетних наблюдений экспедиции ГГИ на Арысь-Туркестанской оросительной системе сток талых вод с неорошаемых полей отмечался только в очень многоводном 1969 г. Он составлял около 10—15 мм, т. е. 100—150 м³/га. На Кзылкумской и Таласской оросительных системах, где также велись наблюдения, сток талых вод отсутствовал даже в многоводном 1969 г. Что касается орошаемых земель, расположенных в зоне недостаточного увлажнения (Северный Кавказ, Ростовская область, Украина,

Поволжье), то здесь имеет место как весенний, так и летний сток. Однако сведения по стоку с сельскохозяйственных полей также малочисленны.

Представление о величине стока с малых неорошаемых полей дают сведения о стоке с малых водосборов, полученные автором в ДГМО.

Сток с водосборов, занятых сельскохозяйственными угодьями в зоне недостаточного увлажнения, имеет ярко выраженный периодический характер. На рис. 58 представлены гидрографы стока балки Бузиновки (водосборная площадь $6,2 \text{ км}^2$), показывающие, что сток здесь осуществляется главным образом в период весеннего половодья. Летний сток наблюдается крайне редко, в некоторые годы имеют место зимние паводки. По нашим данным [255], летне-осенний сток в районе ДГМО составляет всего 10% общего стока. Грунтовый сток на малых водотоках отсутствует, на более значительных (водосборная площадь более $800\text{--}1000 \text{ км}^2$) он составляет 1—2% годового.

Годовые и средние за период наблюдений величины стока, коэффициенты стока и коэффициенты его вариации по водосборам ДГМО представлены в табл. 32. Как следует из таблицы, годовые величины стока на всех водотоках весьма изменчивы (от нуля до 100 мм и более). Коэффициенты стока в среднем равны 10%, однако в отдельные годы они достигают 30% и более.

Роль отдельных факторов в формировании весеннего стока с неорошаемых угодий хорошо показана на диаграмме (рис. 59). Видно, что основными из них являются максимальные запасы воды в снеге и интенсивность снеготаяния, осадки в период снеготаяния, дефицит влажности верхнего метрового слоя почвы, ее льдистость, определяющая впитывающую способность почвы.

В табл. 33 представлены данные о годовом и весеннем стоке и коэффициентах стока по одной распаханной и двум целинным стоковым площадкам. Все площадки имеют одинаковые размеры (1300 м^2), уклоны и почвы. При регистрации стока производстве снегомерных съемок, измерении осадков для всех площадок применялись соответственно одинаковые методики и приборы. Площадки № 3 и 4 различаются тем, что первая из них целинная, а вторая — распахана. Площадка № 6 отличается от двух других своей экспозицией: площадки № 3 и 4 имеют северо-западную экспозицию, а площадка № 6 — юго-восточную. Дикорастущая растительность (пырей, мятлик) на площадках № 3 и 6 одинаковая. Из таблицы видно, что годовой сток со всех площадок заметно больше, чем с водосборов. Средняя за период наблюдений величина годового стока с распаханной площадки на 42,5% меньше, чем с целинной площадки № 3, и почти равна величине стока с целинной площадки № 6. Следовательно, в рассматриваемых условиях распашка на склонах северо-западной экспозиции снижает годовой сток в среднем на 42,5%. Для склонов других экспозиций эта величина, очевидно, может быть совершенно иной.

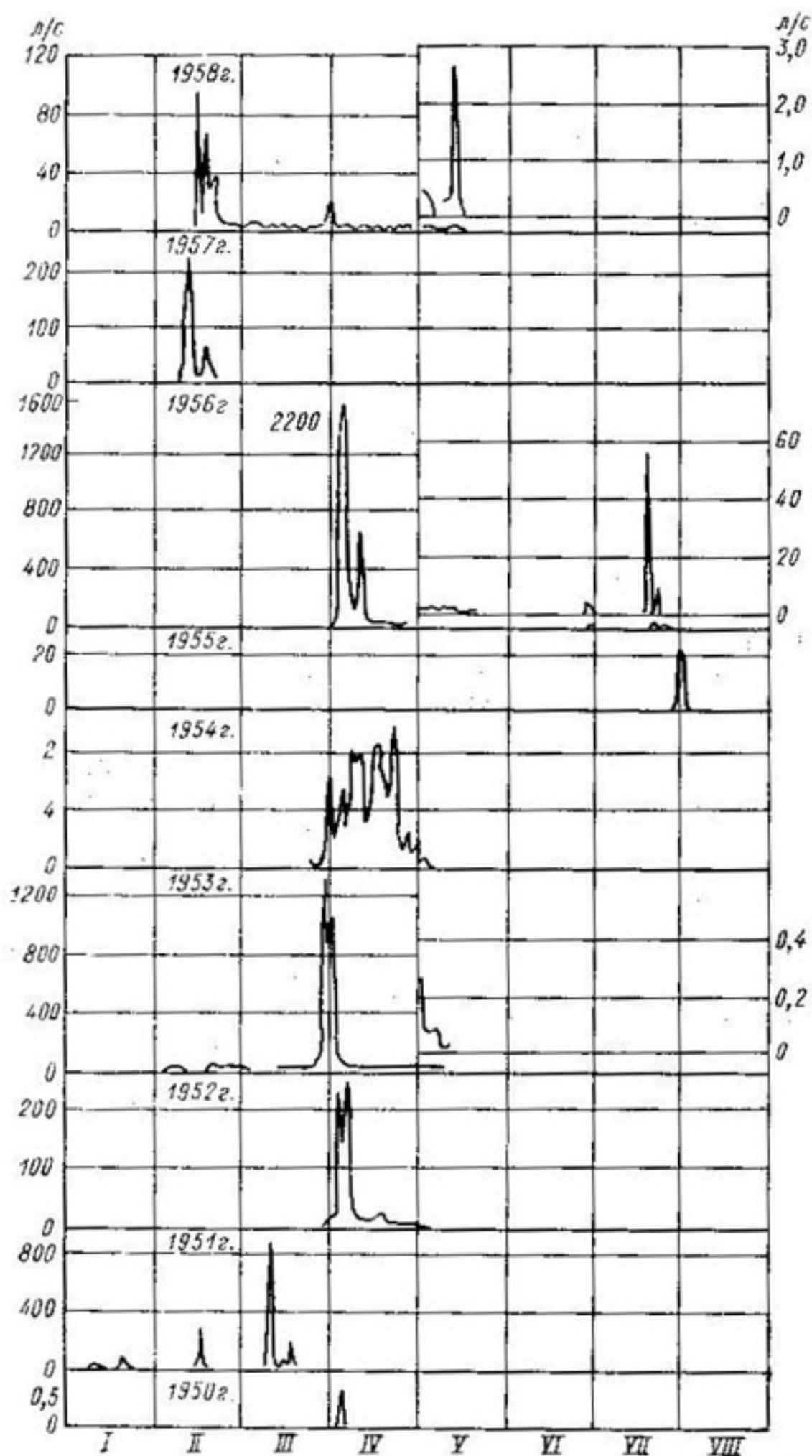


Рис. 58. Гидрографы стока балки Бузиновки у гидроствора № 1.
(С сентября по декабрь 1950—1958 гг. сток фактически отсутствовал.)

Годовые и средние за период наблюдений величины стока Y , коэффициенты стока η и коэффициенты вариации. ДГМО

Год	Наименование водотока и площадь водосбора, км²																	
	Габунка (ств. 4) 4,16		Габунка (ств. 5) 2,17		Бузновка (ств. 1) 6,20		Бузновка (ств. 3) 1,90		Снежная 0,40		Чалпура 20,4		Глубокая 2,84		Бгорони 1,0		Крутая 0,70	
	Y	η	Y	η	Y	η	Y	η	Y	η	Y	η	Y	η	Y	η	Y	η
1949	7,2	0,02	3,4	0,02	1,9	0,01	1,1	0,00	2,1	0,00	2,3	0,01	18,2	0,06	22,0	—	0,0	0,00
1950	0,9	0,00	0,7	0,00	0,0	0,00	0,0	—	0,1	—	0,4	—	6,9	0,01	1,2	—	19,0	—
1951	26,1	0,08	27,6	0,09	29,7	0,10	7,0	—	38,8	0,13	39,0	—	99,3	—	38,8	0,00	10,2	0,02
1952	23,2	0,05	23,8	0,05	15,1	0,03	0,1	0,00	21,1	0,04	47,9	0,10	—	—	—	0,12	37,8	0,12
1953	106,3	0,34	104,1	0,33	66,5	0,21	46,0	0,11	62,8	0,20	—	—	4,2	0,01	1,4	0,00	1,2	—
1954	0,9	0,00	2,5	0,01	2,3	0,01	0,4	0,00	2,7	0,01	5,6	0,02	—	—	—	—	3,6	0,01
1955	3,8	—	3,6	0,01	0,5	0,00	0,4	0,00	0,1	0,00	5,5	0,01	135,0	0,36	—	—	—	—
1956	100,9	0,29	78,6	0,21	102,1	0,28	89,2	0,24	97,1	0,26	10,4	—	7,9	0,03	5,2	0,02	10,8	0,04
1957	10,5	0,04	12,2	0,04	12,0	0,04	35,5	0,01	20,2	0,07	22,0	0,08	3,8	0,01	0,00	0,00	0,6	0,00
1958	14,8	0,03	8,2	0,02	6,9	0,01	0,2	0,00	3,6	0,01	15,3	0,03	15,9	0,06	9,8	0,03	4,6	0,02
1959	16,2	0,06	4,1	0,01	6,2	0,02	3,2	0,01	1,9	0,01	15,1	0,05	37,4	0,08	38,9	0,09	25,5	0,06
1960	18,2	0,04	12,2	0,03	13,1	0,03	16,7	0,04	21,4	0,05	37,0	0,10	0,0	0,00	0,0	0,00	0,0	0,00
1961	0,0	0,00	—	—	0,2	0,00	—	—	0,0	0,00	0,0	0,00	9,7	0,03	0,1	0,00	—	—
1962	0,0	0,00	—	—	2,7	0,01	—	—	8,1	0,02	18,0	0,05	(94,9)	(0,18)	58,2	0,11	(36,4)	(0,07)
1963	—	—	27,1	0,05	(12,0)	(0,02)	(14,9)	(0,03)	(50,9)	(0,10)	111,2	0,22	—	—	36,7	0,06	38,5	0,06
1964	13,9	0,02	12,1	0,02	48,6	0,08	—	—	47,5	0,08	(18,4)	0,03	43,0	0,09	(2,4)	0,01	6,3	0,01
1965	28,1	0,06	23,3	0,06	13,8	0,03	—	—	44,4	0,10	67,8	0,14	3,7	0,01	0,4	0,00	1,0	0,00
1966	0,2	0,00	6,7	0,02	1,5	0,00	0,0	0,00	0,6	0,00	29,5	0,08	5,1	0,01	—	—	4,8	0,01
1967	4,2	0,01	1,3	0,00	10,3	0,06	—	—	1,4	0,01	31,7	0,08	60,1	0,14	—	—	63,1	0,15
1968	43,4	0,11	24,0	0,07	48,8	0,12	—	—	56,6	0,14	44,2	0,11	19,4	0,04	—	—	(3,4)	0,01
1969	13,6	0,05	5,3	0,02	4,2	0,01	—	—	(1,8)	0,00	22,0	0,06	32,2	0,07	15,4	0,03	14,8	0,04
Средн. C _v	21,6	0,06	20,1	0,06	19,0	0,05	15,3	0,04	23,0	0,06	31,8	0,06	1,22	—	1,28	—	1,22	—

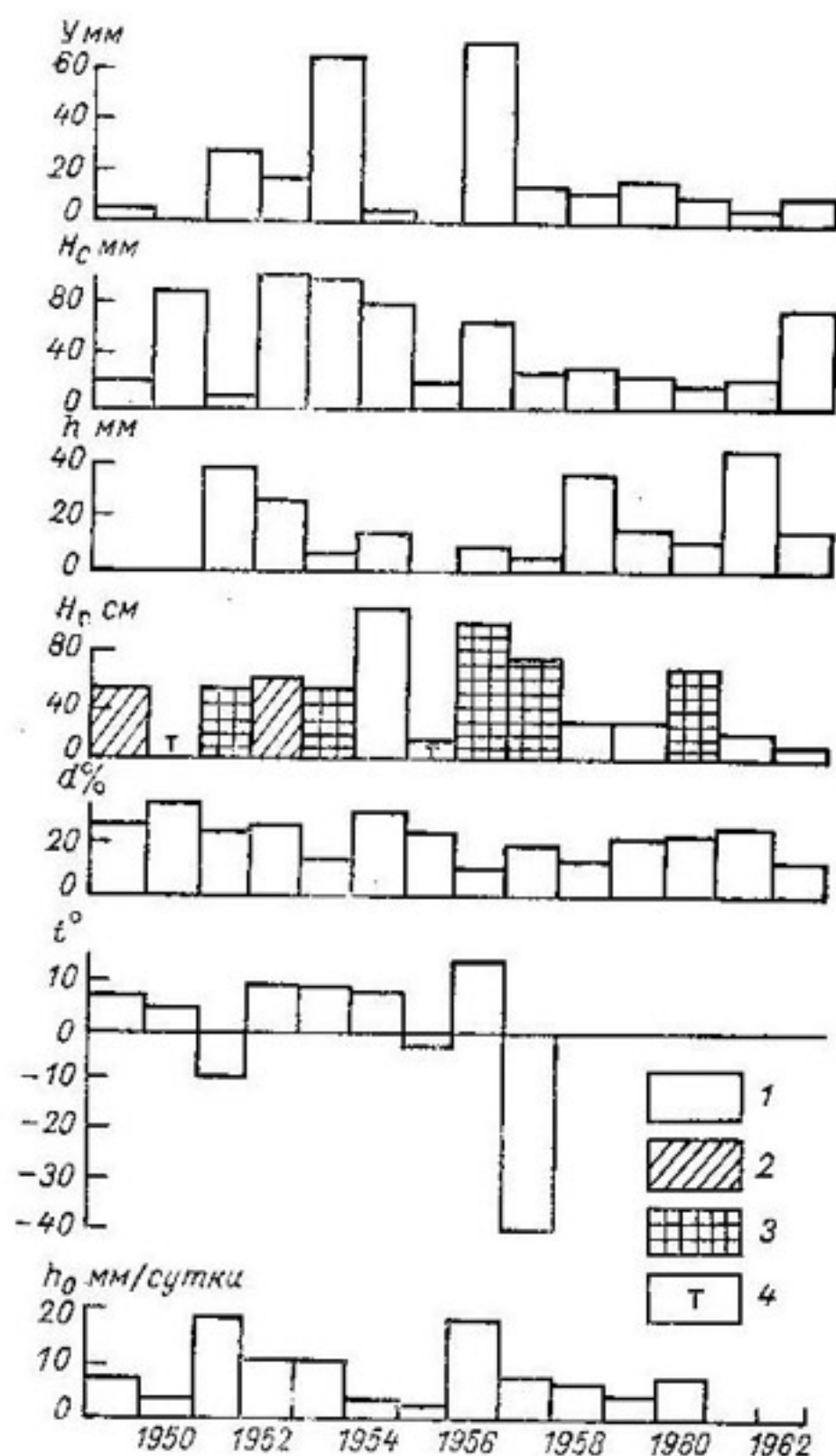


Рис. 59. Основные характеристики снеготаяния и половодья в 1949—1962 гг. (ДГМО).

Льдистость: 1 — слабая; 2 — умеренная; 3 — сильная; 4 — талая почва; h_a — средняя интенсивность снеготаяния, мм/сутки; H_c — максимальные запасы воды в снеге, мм; t° — отклонение от среднего за 9 лет перехода среднесуточной температуры воздуха через нуль; h — жидкие осадки в период снеготаяния, мм; d — дефицит влажности верхнего метрового слоя почвы в процентах от объема; $H_{\text{п}}$ — глубина промерзания почвы, см; Y — слой весеннего стока, мм.

Годовой и весенний сток и коэффициенты стока, а также средние за период наблюдений значения этих величин по стоковым площадкам ДГМО № 3 (целина), № 4 (пахота), № 6 (целина)

Год	Годовой сток, мм			Коэффициент годового стока			Весенний сток, мм			Коэффициент весеннего стока		
	№ 3	№ 4	№ 6	№ 3	№ 4	№ 6	№ 3	№ 4	№ 6	№ 3	№ 4	№ 6
1950	10,1	10,1	7,5	0,03	0,03	0,02	7,4	8,2	6,1	0,17	0,18	0,17
1951 *	37,9	44,1	53,9	0,12	0,14	0,17	8,1	8,1	4,1	0,80	0,80	0,21
1952	83,0	30,1	26,5	0,17	0,06	0,05	51,7	29,7	21,1	0,82	0,33	0,22
1953	109,5	56,7	33,9	0,35	0,18	0,11	17,0	42,2	13,8	0,93	0,59	0,20
1954	(0,3)	0,3	3,3	0,00	0,00	0,01	0,3	0,1	3,3	0,00	0,00	0,04
1955	0,8	1,6	1,1	0,00	0,00	0,00	0,1	0,00	0,1	0,01	0,00	0,01
1956	86,0	73,0	78,0	0,18	0,16	0,17	34,2	30,4	38,0	0,98	0,92	0,81
1957	19,0	0,7	17,1	0,07	0,00	0,06	18,9	0,5	17,0	0,96	0,03	0,72
1958	2,2	4,4	1,1	0,00	0,01	0,00	1,8	0,9	4,0	0,02	0,01	0,06
1959	3,3	3,4	1,7	0,01	0,01	0,01	3,1	3,3	1,7	0,03	0,03	0,02
1960	52,2	4,3	8,4	0,11	0,01	0,02	44,9	2,4	5,7	0,47	0,02	0,06
1961	0,08	3,3	0,05	0,00	0,01	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
1962	0,09	12,4	0,20	0,00	0,04	0,00	0,09	12,3	0,2	0,01	0,13	0,00
1963	76,3	41,8	56,3	0,16	0,09	0,12	20,6	6,6	14,3	0,83	0,27	0,58
1964	55,0	30,6	38,2	0,08	0,04	0,06	53,0	2,2	37,8	0,27	0,01	0,19
1965	51,3	1,7	48,6	0,11	0,00	0,10	49,5	1,2	48,6	0,07	0,01	0,06
1966	0,5	2,9	0,5	0,00	0,01	0,00	0,4	0,4	0,1	0,01	0,01	0,00
1967 **	38,5	16,3	—	0,10	0,04	—	38,0	16,1	—	0,30	0,13	—
1968	25,0	15,8	—	0,06	0,04	—	6,8	9,5	—	0,03	0,05	—
1969	11,1	30,0	—	0,03	0,08	—	11,1	0,0	—	0,02	0,00	—
Среднее	33,2	19,2	22,1	0,08	0,05	0,05	18,4	8,7	12,7	0,34	0,18	0,20

* Площадка № 4 распахана осенью 1951 г.

** Площадка № 6 с 1967 г. закрыта.

Распашка на склонах северо-западной экспозиции снижает весенний сток (в среднем за 20 лет) на 52,8%. Характерно, что весенний сток с распаханной площадки с северо-западной экспозицией оказался меньше, чем с целинной площадки юго-восточной экспозиции.

Таким образом, распашка склонов имеет существенное значение в формировании стока; еще большее значение может иметь, на первый взгляд, малозначащий фактор — экспозиция склона, так как количество тепла, поступающего на поверхность почвы, определяется углом наклона солнечных лучей к поверхности. От количества тепла, получаемого почвой, зависит степень ее льдистости и промерзания, интенсивность снеготаяния, режим испарения с почвы и другие процессы, определяющие в свою очередь размеры просачивания воды, скорости ее стекания и т. д. Следует заметить, что в отдельные годы степень влияния распашки и экспозиции на годовой и весенний сток различна, что объясняется, вероятно, действием ряда других местных и фоновых факторов.

Интересные данные по склоновому стоку получил Н. А. Мосиенко в Кулундинской степи в 1963 г. [164]. Коэффициенты весеннего стока со склонов, распаханных под зябь вдоль горизонталей с отвалом и без отвала, составляли 0,04—0,05 и слой стока — 3—4 мм. Наибольшие коэффициенты стока (0,47 и 0,62) наблюдались на шелухе пшеницы (слой стока соответственно 37,9 и 48,7 мм). На шелухе пшеницы и на чистом пару коэффициенты стока соответственно равнялись 0,19 и 0,32 (шелуха пшеницы), а слой стока — 14,9 и 29,9 мм. Аналогичные данные были получены Мосиенко в 1964 г. С приведенными данными согласуются и величины стока, полученные им на Приобском плато.

На засоленных почвах весенний сток оказался значительно ниже, чем на незасоленных. На двух площадках слой стока составлял 5,5 и 1,9 мм, а коэффициенты стока соответственно равнялись 0,17 и 0,03.

В многоснежную (100 мм) зиму 1969 г. поверхностный сток на солонцах составил 14,5 и 6,8 мм при коэффициентах стока 0,12 и 0,06, а на солончаках оказался повышенным (64,5 и 63,8 мм) при коэффициентах стока 0,57 и 0,58. Пониженный сток на солонцах и повышенный на солончаках можно объяснить особенностями их водно-физических свойств.

Анализ экспериментальных данных, полученных автором и другими исследователями, приводит к следующим выводам [277]:

а) зяблевая вспашка в южных районах (Приазовье, Заволжье, Сальские степи) приводит к снижению величины весеннего стока с сельскохозяйственных полей в средние по водности годы в 3—5 раз по сравнению со стоком со стерни или залежи;

б) сток с полей, занятых озимой пшеницей, увеличивается по сравнению со стоком с полей, занятых стерней, в годы средней водности в 2—2,5 раза;

в) сток с земель, занятых выпасами, дорогами, как правило, выше, чем сток с сельскохозяйственных угодий.

Наибольшее снижение стока с сельскохозяйственных угодий происходит в годы средней водности; в многоводные годы — в силу большой интенсивности стока, а в маловодные — вследствие весьма незначительной его величины влияние агротехнических мероприятий на сток практически отсутствует.

Изложенное необходимо учитывать при изучении условий формирования и количественной оценки стока с мелиорируемых земель.

В связи с недостаточностью непосредственных наблюдений за стоком с сельскохозяйственных полей и малых водосборов возникает необходимость определения его с помощью расчетных методов. Известные карты изолиний для этой цели непригодны [61, 239]. Кроме того, в практике мелиоративного проектирования и строительства в первую очередь требуются величины стока за конкретные годы, половодья и паводки, которые, как известно, невозможно определить по картам изолиний.

Слой стока за конкретные паводки и половодья при отсутствии непосредственных наблюдений рекомендуется определять по разработанной автором методике [252], основанной на зависимости влагопроводности почвы от ее насыщенности влагой.

Л. С. Лейбензон [139], исследуя процесс движения газированной жидкости в идеальной почве, состоящей из шарообразных частиц одинакового размера, нашел, что его можно описать следующим уравнением:

$$\frac{k}{k_0} = \left(\frac{W - W_3}{P - W_3} \right)^n, \quad (118)$$

где k — влагопроводность ненасыщенного грунта; k_0 — коэффициент фильтрации при полном насыщении грунта; W — фактическая влажность; W_3 — влажность, при которой прекращается движение воды в жидком виде; P — пористость; $\frac{W - W_3}{P - W_3}$ — относительная влагонасыщенность; n — показатель степени (по Лейбензону $n \div 3,3-4$).

С. Ф. Аверьянов [2; 3] исследовал движение воды в идеальном грунте, состоящем из одинаковых цилиндрических трубок, и получил формулу

$$\frac{k_W}{k_0} = \left(\frac{W - W_0}{P - W_0} \right)^{3,5}, \quad (119)$$

где k_W — водопроницаемость (проводимость) при влажности, равной W , но не меньшей, чем $W_{п.в.}$, выраженная в долях k_0 , W_0 — влажность, соответствующая рыхлой и прочно связанной почве. Остальные обозначения прежние.

Предложенная Аверьяновым зависимость хорошо соответствует экспериментальным данным Муура, Ричардси, Лейбен-

зона. А. И. Будаговский [39] по данным экспериментов с почвами, имеющими естественную и нарушенную структуру, нашел, что $n = 4$. На основании теоретического анализа и экспериментальных данных нами установлена следующая зависимость [252]:

$$\frac{H^*}{X} = \left(\frac{d_w}{\gamma} \right)^z, \quad (120)$$

где H^* — потери стока на инфильтрацию и испарение в период паводка или половодья, мм; X — атмосферные осадки или запасы воды в снеге, мм; d_w — дефицит влажности верхнего слоя почво-грунтов, мм; $\gamma = W_{\text{вп. в}} - W_{\text{гм. г}}$ — действующая пористость верхнего слоя почво-грунтов ($W_{\text{гм. г}}$ — максимальная гигроскопичность почвы, мм).

Расчетные слои почвы при определении компонентов d_w и γ должны быть одинаковыми (50, 100 см и т. д.).

Решая уравнение (120) совместно с уравнением водного баланса паводка или половодья, выраженного в безразмерной форме:

$$\frac{H^*}{X} + \frac{Y}{X} = 1, \quad (121)$$

где $Y = Y_{\text{п}} + \Delta U_{\text{пон}}$ — поверхностный сток $Y_{\text{п}}$ и аккумуляция на поверхности талых или дождевых вод $\Delta U_{\text{пон}}$, получаем формулу

$$\frac{Y}{X} = 1 - \frac{H^*}{X} = 1 - \left(\frac{d_w}{\gamma} \right)^z \quad (122)$$

или

$$Y = X \left[1 - \left(\frac{d_w}{\gamma} \right)^z \right] \quad (123)$$

и

$$Y_{\text{п}} + \Delta U_{\text{пон}} = X \left[1 - \left(\frac{d_w}{\gamma} \right)^z \right], \quad (123_1)$$

($Y_{\text{п}}$ — поверхностный сток без величины аккумуляции воды на поверхности).

Слой потерь на инфильтрацию за половодье или паводок Π можно определять соответственно по формуле

$$\Pi = X \left\{ 1 - \left[1 - \left(\frac{d_w}{\gamma} \right)^z \right] \right\}. \quad (124)$$

Уравнения (123), (123₁) и (124) справедливы в пределах $0 \leq d_w \leq \gamma$. Для удобства определения параметра z перепишем уравнение (123) в следующей форме:

$$1 - \frac{Y}{X} = \left(\frac{d_w}{\gamma} \right)^z \quad (123_2)$$

или после логарифмирования

$$\lg \left(1 - \frac{Y}{X} \right) = z \lg \left(\frac{d_w}{\gamma} \right). \quad (123_3)$$

В этом уравнении параметр z определяется графическим методом, как тангенс угла наклона к оси абсцисс линии связи величины

$$\lg\left(1 - \frac{Y}{X}\right) = f\left[\lg\left(\frac{d_w}{\gamma}\right)\right].$$

На основании экспериментальных данных по стоку, атмосферным осадкам, запасам влаги в почве, полученных в ДГМО, ВНИГЛ, Нижнедевицкой, Придеснянской, Западно-Казахстанской и других стоковых станциях, был определен параметр z . По всем станциям для весеннего стока $z = 1,2$; для летнего стока $z = 1,1$.

Коэффициенты стока $\varphi = \frac{Y_n}{X}$, исходя из зависимости (123₁), можно определить по формуле

$$\varphi = \left[1 - \left(\frac{d_w}{\gamma}\right)^2\right] - \frac{\Delta U_{\text{пон}}}{X}. \quad (125)$$

Из выражения (123₁) следует, что при высоком начальном увлажнении почвы, когда $d_w \rightarrow 0$, основная часть выпадающих осадков расходуется на заполнение бессточных понижений и на поверхностный сток. В противоположном случае, при большом иссушении почвы, когда $d_w \rightarrow \gamma$, т. е. к своему реальному пределу для данного слоя почвы, осадки полностью расходуются на заполнение свободных пор в почве, в связи с чем аккумулярующие емкости не заполняются и поверхностный сток отсутствует.

Для вычисления действующей пористости γ используются данные наблюдений агрометстанций над водно-физическими свойствами (полной влагоемкостью $W_{\text{п. в}}$ и максимальной гигроскопичностью $W_{\text{м. г}}$). При отсутствии непосредственных наблюдений за полной влагоемкостью она оценивается по формуле

$$W_{\text{п. в}} = \left(1 - \frac{\rho}{\delta}\right) \cdot 100\%, \quad (126)$$

где ρ — объемный вес, г/см³; δ — удельный вес, г/см³.

Максимальная гигроскопичность $W_{\text{м. г}}$ берется из районных справочников агрогидрологических свойств почвы. Приближенные значения параметра γ для территории Северного Кавказа, бассейна Нижнего Дона и юго-запада Украины можно определять по карте, приведенной в работе [252].

Дефицит влагозапасов верхнего слоя почво-грунтов d_w вычисляется по разности $d_w = W_{\text{п. в}} - W_{\text{нн}}$, где $W_{\text{п. в}}$ — полная влагоемкость в слое h , мм; $W_{\text{нн}}$ — влагозапасы в верхнем слое почво-грунтов h перед началом половодья, паводка или полива, мм. Величина d_w изменяется от нуля до γ .

При высоком увлажнении (более 60% $W_{\text{п. в}}$) и глубоком промерзании (более 50—60 см) почвы перед началом весеннего половодья, способствующем формированию значительной льдистости

ее, первые порции талой воды (поступившие в мерзлую почву) превращаются в лед, закупоривая свободные поры. При этом наступает временная водонепроницаемость почвы. В этих случаях при использовании формул (123) и (124) величину дефицита влагозапаса перед началом половодья следует приравнивать нулю [114, 252].

При отсутствии измерений влажность почвы определяется расчетным путем. Методика этого расчета рассматривается в главе 2.

Проверка формулы (123) по данным непосредственных измерений показала, что ошибка расчета стока за отдельные паводки и половодья по этой формуле составляют 20—24%.

Сток с орошаемых земель. Орошение земель существенно меняет условия формирования стока. Применение различных способов полива (напуск, бороздковый, дождевание) требует соответствующей подготовки поверхности: планировка, нарезка борозд, оросителей и т. д. Все это, естественно, создает своеобразные условия шероховатости поверхности и способствует в одном случае снижению, а в другом повышению поверхностного стока. Строительство каналов, дрена, коллекторов, приводит, с одной стороны, к возникновению искусственных препятствий стоку, а с другой, к облегчению условий стока через дрена и коллекторы.

Различают замкнутые (оконтуренные со всех сторон каналами и искусственными возвышениями) орошаемые сельскохозяйственные поля и открытые (прилегающие обычно к дренам). На больших по площади массивах могут встречаться как замкнутые, так и открытые сельскохозяйственные поля. На оросительных системах, оборудованных коллекторно-дренажной сетью, последних больше. На бездренажных системах преобладают замкнутые сельскохозяйственные поля и даже целые массивы.

По источникам водообеспечения можно выделить следующие типы орошаемых земель: а) массивы, поливаемые водами горных рек, сток которых практически полностью разбирается, б) земли, расположенные вблизи реки и поливаемые за счет ее стока; в этом случае возможно формирование значительных возвратных вод, в) земли, поливаемые водами рек, переброшенных из других бассейнов, куда они не возвращаются, г) земли, водообеспечение которых происходит за счет грунтовых вод, д) земли, водообеспечение которых происходит за счет местного стока, е) смешанный тип водообеспечения орошаемых земель (за счет местного стока, водозабора из других бассейнов и грунтовых вод).

Внедрение орошения приводит обычно к подъему уровней грунтовых вод (по крайней мере на слабоотточных землях) и возникновению грунтового стока, который до орошения в большинстве случаев отсутствует.

В различных климатических зонах формирование стока с орошаемых земель может происходить по-разному. В зоне недостаточ-

ного увлажнения, где почти ежегодно наблюдаются половодья, увеличение влагозапасов в почве под воздействием орошения в летне-осенний период приводит к возрастанию стока в период половодья. В аридной зоне, где половодья практически отсутствуют, подобного явления не наблюдается. На формирование стока с крупных орошаемых массивов или речных бассейнов с развитым орошением заметное влияние оказывают и особенности водообеспечения орошаемых земель, режимы орошения, полнота (коэффициент) использования земель.

Все указанные факторы необходимо учитывать при оценке стока с орошаемых земель.

В настоящее время наблюдения за стоком с орошаемых земель весьма малочисленны, а поверхностный сток атмосферных осадков с орошаемых полей практически не изучается. Между тем изучение суммарного стока с орошаемых земель необходимо для составления водного баланса орошаемых территорий и оценки влияния орошения на изменение водных ресурсов. Учет поверхностного стока необходим для оценки доли атмосферных осадков, не участвующей в формировании естественного увлажнения почвы, что важно при проектировании режима орошения.

Орошаемые земли оказывают существенное влияние на формирование поверхностного паводочного стока. По данным ДГМО, влажность почвы на орошаемых землях выше, а дефицит влагозапаса ниже в 1,5--2, а иногда и в 4 раза, чем на богарных землях. Соответственно и сток с орошаемых земель, согласно вышеприведенному анализу, должен увеличиться в несколько раз.

Несмотря на повышенную влажность и связанную с этим пониженную впитывающую способность почвы, сток с орошаемых полужамкнутых полей при снегозапасах, равных таковым на неорошаемых угодьях, как это следует из табл. 34, составленной по данным наших исследований на Нижнедонской оросительной системе, оказывается более чем в 20 раз ниже, чем с богарных.

Т а б л и ц а 34

Слой и коэффициенты стока на водосборе балки Снежной и орошаемом поле № 1 (пос. Восход)

	1957 г.	1958 г.	1959 г.	1960 г.	1961 г.	1962 г.	Среднее
Сток за половодье с водосбора б. Снежной (богара) ($F = 0,40 \text{ км}^2$), мм	20	2,6	15,1	3,4	0,0	4,3	7,6
Коэффициент стока	0,55	0,04	0,51	0,17	0,0	—	0,23
Сток за половодье с орошаемого поля № 1 ($F = 2,9 \text{ км}^2$), мм	20	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,5
Коэффициент стока	0,05	0,0	—	0,0	0,0	0,0	0,01

Причиной резкого снижения стока на орошаемом поле в этом случае являются каналы, борозды и резервы, аккумулирующие воду или оказывающие механическое противодействие стеканию воды по поверхности и способствующие, таким образом, впитыванию ее в почву.

Снижение стока на орошаемых землях вызвано повышением инфильтрации, которая приводит к подъему уровня грунтовых вод. Ежегодные весенние (апрель, май) подъемы уровней грунтовых вод в период снеготаяния, поддерживаемые впоследствии фильтрацией из каналов и за счет впитывания воды в период

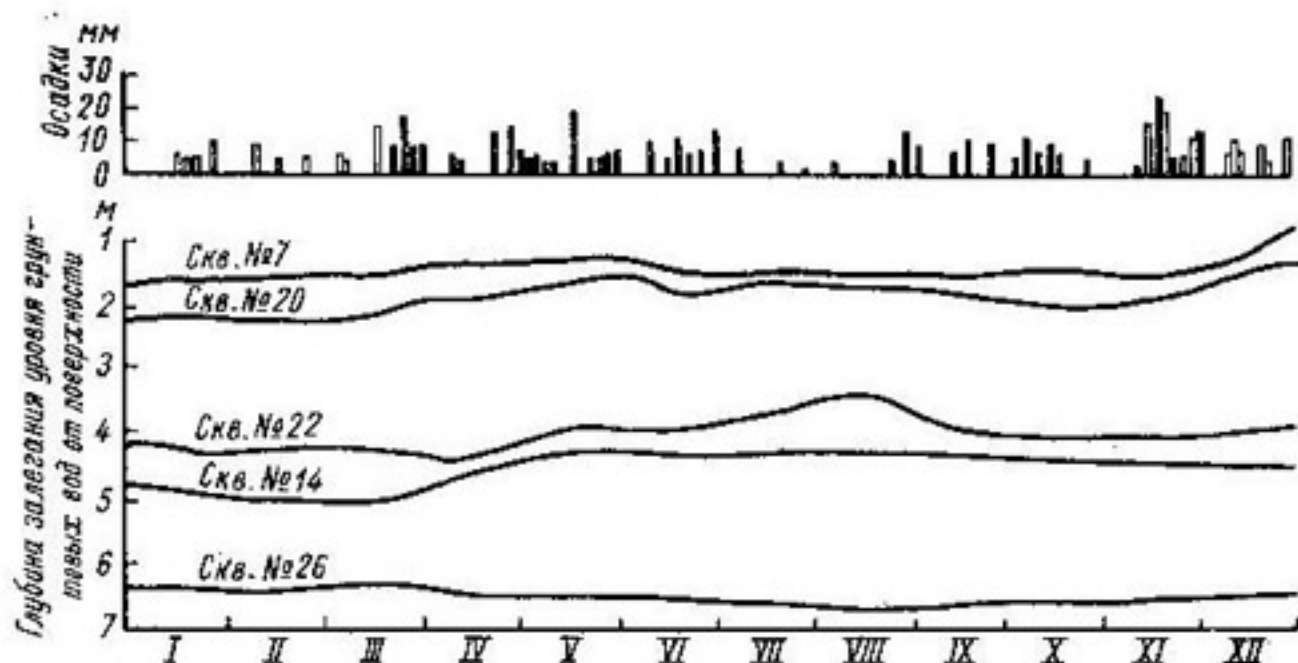


Рис. 60. Изменение уровней грунтовых вод на различных глубинах (под воздействием инфильтрации талых, дождевых и поливных вод). Рябиче-Задонский водно-балансовый участок Нижнедонской оросительной системы, 1961 г.

вегетационных и влагозарядковых поливов (июнь—сентябрь), как показали исследования на отдельных участках Нижнедонской оросительной системы, являются одной из причин общего подъема поверхности грунтовых вод и в конечном итоге переувлажнения и вторичного засоления почво-грунтов. Указанное явление иллюстрирует рис. 60, где в качестве примера приведены графики изменения уровней грунтовых вод на участках с различными глубинами.

Таким образом, в районах с широко развитым орошением при расчетах стока с водосборов наряду с другими факторами необходимо учитывать наличие орошаемых земель. Особенно это важно при определении водных ресурсов района, при учете так называемых возвратных вод и в итоге при составлении водно-земельных балансов с целью дальнейшего развития орошения и комплексного использования водных ресурсов.

В табл. 35 приведены величины суммарного стока талых вод, максимальных запасов воды в снеге и осадков за период половодья на Новозолотовском орошаемом массиве Нижнедонской

Основные характеристики весеннего половодья на орошаемых и неорошаемых водосборах. Ростовская область, 1967 г.

Водоток	Период паводка		Водосборная площадь, км ²	Максимальные снегозапасы в начале половодья, мм	Осадки в период половодья, мм	Сумма осадков и снегозапасов, мм	Слой стока, мм	Коэффициент стока
	начало	конец						

Орошаемые массивы Нижнедонской оросительной системы

Центральный массив	10/III	28/IV	44	89,2	43,4	133	66,5	0,50
Северный массив	25/III	19/IV	19,3	88,8	39,4	128	42,0	0,32
Переувлажненное поле	20/III	20/IV	2	84,0	39,4	123	70,7	0,57

Неорошаемые водосборы

б. Бузиновка	25/III	28/IV	6,2	100	63,7	164	10,3	0,06
б. Снежная	26/III	19/IV	0,40	94	39,9	134	1,4	0,01
р. Сал—ст-ца Батлаевская	23/III	30/IV	19 300	88	31,5	119,5	1,9	0,02
р. Тузлов—х. Несветай	10/III	10/V	1 910	109	45	154	22,0	0,14

Примечание. Таблица составлена Е. А. Леоновым по данным экспедиции ГГИ и Северо-Кавказского УГМС.

оросительной системы, оборудованном коллекторно-дренажной сетью¹, и неорошаемых водосборах балок Бузиновка и Снежная, р. Сал—ст-ца Батлаевская и р. Тузлов—х. Несветай. Приведены также коэффициенты стока, показывающие, что суммарный (поверхностный и грунтовый) сток с орошаемых массивов во много раз выше стока с неорошаемых. При этом доля поверхностного стока в суммарном стоке с орошаемых земель, например, в 1967 г. на центральном и северном массивах составляла соответственно 55 и 54% суммарного. Более подробные данные о соотношении модулей поверхностного и грунтового стока на центральном, северном и южном коллекторах Нижнедонской оросительной системы в 1967 г. [140] помещены в табл. 36. Оказалось, что сток поверхностных вод (естественных и оросительных) в летне-осенний и зимний периоды составляет меньшую долю суммарного, чем весенний. В целом за год поверхностный сток составляет 42—44%, а на южном коллекторе, характеризующемся затрудненными условиями стекания, 25% суммарного.

Таким образом, поверхностный сток с открытых орошаемых полей и массивов в условиях Нижнедонской оросительной системы

¹ Описание Новозолотовского орошаемого массива приведено ниже.

Модули коллекторного стока. Нижнедонская оросительная система, 1967 г.

Период	Модуль стока				
	грунтовой		поверхностный		суммар- ный коллек- тора, л/(с·га)
	л/(с·га)	в % от суммар- ного	л/(с·га)	в % от суммар- ного	

Центральный коллектор $F = 44 \text{ км}^2$

Декабрь—февраль	0,066	87	0,010	13	0,076
Март—апрель	0,042	45	0,052	55	0,094
Май—ноябрь	0,057	50	0,057	50	0,114
Год	0,055	58	0,040	42	0,095

Северный коллектор $F = 19,3 \text{ км}^2$

Декабрь—февраль	0,038	90	0,005	10	0,047
Март—апрель	0,032	46	0,037	54	0,069
Май—ноябрь	0,051	53	0,046	47	0,097
Год	0,040	56	0,031	44	0,071

Южный коллектор $F = 5,2 \text{ км}^2$

Декабрь—февраль	0,035	92	(0,003)	8	0,038
Март—апрель	0,019	44	(0,015)	56	0,034
Май—ноябрь	0,020	83	(0,008)	17	0,024
Год	0,024	75	(0,008)	25	0,032

Примечание. В скобках приведены приближенные значения модуля стока.

в 1967 г. в 2—3 раза и более превышал сток с неорошаемых угодий (балки Бузиновка, Снежная, р. Сал) и примерно равен стоку р. Тузлов; в другие годы результаты могут быть иными.

По приведенным данным, разумеется, нельзя делать окончательные выводы. Очевидно, что поверхностный сток с орошаемых полей может быть и выше и ниже, чем сток с неорошаемых угодий, все зависит от местных условий.

Интересные данные по весеннему стоку с сельскохозяйственных полей, на которых производились влагозарядковые поливы, приводит И. А. Кузник [130] (табл. 37). При одинаковых снегозапасах на орошаемых и неорошаемых площадках сток с орошаемых оказался выше. За пятилетний период коэффициенты стока с орошаемых полей составили 0,39—1,0, а с неорошаемых — 0,0—0,35; в среднем они равнялись соответственно 0,64 и 0,07. Причиной повышенного стока с орошаемых участков является более высокое увлажнение этих участков за счет влагозарядковых поливов.

Влияние влагозарядкового полива на весенний сток (зять)

Место измерения	Год	Влажность почвы на участках в % от сухой навески (в слое 0—50 см)		Снегозапасы на участках № 1 и 2, мм	Сток на площадках, мм		Коэффициент стока на площадках	
		№ 1 без влагозарядки	№ 2 с влагозарядкой		№ 1	№ 2	№ 1	№ 2
Энгельская опытно-мелиоративная станция	1953	12,0	23,1	77	0,0	30	0,0	0,39
То же	1956	11,5	24,2	97	0,0	59	0,0	0,61
Учебное хозяйство Саратовского сельскохозяйственного института	1964	18,0	27,0	60	19,5	46	0,35	0,77
То же	1965	19,0	28,2	45	0,0	45	0,0	1,0
Среднее	—	—	—	70	4,9	45	0,07	0,64

Величина стока с крупных орошаемых массивов при прочих равных условиях зависит от соотношения количества площадей замкнутых и открытых орошаемых полей. Поверхностный сток оросительных вод с хлопковых и свекловичных орошаемых полей Южного Казахстана составляет не более 25—30% суммарного стока. На рисовых системах, независимо от их географического положения, поверхностный сток (сброс) оросительных вод равен 85% суммарного стока.

При отсутствии непосредственных наблюдений сток талых и дождевых вод с открытых орошаемых полей можно определять по формуле (123₁). Проверка ее на исходных данных по стоку с подобных полей показала, что параметр z в условиях орошения равен 1,0—1,2.

Для изучения суммарного (поверхностного и грунтового) стока дождевых, талых и оросительных вод создана значительная гидрометрическая сеть. Наиболее развита она на оросительных системах Средней Азии и Северного Кавказа. Специальные опытные исследования по учету стока с оросительных систем проводились ГГИ под руководством автора на Нижнедонской, Пролетарской (Ростовская область), Арысь-Туркестанской, Кызылкупской и Таласской (Южный Казахстан) оросительных системах. Аналогичные работы проводятся ГГИ на орошаемых землях Чуйской долины, Северного Кавказа. Некоторые результаты этих исследований приведены в табл. 38.

Коэффициенты сброса оросительных вод ϕ , вычисленные по этим данным, для рисовых оросительных систем составляют 0,73—0,83; для Арысь-Туркестанского массива, занятого хлоп-

Величины водозабора и сброса по дренажно-коллекторной сети поливных вод
на оросительной сети (млн. м³)

Год	Элемент стока	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год	Модульный коэффициент	Ф
-----	------------------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	-----------------	--------------------------	---

I. Нижнедонская оросительная система

Центральный массив

1964	Приток					2,56	3,19	5,42	5,05	5,14	3,01	0,14	0,20	24,71	0,80	0,54
	Отток					1,17	1,46	2,15	2,53	2,35	1,65	1,20	0,84	13,35	0,64	
1965	Приток	0,60	0,50	1,50	0,30	3,80	5,50	8,10	7,40	5,00	0,40	0,40	—	30,90	1,00	0,58
	Отток					0,90	1,40	2,00	2,40	2,20	2,40	2,00	1,40	18,0	0,86	
1966	Приток	1,90	1,70	1,40	0,50	3,50	2,10	1,60	4,60	2,80	3,60	0,50	—	19,90	0,65	0,98
	Отток				1,20	1,50	1,60	1,60	2,00	1,80	2,20	1,20	1,30	19,40	0,92	
1967	Приток	1,34	0,52	1,95	2,50	3,83	4,23	5,29	4,55	4,25	2,83	—	—	24,98	0,81	0,86
	Отток				1,12	1,96	2,08	1,78	2,39	2,18	1,92	1,58	1,40	21,60	1,03	
1969	Приток	1,18	0,96	1,46	1,64	6,11	5,45	4,19	4,07	5,60	3,73	0,23	—	30,50	0,99	0,68
	Отток				1,45	2,52	1,96	1,72	1,65	2,62	2,19	1,57	1,28	20,75	1,00	
1970	Приток	2,10	1,58	1,68	2,15	8,22	6,07	9,52	8,48	5,86	6,17	0,83	—	46,60	1,51	0,57
	Отток				1,27	3,22	2,41	3,11	3,07	2,12	1,81	1,59	1,72	26,56	1,27	
1971	Приток	2,08	1,57	1,92	1,54	7,76	5,79	7,25	7,15	4,74	3,50	0,33	—	37,79	1,23	0,72
	Отток					3,06	3,52	2,84	2,50	3,37	2,36	0,92	1,40	27,08	1,29	

Титовский массив

1964	Приток					0,52	1,62	1,95	2,53	0,90	0,68	0,88	—	9,08	0,76	0,11
	Отток					0,25	0,05	0,11	0,18	0,13	0,08	0,20	—	1,00	0,23	
1965	Приток	0,03	0,02	0,29	0,20	1,25	2,24	2,94	2,25	1,70	0,66	0,09	—	11,13	0,93	0,16
	Отток					0,08	0,14	0,21	0,22	0,13	0,16	0,08	0,20	1,76	0,40	
1966	Приток	0,49	0,56	0,34	0,06	0,97	1,86	2,38	2,47	1,52	1,07	0,83	0,28	11,44	0,96	0,42
	Отток				0,12	0,11	0,30	0,42	0,50	0,42	0,79	0,47	0,35	4,87	1,10	
1969	Приток				0,35	1,93	3,40	2,32	1,49	1,90	1,14	0,94	0,14	13,61	1,14	0,42
	Отток						0,98	0,93	0,58	0,78	0,98	0,72	0,78	5,75	1,30	

1970	Приток Отток	0,56	0,76	0,58	0,70 0,47	1,77 0,58	1,96 0,81	3,36 0,96	2,80 0,94	1,68 0,94	1,27 0,89	0,72 0,65	— 0,54	14,26 8,68	1,19 1,97	0,61
Семикаракорский массив																
1964	Приток Отток					1,92 0,09	1,64 0,09	3,30 0,11	2,77 0,11	1,61 0,10	2,02 0,11	1,81 0,10	0,14 —	15,21 0,71	1,00 0,51	0,46
1966	Приток Отток			0,51		3,50 0,10	2,75 0,11	2,92 0,09	2,72 0,11	1,21 0,05	2,78 0,11	2,10 0,15	0,22 —	18,71 0,72	1,23 0,51	0,04
1969	Приток Отток			0,28		2,19 0,13	2,10 0,30	1,31 0,26	1,29 0,18	1,27 0,09	1,61 0,10	0,46 —	— —	10,51 1,06	0,69 0,76	0,10
1970	Приток Отток	0,08	0,03	0,02	0,19 0,04	2,08 1,29	2,33 0,18	3,27 0,18	2,43 0,28	1,89 0,23	2,75 0,21	1,41 0,47	— 0,08	16,35 3,09	1,08 2,21	0,19

Большовский массив

1965	Приток Отток				0,13 0,02	0,86 0,13	1,93 0,13	2,81 0,13	3,14 0,13	2,33 0,13	1,07 0,18	0,11 0,13	0,13 0,37	12,25 1,22	0,93 0,23	0,10
1966	Приток Отток				0,05 0,29	Прех 2,34	Прех 3,19	Прех 1,84	Прех 1,19	0,16 2,27	0,09 1,25	0,05 0,54	0,19 1,38	12,91 0,35	0,98 0,07	0,03
1969	Приток Отток	0,55	0,42	0,54	0,60 0,53	0,66 3,07	0,60 2,40	0,59 2,61	0,42 2,59	0,32 1,73	0,58 1,14	0,34 0,46	— —	13,10 7,00	0,99 1,30	0,61
1970	Приток Отток	0,50	0,53	0,52	0,58	0,99	0,94	2,01	1,66	2,26	0,94	0,93	1,08	14,53 12,94	1,00 2,41	0,89

Дубенцовский массив

1964	Приток Отток					0,57 1,20	2,06 1,11	4,79 1,20	4,82 1,23	3,70 1,21	2,10 1,35	2,83 1,50	— 1,58	20,87 10,38	0,64 0,42	0,50
1965	Приток Отток	1,10	1,00	1,70	1,10 0,20	3,10 1,20	5,40 1,80	7,40 2,30	6,50 2,80	6,50 2,50	3,70 2,60	1,70 1,70	— 2,00	34,30 21,80	1,05 0,89	0,64
1966	Приток Отток	2,50	2,30	2,40	1,80 0,98	3,80 2,00	4,80 2,30	5,60 3,00	6,60 3,00	4,20 2,40	3,70 2,80	4,20 1,60	1,00 1,60	34,10 27,70	1,04 1,14	0,81
1970	Приток Отток	1,71	2,40	1,45	1,61 0,47	5,20 2,55	4,64 2,74	6,44 3,18	5,83 2,84	3,84 2,59	3,65 2,57	0,84 1,95	— 1,39	31,45 26,98	0,96 1,11	0,86
1971	Приток Отток	2,08	2,19	2,55	2,41	6,76 3,25	7,28 3,44	7,81 3,87	7,64 3,87	5,59 3,96	5,82 3,47	1,34 2,18	— 2,08	42,71 35,35	1,31 1,43	0,83

Год	Элемент стока	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Сумма за год	Модульный коэффициент	Ф
-----	---------------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	--------------	-----------------------	---

II. Пролетарская рисовая оросительная система

1964	Приток					1,18	3,23	3,36	2,67					10,44	0,99	0,71
	Отток					0,49	2,00	2,28	1,61	1,05				7,43	1,01	
1965	Приток					1,20	2,12	3,47	3,42	0,42				10,63	1,01	0,73
	Отток					0,54	1,38	2,67	2,61	0,60				7,80	0,99	

III. Арысь-Туркестанская оросительная система

1969	Приток					50,70	115,0	125,80	130,00	93,50	40,70		3,00	558,70	0,92	0,29
	Отток	0,30	0,30	14,00	36,50	21,10	12,10	13,40	14,50	13,30	13,10	11,20	10,40	160,20	1,07	
1970	Приток	1,40	0,10	41,80	106,40	114,00	104,70	108,40	83,20	55,90	45,60			661,60	1,08	0,21
	Отток	5,10	6,10	14,00	38,00	21,00	12,10	10,50	10,00	5,50	6,30	5,70	5,40	139,70	0,93	

IV. Кызылумская оросительная система

1968	Приток					8,60	12,80	12,40	11,90	0,90				50,70	1,38	0,82
	Отток				4,10	9,30	9,50	9,20	8,50	2,40	0,09			41,50	1,38	
1969	Приток				0,18	3,60	6,70	7,70	7,00	2,20				27,40	0,75	0,83
	Отток					2,80	4,60	6,00	5,60	3,40	0,30			22,70	0,77	
1970	Приток				1,20	6,40	7,90	8,80	7,30	0,20				31,80	0,87	0,81
	Отток					4,20	6,20	6,80	6,30	2,00	0,30			25,80	0,85	

ко-люцерновым севооборотом, доля сбросных вод (в оз. Чушкакуль) не превышает 0,21—0,29 водозабора за год. На Нижнедонской оросительной системе, занятой виноградниками, овощными и зерновыми культурами, коэффициент сброса оросительных вод на различных массивах изменяется в большом диапазоне. Общий коэффициент стока, т. е. отношение объема стока к объему оросительных вод и атмосферных осадков (на АТМ и приток малых горных рек в Туркестанский магистральный канал), на рисовых системах оказался равным коэффициенту сброса ороситель-

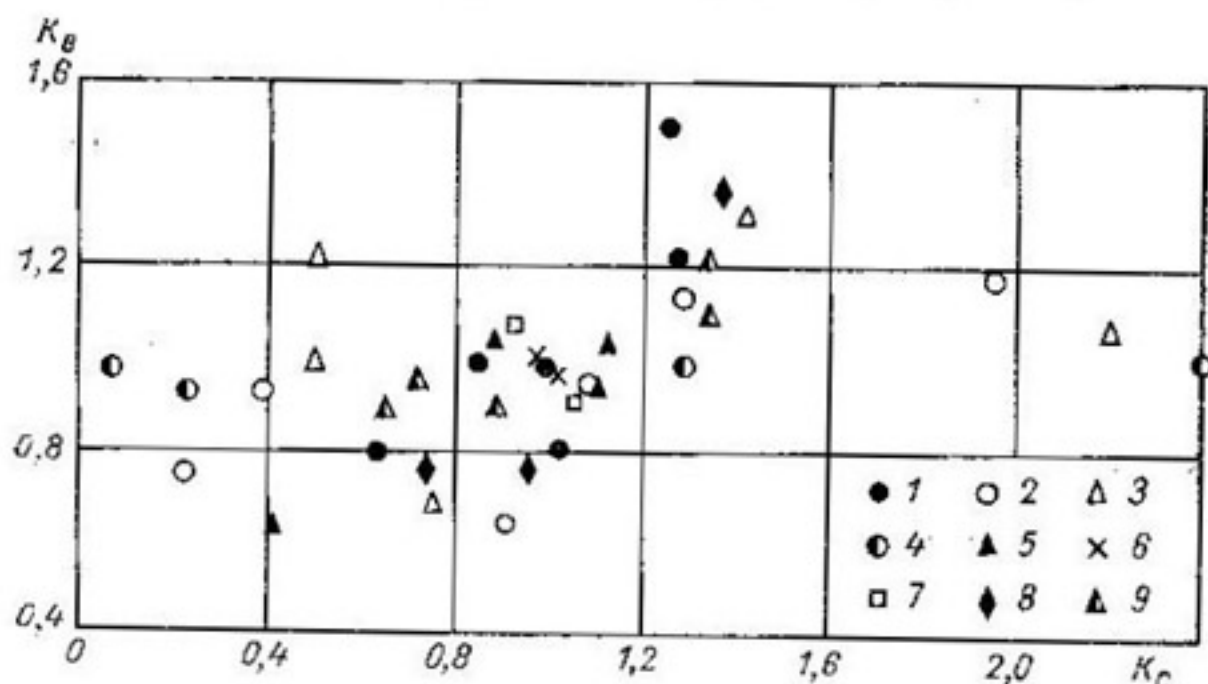


Рис. 61. График связи модульных коэффициентов водозабора с модульными коэффициентами стока различных оросительных систем.

Нижнедонская оросительная система: 1 — Центральный массив, 2 — Титовский массив, 3 — Семикаракорский массив, 4 — Большой массив, 5 — Дубенцовский массив; 6 — Пролетарская рисовая оросительная система; 7 — Арысь-Туркестанская оросительная система; 8 — Кызылкумская оросительная система; 9 — Ферганская оросительная система.

ных вод; на Арысь-Туркестанском массиве и Нижнедонской оросительной системе — ниже его на 20—40% и в среднем был около 0,18.

Аналогичные данные получены на других оросительных системах. Так, по данным гидрометрической сети, расположенной на коллекторах Ферганской оросительной системы, коэффициенты сброса оросительных вод с левобережных систем составляли 0,28—0,32 в 1941—1951 гг. и 0,46—0,51 в 1956—1966 гг. (коэффициенты суммарного стока несколько ниже). В данном случае возрастание объема коллекторного стока происходило по мере развития коллекторно-дренажной сети, т. е. сокращения количества замкнутых сельскохозяйственных полей. По правобережью рек Нарына и Сырдарьи эти коэффициенты значительно меньше (табл. 39) [30, 213, 222].

На некоторых оросительных системах Северного Кавказа коэффициенты сброса оросительных вод составляют 0,21—0,25

**Величины водозабора и суммарного стока с Ферганской
оросительной системы**

	Пятилетка				
	1941—1946	1946—1951	1951—1956	1956—1961	1961—1966
Водозабор¹, км³					
Правобережье Нарына и Сыр- дарьи	2,24	2,26	2,51	2,86	3,12
Левобережье Нарына и Сыр- дарьи	9,57	9,00	9,33	11,75	13,07
Итого	11,81	11,26	11,84	14,61	16,19
Модульный коэффициент	0,89	0,86	0,90	1,11	1,23
Суммарный сток по коллекторам, км³					
Правобережье Нарына и Сырдарьи	0,46	0,49	0,37	0,49	0,53
Левобережье Нарына и Сыр- дарьи	2,68	3,01	3,94	5,97	5,97
Итого	3,14	3,50	4,31	6,46	6,50
Модульный коэффициент	0,66	0,73	0,90	1,35	1,36
Коэффициент стока (сброса) оросительных вод					
Правобережье Нарына и Сырдарьи	0,21	0,22	0,15	0,17	0,17
Левобережье Нарына и Сыр- дарьи	0,28	0,32	0,42	0,51	0,46
Итого	0,27	0,31	0,36	0,44	0,40

¹ На всю орошаемую площадь выпадает в среднем за год 2,66 км³ осадков (276 мм), в том числе на правобережье 0,59 км³ (310 мм), на левобережье 2,07 км³ (260 мм).

(Терско-Кумская), 0,83—0,95 (Петровско-Анастасиевская), 0,31 (Гудермесская) [224, 231]. По данным А. Т. Ильясова, суммарный сток с оросительных систем Киргизии равен 50% водозабора.

По расчетам Е. Б. Величко [46], суммарный сток с рисовых систем Северного Кавказа, Средней Азии, Казахстана, Дальнего Востока за оросительный период составляет 30—69% водозабора. Такого же мнения придерживается В. Б. Зайцев [89].

По данным американских авторов [303, 310], суммарный сток с отдельных оросительных систем колеблется от 35 (для систем, занятых зерновыми и техническими культурами) до 75% водозабора (для рисовых систем).

Связь величин суммарного стока с объемом водозабора для различных оросительных систем (рис. 61) показывает, что

основным фактором формирования стока с орошаемых земель является величина водозабора, которая в свою очередь зависит от режима орошения. Не меньшую роль играют конструкция и степень оснащённости оросительной системы дренажно-коллекторной сетью, а также режим естественных атмосферных осадков и геоморфология, определяющие величину естественного поверхностного и грунтового стока.

Наибольший сток наблюдается на рисовых оросительных системах, а также на системах, расположенных в поймах рек. Причиной этого в первом случае являются завышенные оросительные нормы и проточность чеков, а во втором — обильный грунтовой сток.

В целом можно отметить, что коэффициенты сброса оросительных вод и суммарного стока (за сезон) для оросительных систем, занятых зерновыми, техническими и кормовыми культурами, а также овощами и садами, составляют 0,2—0,6 (нижний предел — для систем, расположенных в сухих долинах рек, на водоразделах со слабым грунтовым стоком, верхний — для пойменных с обильным грунтовым стоком). Для рисовых систем они достигают 0,8—0,9. Внутрисезонное распределение стока весьма неравномерно.

4.2. Влияние орошаемого земледелия на сток и водный баланс речных бассейнов

Влияние орошения земель на сток и его внутригодовое распределение, а также на водный баланс в целом бесспорно [83, 227, 259, 260]. Известно множество случаев, когда небольшие горные реки полностью разбираются на орошение и сток их не доходит до главной реки.

На других реках несмотря на широко развитое орошение объем годового стока практически не меняется, хотя при этом происходит существенное внутригодовое перераспределение его. Известны и другие примеры, когда сток даже крупных рек резко уменьшается в результате прямого изъятия воды из русла и переброски ее в другой бассейн.

Иногда сток рек повышается вследствие переброски в них (в обводнительных целях) воды из других бассейнов. Например, по Каракумскому каналу из р. Амударьи изымается сток около 200 м³/с (в 1965—1966 гг. 156—178 м³/с). В р. Сал в обводнительных целях сбрасывается из Донского магистрального канала около 9 м³/с (в вегетационный период) и т. д.

По вопросу изучения и прогноза изменений речного стока и водного баланса имеется значительное количество исследований [30, 83, 84, 103, 213, 222, 303], опирающихся обычно на анализ рядов данных по стоку или осредненных характеристик элементов водного баланса, в том числе и данных по водозаборам.

Полученные выводы нередко были противоречивыми, что объясняется низким качеством исходной информации и в первую очередь данных по водозаборам, испарению и др. В связи с этим для выявления характера влияния орошаемого земледелия на сток и водный баланс речных бассейнов и разработки обоснованного метода прогноза их изменений необходимо изучать сложный комплекс природных и производственно-технических факторов.

Степень изменения элементов водно-солевого баланса сельскохозяйственных полей, а также водных ресурсов как небольших, так и крупных речных бассейнов определяется соотношением энергетического показателя территории, выражающегося обычно радиационным балансом R , и влагообеспеченности испаряющей поверхности.

В районах, в которых наблюдается полное соответствие или превышение увлажнения над энергетическими ресурсами, изменение водного баланса речных бассейнов или отдельных регионов за счет переброски стока, осушения или орошения слабо влияет на объем водных ресурсов. Это наиболее характерно для зоны избыточного и достаточного увлажнения.

В аридной зоне и зоне недостаточного увлажнения, где энергетические ресурсы превышают величину атмосферных осадков, являющихся практически единственным природным источником влагообеспечения, орошение вызывает резкое повышение испарения и увеличение безвозвратных потерь водных ресурсов, что приводит к значительному изменению их величины.

Приведенные выше соображения дают лишь общее представление о роли энергетических факторов и факторов естественного и искусственного увлажнения в процессе преобразования режима стока. Для более детального изучения вопроса необходимо, очевидно, рассмотреть всю совокупность факторов влагооборота, формирующих природную среду, выявить главные из них и уже после этого перейти к количественной оценке последствий орошения.

Формирование водного баланса происходит в процессе влагооборота, в котором можно выделить три вида [16, 265]: 1) планетарный атмосферно-континентально-океанический; 2) в среде атмосфера—подстилаящая поверхность; 3) в среде зона аэрации (и сопутствующий ему тепло- и солеперенос) —растительный покров — приземный слой атмосферы.

Из рассмотрения общей схемы влагооборота (приложение 1) видно, что все виды в той или иной мере связаны между собой непосредственно либо через отдельные элементы. Космические факторы, солнечная энергия, вращение Земли порождают движение воздушных масс на Земле, обуславливают их прогревание и увлажнение. Последние факторы являются важнейшей составляющей влагооборота атмосфера—подстилаящая поверхность, который в свою очередь оказывает определяющее воздействие на влаго- и солеоборот в зоне аэрации.

Орошение оказывает наибольшее влияние на влагооборот и солеобмен в среде зона аэрации — растительный покров — приземный слой атмосферы. Оно содействует повышению водопотребления (суммарного испарения) сельскохозяйственных культур, снижению температуры и повышению влажности воздуха и почвы, что способствует изменению микроклимата. Результаты экспериментальных исследований по этому вопросу содержатся в работах [259, 260, 262, 265].

При перемещении воздушных масс с орошаемого поля на неорошаемые пространства метеорологические характеристики микроклимата уже в 300—500 м от края орошаемого поля снова приобретают свойства, подобные тем, которые имеют место на богаре [52, 260]. Поэтому испарение на границе орошаемого и неорошаемого полей резко снижается и уже в 100—200 м от края орошаемого поля становится таким же, как на неорошаемом поле вдали от орошаемого массива.

Таким образом, при мозаичной структуре орошаемых площадей, где орошаемые участки перемежаются с неорошаемыми, изменения характеристик приземного слоя атмосферы, в том числе и испарения, носят локальный характер.

При орошении крупных массивов, по-видимому, могут иметь место более существенные изменения метеорологических условий в приземном слое атмосферы, которые способствуют не только улучшению микроклимата, но, очевидно, и уменьшению испарения (по сравнению с величиной испарения при мозаичном орошении).

Во всех случаях указанные изменения распространяются лишь на небольшой приземный слой атмосферы, поэтому даже современные крупные орошаемые массивы пока не оказывают заметных изменений на планетарные воздушные потоки.

Орошение полей почти всегда сопровождается повышением инфильтрации влаги в почву и дополнительным питанием грунтовых вод. Последнее в свою очередь способствует, с одной стороны, возрастанию грунтового оттока и формированию возвратных вод, а с другой, — усилению интенсивности расхода грунтовых вод в зону аэрации и их испарению. При этом в случае засоленных почво-грунтов и повышенной минерализации грунтовых вод усиливается вынос солей в корнеобитаемый слой и на поверхность.

Оба процесса (испарение с сельскохозяйственных полей и инфильтрация на полях и в каналах) оказывают наибольшее влияние на преобразование водного баланса и объема водных ресурсов главным образом в сторону их уменьшения; менее существенно влияют такие факторы, как испарение с водохранилищ и каналов, расход влаги на формирование урожая и пр.

Значительно изменяют сток его регулирование водохранилищами и переброски воды каналами. Однако в этом случае претерпевает коренные изменения внутригодовое распределение стока; объем водных ресурсов в данном случае изменяется мало.

Необходимо отметить, что строительство коллекторов, осушение пойменных участков способствуют изменению водного баланса и, в частности, стока в сторону возрастания последнего.

Таким образом, изменение водного баланса а также стока и качества воды в речных бассейнах с развитым орошением происходит под воздействием ряда иногда противоположно направленных процессов. В качестве главных можно выделить дополнительное испарение с орошаемых земель (безвозвратные потери), возрастание стока за счет дренажа и формирование возвратных вод, снижение непроизводительных затрат воды за счет уничтожения влаголюбивой растительности, аккумуляция воды и солей в зоне аэрации и пр.

4.3. Возвратные воды с орошаемых земель

Сток с орошаемых земель, как показано выше, есть совокупный продукт, образованный из четырех источников: дренажа естественных грунтовых вод, стока атмосферных осадков, дренажа оросительных вод (сформировавшихся за счет инфильтрации оросительных вод на полях и в каналах) и поверхностного стока оросительных вод с орошаемых полей. Возвратными водами можно считать только ту составляющую стока с орошаемых земель [25, 43, 68, 126, 159, 200, 260], которая достигает водоприемника и может быть повторно использована для хозяйственных целей. Такой подход к оценке возвратных вод позволяет обоснованно определять коэффициент полезного использования воды и степень возобновляемости водных ресурсов за счет возврата части стока.

Изучению возвратных вод посвящено немало исследований [30, 82, 87, 101, 213, 222, 260, 266, 290, 303, 310].

По вопросу количественной оценки возвратных вод встречаются самые противоречивые сведения. Так, по мнению В. Л. Шульца [290], возвратные воды с орошаемых земель в Ферганской, Зеравшанской, Чуйской и других межгорных котловинах составляют 15—30% водозабора. В. П. Светицкий [222] для Ферганы объем возвратных вод принимает равным 43% водозабора. По Т. Н. Аткарской [30], возвратные воды в Фергане составляют 40% водозабора.

Л. В. Дунин-Барковский [82, 83] обнаружил, что сток рек (в бассейнах с развитым орошением) несмотря на возрастание водозаборов из них практически не меняется. В данном случае допускается, что возвратные воды по объему равны водозабору. В то же время при составлении водохозяйственных балансов некоторых рек, например, Сырдарьи и Амударьи в одном случае объем возвратных вод принимается 11—15% [68], а в другом — 50—60% водозабора [30, 213, 214].

Одной из причин такой разноречивости в оценке объема возвратных вод является отсутствие единой теории их формирования и обоснованного приема количественного определения. Поэтому в качестве характеристики возвратных вод часто принимают сток воды по коллекторам [30, 87, 214, 226] и даже динамические запасы¹ грунтовых вод.

Возвратные воды состоят из двух составляющих: ирригационно-поверхностной и ирригационно-грунтовой. Необходимо их рассматривать раздельно. Очевидно, что поверхностный сток оросительных вод достаточно надежно может быть определен гидрометрическим способом. Для этого оборудуются гидрометрические створы в местах сброса излишков оросительных вод с орошаемых земель. При отсутствии гидрометрических наблюдений поверхностный сток оросительных вод можно определить по формуле (123). Что касается ирригационно-грунтовой составляющей возвратных вод, то она не поддается прямому измерению. Предлагаются два способа ее определения. Первый основан на общем уравнении водного баланса с учетом аккумуляции влаги на поверхности, в зоне аэрации и в водоносном слое. Вторым вытекает из уравнения водного баланса водоносного слоя с учетом элементов влагообмена в зоне аэрации. В обоих случаях грунтовая составляющая возвратных вод определяется по разности грунтового стока (оттока) воды с орошаемых территорий и с тех же участков в доорошаемый период.

Грунтовой сток с орошаемых и неорошаемых угодий при $\Delta q = 0$ можно определять по формулам, вытекающим из уравнения (1):

при наличии орошения

$$Y_r = X + M + Z_0 + Y_{п.г} + Y_{п.п} - Y_{п} - E - M_{сб} + \Delta U, \quad (127)$$

где

$$\Delta U = \Delta U_{гр} + \Delta W + \Delta U_{сн} + \Delta U_{пон}; \quad (127_1)$$

при отсутствии орошения

$$Y_r^* = X^* + Y_{п.г}^* + Y_{п.п}^* - Y_{п}^* - E^* + \Delta U^*, \quad (128)$$

где

$$\Delta U^* = \Delta U_{гр}^* + \Delta W^* + \Delta U_{сн}^* + \Delta U_{пон}^*. \quad (128_1)$$

Звездочками обозначены элементы водного баланса с неорошаемых угодий.

¹ В современной гидрологии под динамическими запасами понимают естественные водные ресурсы подземных вод, т. е. объем подземных вод, характеризующий естественную производительность водоносных горизонтов в том размере, в котором забор (отток) воды из них компенсируется поступлением в них воды из областей питания [275].

Разность уравнений (128) и (127) равна грунтовой составляющей возвратных вод, которую в последующем будем обозначать B_r :

$$B_r = Y_r - Y_r^* \quad (129)$$

$$B_r = (X - X^*) + (Y_{п.п} - Y_{п.п}^*) + (Y_{п.г} - Y_{п.г}^*) + (E^* - E) + (\Delta U - \Delta U^*) + Q - M_{сб}, \quad (130)$$

где $Q = M + Z_0$ — величина водозабора на орошение.

Суммарные возвратные воды B_c с орошаемого контура определяются по уравнению

$$B_c = (Y_r - Y_r^*) + M_{сб} \quad (131)$$

или

$$B_c = (X - X^*) + (Y_{п.п} - Y_{п.п}^*) + (Y_{п.г} - Y_{п.г}^*) + (E^* - E) + (\Delta U - \Delta U^*) + Q. \quad (132)$$

Согласно второму способу, грунтовая составляющая возвратных вод определяется по уравнению

$$B_r = Y_r - Y_r^* = (\Delta U_{гp} - \Delta U_{гp}^*) + (Y_{п.г} - Y_{п.г}^*) + (K^* - K) + (I - I^*), \quad (133)$$

которое получено путем вычитания уравнения водного баланса водоносного слоя неорошаемых угодий (при $\Delta q = 0$)

$$-\Delta U_{гp}^* = Y_{п.г}^* - Y_r^* - K^* + I^* \quad (134)$$

из уравнения для того же слоя орошаемого массива

$$-\Delta U_{гp} = Y_{п.г} - Y_r - K + I. \quad (135)$$

В этом случае суммарная величина возвратных вод определяется по формуле

$$B_c = B_r + M_{сб} = (\Delta U_{гp} - \Delta U_{гp}^*) + (Y_{п.г} - Y_{п.г}^*) + (K^* - K) + (I - I^*) + M_{сб}. \quad (136)$$

Формулы (130), (132), (133) и (136) содержат разности величин притока грунтовых, а формулы (130) и (132) — поверхностных вод на орошаемый контур при орошении и в доорошаемый период, которые из-за отсутствия информации не всегда удается определить с достаточной надежностью (особенно величину $Y_{п.г} - Y_{п.г}^*$). В частном случае, когда возвратные воды определяются с орошаемого контура, ограниченного в верхней части водоразделом, и в связи с этим величиной притока поверхностных и грунтовых вод можно пренебречь, указанные формулы существенно упрощаются и по ним можно определять возвратные воды на основе обычной гидрометеорологической информации.

При отсутствии одностороннего изменения климатических условий за расчетный период (с момента организации орошения)

величины притока грунтовых и поверхностных вод на контур с прилегающих территорий в доорошаемый период и при орошении можно приравнять друг к другу $Y_{п.г} \approx Y'_{п.г}$, $Y_{п.п} \approx Y'_{п.п}$. В этом случае рекомендуемые формулы для определения возвратных вод также получают упрощенный вид.

Из анализа приведенных формул видно, что формирование возвратных вод зависит от многих естественных и антропогенных факторов: величины водозабора, безвозвратных потерь $E - E^*$, а также от изменения аккумуляции влаги в зоне аэрации и водоносном слое, инфильтрационного питания, грунтового подпитывания зоны аэрации, стока и атмосферных осадков. Наибольший вклад в формирование возвратных вод дают величины водозаборов и безвозвратные потери, определяемые по разности $E - E^*$. Роль безвозвратных потерь в формировании возвратных вод хорошо видна из анализа табл. 40, в которой приведены данные о соотношении величин испарения с различных угодий. Например, при мелиорации тугайных зарослей и пойм, испарение с которых выше, чем с орошаемых культур (например, хлопчатника или риса), т. е. $E > E^*$ при $\Delta U \approx \Delta U^*$, $X \approx X^*$, величина возвратных вод может быть равна водозабору, на что неоднократно указывал Дунин-Барковский [82, 83]. При мелиорации степных и пустынных земель, когда $E \geq E^*$, т. е. безвозвратные потери велики, возвратные воды могут быть очень малы или отсутствуют.

Т а б л и ц а 40

Величины суммарного испарения (мм) с различных сельскохозяйственных полей и угодий (E_k) и отношение их к суммарному испарению с хлопчатника (E_x) и риса (E_p) за период вегетации

Культура, угодье	Суммарное испарение		$\frac{E_k}{E_x}$	$\frac{E_k}{E_p}$
	орошаемое поле	неорошаемое поле		
Хлопчатник	600*—1300			
Рис	800—1200			
Солончак		100—200	0,16	0,15
Пустынная растительность		130—250	0,20	0,19
Люцерна	800—1300	300—500	0,42	0,40
Зерновые	400—800	200—400	0,32	0,30
Тугай		1600	1,7	1,6
Тростник, камыш		1400	1,5	1,4

* На засоленных почвах.

При глубоком залегании грунтовых вод в первый период освоения земель (когда идет аккумуляция грунтовых вод) при $M_{сб} = 0$ возвратные воды с орошаемых полей могут отсутствовать. Дальнейший подъем и последующая стабилизация поверх-

ности грунтовых вод будут способствовать появлению возвратных вод, объем которых может быть равен объему коллекторного стока.

Преимущество формул (133) и (136) перед уравнениями (130) и (132) состоит в том, что с помощью первых можно определить величину возвратных вод при отсутствии дорогостоящих гидрометрических измерений притока оросительных вод. При этом требуется проведение достаточно полных лизиметрических исследований, а также наблюдений за уровнями грунтовых вод.

При использовании формул (130) и (132), а также (133) и (136) расчетные интервалы времени, за которые определяются величины возвратных вод по этим уравнениям, не должны быть меньше промежутка времени, в течение которого завершается полный цикл оборота воды на орошаемом контуре. Опыт показал, что для незначительных по площади орошаемых массивов таким промежутком является месяц (в течение месяца поступившая на массив вода успевает испариться или уйти за его пределы), а для крупного орошаемого контура — год.

Важную роль в формировании возвратных вод играет расположение оросительных систем по отношению к водоприемнику (обычно это река, из которой осуществляется водозабор), а также соотношение площадей орошаемых и неорошаемых (переложных) угодий на массивах, т. е. коэффициент использования земель. При мозаичном характере орошения и значительной удаленности орошаемого массива от водоприемника большая часть стока, а иногда и весь сток теряется на испарение (способствуя засолению почв) при растекании на неорошаемых участках и в процессе передвижения его к водоприемнику.

Большое влияние на формирование возвратных вод оказывает состояние оросительной системы и порядок водопользования на ней. Эти факторы прежде всего отражаются на величине аккумуляционных членов ΔU и $\Delta U_{гр}$ в уравнениях (130), (132), (133) и (136). В начальный период эксплуатации оросительных систем, особенно на слабopоточных почво-грунтах и при отсутствии дренажа, величина $\Delta U_{гр}$ постепенно растет. Впоследствии уровень грунтовых вод, как отмечалось, стабилизируется, рост величины ΔU и $\Delta U_{гр}$ прекращается, что может способствовать увеличению возвратных вод.

В случае наличия дренажа в процессе эксплуатации оросительных систем происходит резкое снижение уровня грунтовых вод, т. е. сработка их запасов, способствующая временному увеличению возвратных вод.

Из приведенного теоретического анализа условий формирования возвратных вод видно, что на практике могут встречаться самые разнообразные сочетания природных условий и конструкций оросительных систем, и величина возвратных вод на том или ином орошаемом массиве или в речном бассейне может быть самой различной в зависимости от геоморфологических, гидрогеологи-

ческих, почвенных, гидролого-климатических и других природных условий, а также особенностей планов водопользования и пр. Важную роль в формировании возвратных вод играет характер использования оросительных вод внутри системы, в частности, повторное использование их для полива нижерасположенных полей.

Для оценки объема возвратных вод с крупного орошаемого региона или речного бассейна с развитым орошением необходимо определить их на отдельных орошаемых системах и затем с помощью районирования оценить средневзвешенную по площади величину возвратных вод. Направление движения возвратных вод и место поступления их в русло реки устанавливается с помощью гидрогеологических разрезов по направлению подземного потока.

При изучении возвратных вод экспериментальные воднобалансовые участки, наблюдательные пункты и установки размещаются на местности с таким расчетом, чтобы обеспечить одновременное получение материалов для выявления сущности процессов в данной точке или на сельскохозяйственном поле и для изучения изменения этих процессов на значительных территориях и массивах. Указанный принцип размещения наблюдательных объектов и оборудования способствует разработке расчетных методов определения некоторых важнейших характеристик водного, теплового и солевого баланса на отдельных участках или сельскохозяйственных полях и интерполяции полученных результатов по территории.

На рис. 62 в качестве примера приводится схема размещения приборов, оборудования и объектов наблюдений на Староиканском воднобалансовом участке, расположенном в средней части АТМ. Сток с этого массива учитывался на всех коллекторах, приток определялся по данным эксплуатационной гидрометрии.

В целом на оросительной сети АТМ в период исследований (1967—1970 гг.) действовало более 200 гидрогеологических скважин, 15 осадкомерных пунктов, свыше 20 пунктов определения влагозапасов в почве, 6 испарительных пунктов, в том числе одна теплобалансовая установка, большое количество пунктов отбора образцов проб почвы и воды на химический анализ и др.

Аналогично распределены пункты наблюдений и оборудования на других орошаемых массивах (Таласский, Кылкумский, Новозолотовский), на которых определялись возвратные воды.

Методика гидрологических, гидрогеологических, агрометеорологических, теплобалансовых и других наблюдений, описание применяемых приборов и оборудования приведены в главе 1, а также в Методических указаниях [154].

На рис. 63, 64, 65 приведены кривые обеспеченности и распределения влагозапасов и суммарного испарения, полученные на различных экспериментальных участках.

Коэффициенты влагозапасов составляют 0,12—0,30, испарения — 0,16. Аналогичные данные получены по остальным

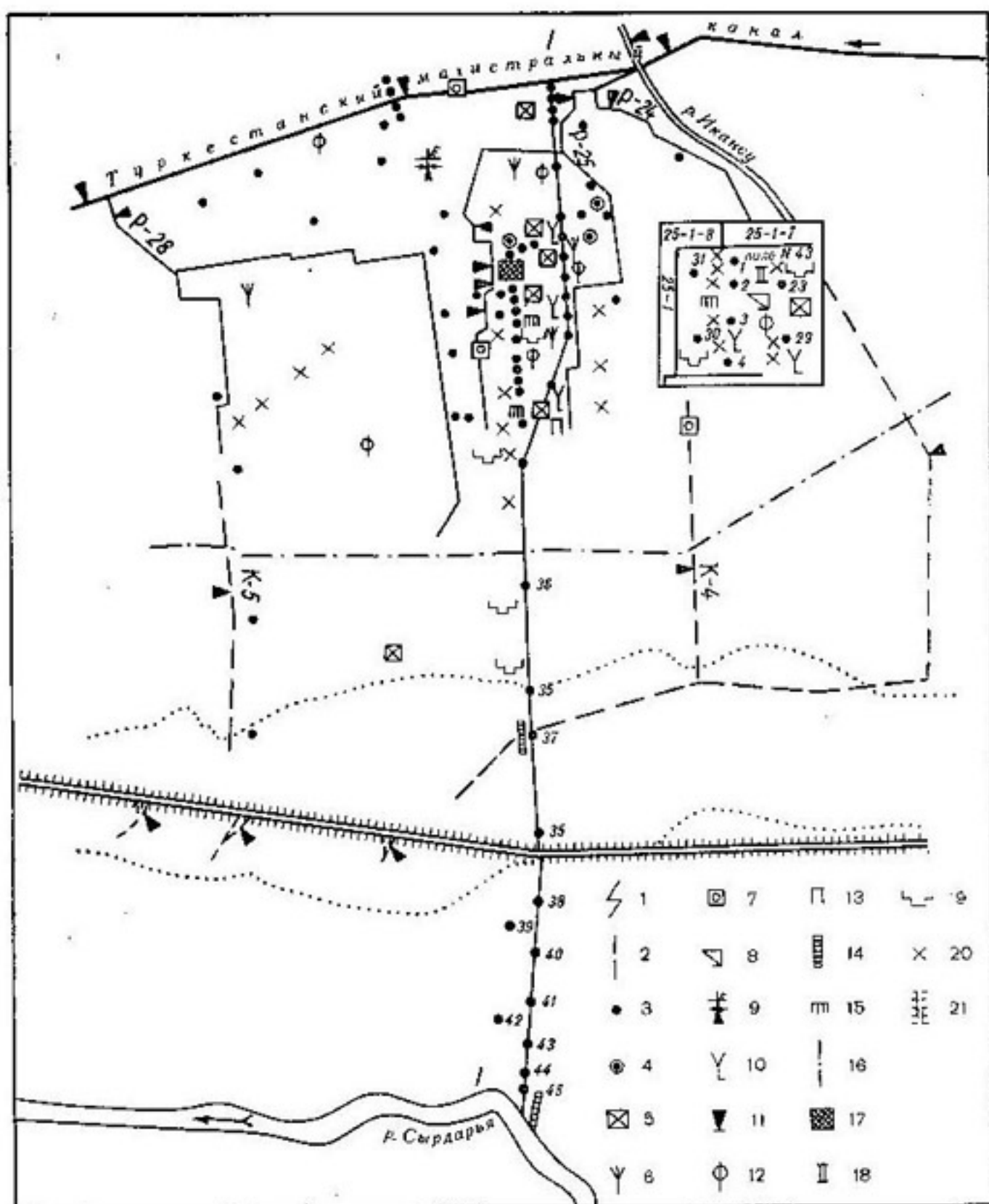


Рис. 62. Схема расположения объектов наблюдений, приборов и оборудования на Старонканском воднобалансовом участке АТМ.

1 — распределитель; 2 — коллектор; 3 — смотровая гидрогеологическая скважина и пункт отбора проб грунтовых вод на химический анализ; 4 — скважина вертикального дренажа; 5 — пункт определения влагозапасов в зоне аэрации, химических и водо-физических свойств почв; 6 — пункт фенологических наблюдений; 7 — пункт наблюдений за испарением с водной поверхности и полупогруженной (в воду) влаголюбивой растительности в каналах; 8 — теплобалансовая установка; 9 — метеостанция; 10 — осадкомерный пункт; 11 — гидрометрический створ на каналах и коллекторах и пункт отбора проб воды на химический анализ; 12 — пункт наблюдений за инфильтрацией; 13 — пункт по опытной промывке засоленных почв; 14 — водомерный пост на р. Сырдарья и оз. Чушкакуль; 15 — лизиметрическая установка; 16 — граница орошаемого массива; 17 — опытное поле № 43; 18 — установка по определению водоотдачи почво-грунтов, капиллярных свойств и скорости передвижения солей в зоне аэрации; 19 — почвенный разрез; 20 — пункт отбора проб почвы при солевой съемке; 21 — насыпь.

Рис. 63. Кривые обеспеченности влагозапасов в слое почвы 0—100 см. Съемки производились в конце сентября — начале октября 1969 г.

1 — Арысь-Туркестанская оросительная система ($n = 31$, $C_p = 0,30$, $W_{cp} = 179$ мм); 2 — Кызылжумская оросительная система ($n = 23$, $C_p = 0,27$, $W_{cp} = 283$ мм); 3 — Таласская оросительная система ($n = 68$, $C_p = 0,12$, $W_{cp} = 275$ мм).

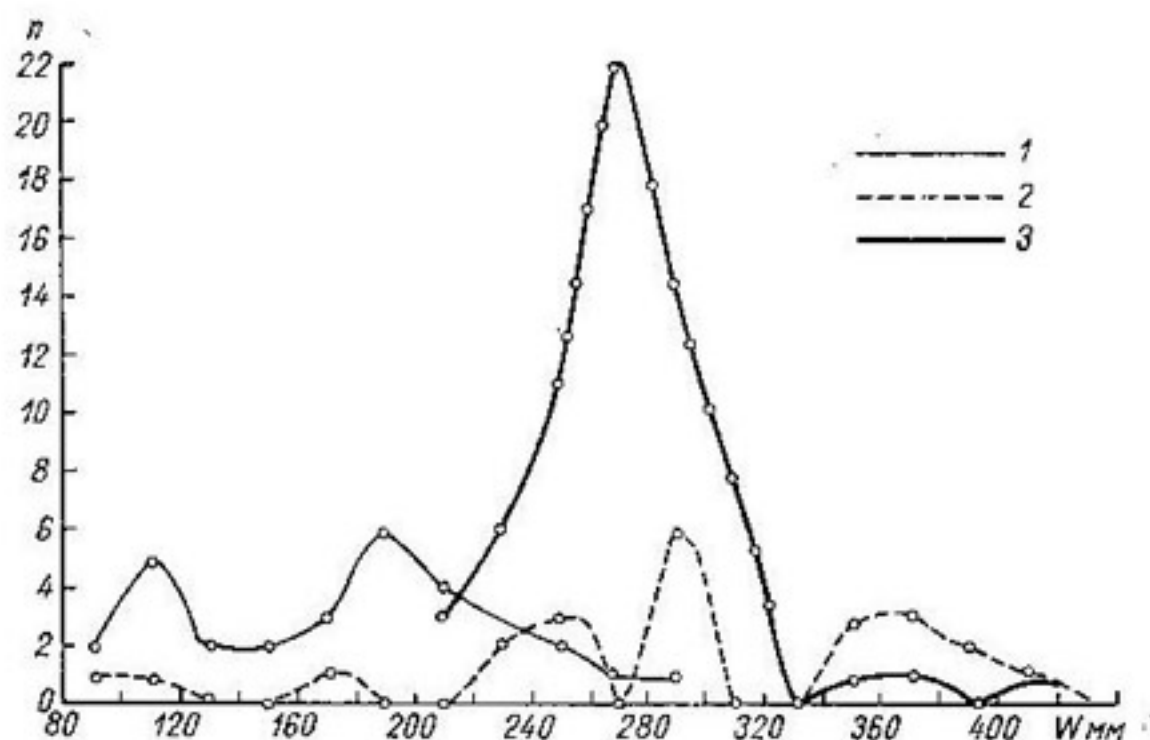
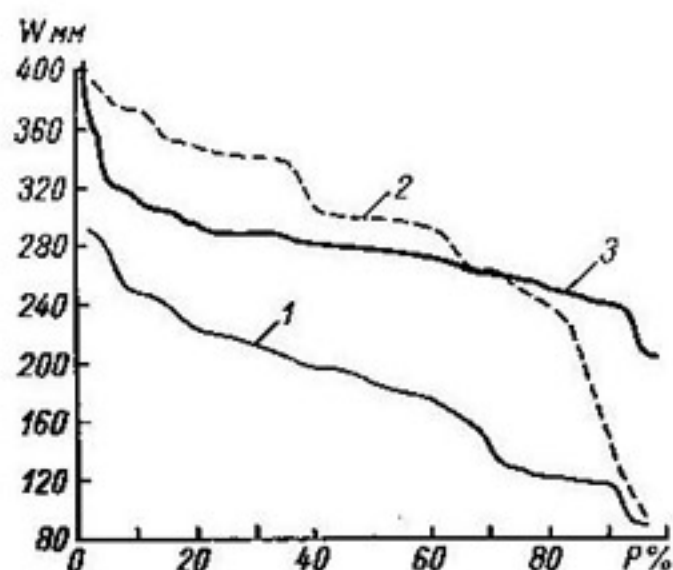


Рис. 64. Кривые распределения влагозапасов в слое почвы 0—100 см.

1 — Арысь-Туркестанская оросительная система; 2 — Кызылжумская оросительная система; 3 — Таласская оросительная система.

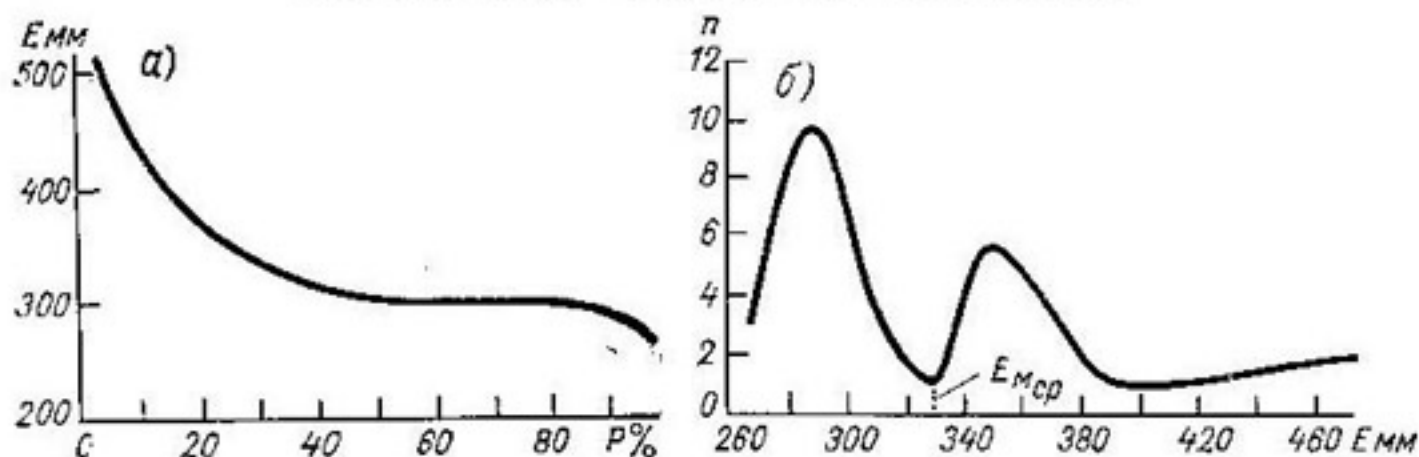


Рис. 65. Кривые обеспеченности (а) и распределения (б) месячных величин суммарного испарения на Арысь-Туркестанской оросительной системе. Август 1969 г.

$n = 28$; $C_p = 0,16$; $E_{cp} = 330$ мм.

элементам водного баланса для основных расчетных периодов. Эти данные использовались, согласно уравнению (10₁), для определения средневзвешенных величин элементов водного баланса.

Арысь-Туркестанский орошаемый массив расположен на пологопокатой равнине между предгорьями юго-западных склонов хребта Каратау и долиной р. Сырдарьи.

Оросительная система состоит из водозаборного узла на р. Арысь, магистральных каналов, Бугуньского водохранилища и массивов орошения.

Туркестанский магистральный канал берет начало из Бугуньского водохранилища, длина его 140 км, расход в головном участке 45 м³/с. На своем пути канал пересекает многочисленные водотоки, стекающие с юго-западных склонов гор Каратау, в том числе реки Чаян, Арыстанды, Икансу, Чага и Карачик. Эти реки частично сбрасывают свой сток в канал.

В полосе, прилегающей к Туркестанскому каналу, отложения с поверхности литологически представлены небольшим по мощности (0,5—2,5 м) чехлом легких и отчасти средних пылеватых лёссовидных суглинков. Под лёссовидными суглинками здесь залегает толща песчано-гравийно-галечниковых отложений мощностью 15—20 м.

Площадь орошаемых земель, «подвешенных» к магистральному каналу по состоянию на 1970 г., составляла 53,2 тыс. га. Из этого количества в сельскохозяйственном производстве было использовано 45,2 тыс. га.

Основная сельскохозяйственная культура Арысь-Туркестанского массива — хлопчатник. На отдельных участках массива построена коллекторно-дренажная сеть. Весь орошаемый массив расположен на значительном (40—50 км) расстоянии от р. Сырдарьи.

Сброс излишних оросительных, а также отвод дренажных вод с массива производится по коллекторам. Действующими коллекторами являются: Чаян, Бестогай, Икансу, № 4 и № 5 и Чага. Вода по ним сбрасывается главным образом в Чушкакульскую впадину.

Связь поверхностных вод Чушкакульской впадины с р. Сырдарьи осуществляется по древнему руслу р. Бугунь в паводочный период многоводных лет (1969 г.).

Анализ гидрогеологического разреза [266] показывает, что грунтовые воды в разных частях потока связаны с различными литолого-генетическими комплексами отложений, характеризующихся сложным взаимоотношением и резкой фациальной изменчивостью. Неразрывность поверхности грунтовых вод указывает на наличие гидравлически единого водоносного горизонта в этих отложениях.

В пределах Чушкакульской впадины и правобережной части долины Сырдарьи аллювиально-пролювиальные отложения пе-

рекрываются современными аллювиальными отложениями. Водоносный горизонт вскрывается на глубине 5—6 м в мелкозернистых песках и супесях с тонкими прослоями и линзами суглинков и глин. Мощность водоносного горизонта здесь 20—25 м. Кроме транзитного притока грунтовых вод со стороны предгорий в питании их активное участие принимают воды р. Сырдарьи. Фильтрационный отток речных вод достигает максимальных размеров в период половодья, когда наблюдается пологое падение поверхности грунтового потока от реки. Неглубокое залегание уровня грунтовых вод способствует интенсивному их испарению, в результате чего грунтовые воды приобретают хлоридно-сульфатный кальциево-магниевый состав с минерализацией до 4,6 г/л. Местами грунтовые воды отличаются межпластовым характером залегания с местными напорами до 6—7 м.

Река Сырдарья на рассматриваемом участке не является дренажной, а, наоборот, питает грунтовые воды. Такая картина взаимосвязи речных вод с грунтовыми наблюдается на всем протяжении р. Сырдарьи ниже Чардаринского водохранилища [69].

Общий разрез поверхности грунтового потока, к пониженной части которой приурочена Чушкакульская впадина, позволяет оценить гидрогеологическое значение последней как зоны разгрузки грунтовых вод с последующим их расходом на испарение и подземный отток.

Подробные сведения о Чушкакульской впадине, служащей водоприемником сбросных вод с АТМ, приведены в работах [188, 266].

Кзылкумская оросительная система расположена на левом берегу р. Сырдарьи и занимает узкую, вытянутую с юга на север долину этой реки до песков Кызылкум.

Освоение массива под рисосеяние началось в 1965 г. с вводом в строй Чардаринского водохранилища на р. Сырдарье.

Кзылкумский магистральный канал расположен на второй террасе долины р. Сырдарьи; пропускная способность головного участка канала 200 м³/с. Орошаемый массив практически непосредственно примыкает к пойме реки.

Оросительная система оборудована коллекторно-дренажной сетью, сбрасывающей излишки оросительных вод в р. Сырдарья. Водоносный слой сложен мелкозернистым материалом (мощность слоя до 50 м), прикрытым сверху суглинистыми отложениями мощностью до 3 м. Уровень грунтовых вод до орошения был направлен от реки в сторону пустыни Кызылкум [266].

Орошение полей способствует образованию сезонных бугров грунтовых вод, которые впоследствии растекаются в различные стороны, в том числе частично и в р. Сырдарью.

После ввода в строй оросительной системы на верхних террасах стали культивироваться сельскохозяйственные культуры: рис, люцерна, бахчевые, кукуруза и др. Профилирующей культурой на системе является рис.

Таласская оросительная система расположена в междуречье Талас—Асса.

Оросительная система неинженерного типа. Практически все земли, «подвешенные» к многочисленным каналам системы, являются староорошаемыми. Профилирующие культуры — сахарная свекла и зерновые. Общая площадь орошения 117 698 га. Коллекторно-дренажная сеть на системе, как правило, отсутствует, и излишки оросительных вод сбрасываются в карасу или местные понижения, образуя зачастую переувлажненные участки.

Первый водоносный горизонт приурочен к верхнечетвертично-современным аллювиальным отложениям. Водовмещающие породы (валунно-галечниковый материал, пески, гравий, галька) мощностью 45—100 м перекрыты с поверхности песчано-глинистым плащом мощностью от 0,5—1,0 до 8—9 м [266].

Связь грунтовых вод с поверхностными водами рек Талас и Асса различна на разных участках их течения. По данным Муюнкумской гидрогеологической партии, при выходе из гор Ичкелетау до с. Учкурган р. Талас теряет на фильтрацию 10—15 м³/с.

От с. Учкурган до п. Кызыл-Дехкан наблюдается выклинивание грунтовых вод в виде родников, питающих р. Талас. Величина питания на данном участке равна 0,7 м³/с, а от п. Кызыл-Дехкан до железнодорожного моста река получает еще 4 м³/с за счет родников, стекающих с бортов долины.

Севернее, от г. Джамбул до с. Михайловка, наблюдается вторая зона выклинивания грунтовых вод в виде родников, которые образуют многочисленные реки типа карасу. Выклинивание грунтовых вод в виде источников объясняется сужением долины р. Талас между горами Улькен-Бурултау и Киш-Бурултау и уменьшением мощности водоносного горизонта. На данном участке р. Талас является дреной, получая дополнительное питание от родников и рек типа карасу.

Севернее с. Михайловка грунтовые воды испытывают вторичное погружение, которое вызвано резким увеличением ширины долины и увеличением мощности гравийно-галечниковых отложений.

На 4-километровом участке от с. Михайловка вниз по течению во время паводка река теряет на фильтрацию более 9 м³/с.

Севернее с. Буденовки отмечается третья зона выклинивания грунтовых вод в виде родников, формирующих карасу. Выклинивание грунтовых вод в виде родников объясняется фациальной изменчивостью пород, которая выражается в замене гравийно-галечниковых отложений супесями и суглинками и уменьшением мощности водоносного горизонта.

Река Асса в основном питает грунтовые воды и на 10-километровом участке теряет на фильтрацию 3,5 м³/с.

Из вышесказанного можно сделать вывод, что взаимодействие грунтовых вод с поверхностными носит сложный характер.

Река Талас на участке от гор Киргизского хребта до песков Муюнкум имеет три зоны дренирования и две зоны фильтрации грунтовых вод, которые обусловлены геологическим строением долины реки и изменчивостью механического состава водовмещающих пород.

Таласский равнинный район — это верхний отдел предгорной наклонной равнины. Господствующими почвами здесь являются обыкновенные сероземы и лугово-сероземные почвы.

Новозолотовский орошаемый массив общей площадью 6850 га расположен в нижней части Нижнедонской оросительной системы. На данном массиве имеется три коллектора: северный, длиной 10,8 км, южный — 2,96 км, центральный — 13,3 км. Общая протяженность дренажно-коллекторной и сбросной сети составляет 81 км.

Новозолотовский орошаемый массив расположен на первой и второй надпойменных террасах р. Дона. В пределах рассматриваемого массива разность отметок поверхности земли колеблется от 4 до 18 м.

Литологический разрез надпойменной террасы представлен двумя основными разновидностями пород: суглинками и песками. С поверхности залегает 8-метровый слой суглинка, под которым залегает песчаная толща мощностью до водоупора около 25 м. До начала орошения грунтовые воды на рассматриваемой территории залегали в песчаной толще на глубине 5—10 м и более.

Ввод в эксплуатацию Нижнедонской оросительной системы в 1952 г., как отмечалось, привел к подъему уровней грунтовых вод, которые к моменту строительства коллекторно-дренажной сети (1964 г.) достигли в среднем 15—20 м от поверхности.

Рассмотрим некоторые результаты определения возвратных вод по предлагаемым формулам. Для сравнения приведены также величины ирригационной составляющей стока с орошаемых полей и массивов, определенных методом водного баланса.

В табл. 41 представлены годовые величины возвратных вод, ирригационной составляющей стока с орошаемых полей и массивов, а также водозабора в голове магистральных каналов и водоподачи на поля, коэффициенты стока и возвратных вод. Эти данные определены автором совместно с Г. П. Левченко [260, 266]. Пример расчета возвратных вод приведен в работе [266].

Как видно из приведенной таблицы коэффициенты ирригационной составляющей стока с хлопковых, рисовых и свекловичных полей имеют примерно одинаковые значения и составляют 54—83 % водоподачи.

На орошаемых массивах коэффициенты ирригационной составляющей стока на АТМ оказались существенно ниже остальных, что в данном случае указывает на большие потери стока за счет растекания его на прилегающие передельные земли и по-

Годовые величины возвратных вод, ирригационная составляющая и водозабор в голове канала и водоподача на поля (мм),

Характеристики	Ороситель						
	Арысь-Туркестанская					Кзыл	
	1967	1968	1969	1970	сред- ний	1967	1968
Ирригационная составляющая стока с орошаемого поля, мм	437	719	633	490	570		4445
Водоподача, мм	712	1090	922	749	868		5335
% от водоподачи	61	66	69	65	66	61	83
Ирригационная составляющая стока с орошаемого массива, мм	213	188	263	254	230	4014	4850
Водозабор, мм	553	633	574	615	594	5350	5583
% от водозабора	39	30	46	41	39	75	87
Возвратные воды (с орошаемого контура), поступающие в водисточник, мм	4	3	13	4	6	2975	3734
% от водозабора	0	0	0	0	0	56	67

* Начало строительства дренажно-коллекторной сети.

следующее испарение. Что касается возвратных вод¹, то на АТМ их величина оказалась очень малой (6 мм), что меньше 1% водозабора. На Кзылкумском рисовом массиве возвратные воды в среднем равны 70%, на Таласском — 14%, а на Новозолотовском — 35% водозабора.

Большая разница в объеме возвратных вод с различных орошаемых массивов объясняется в первую очередь особенностями водопользования на каждой из систем, размерами безвозвратных потерь оросительных вод на орошаемых массивах и, главное, потерь воды на испарение на переложных землях, а также в процессе растекания ее и движения по неорошаемым территориям в сторону водоприемника.

Значительный интерес представляют месячные величины стока с орошаемых полей и массивов. В поливной период грунтовая составляющая стока на поле № 43 (АТМ) изменяется от 66 мм (сентябрь 1969 г.) до 440 мм (август 1968 г.).

В процентном отношении месячные величины стока с полей составляют от 39 до 100% и более от водозабора.

Превышение в отдельных случаях стока над водозабором, по-видимому, можно объяснить регулирующим влиянием поверхности полей и зоны аэрации, а также частичным недоучетом оросительных вод и фильтрацией из каналов.

¹ Под возвратными водами, как отмечалось выше, понимаем ирригационную составляющую стока с орошаемых территорий, поступившего в водоприемник.

Таблица 41

вливающая стока с сельскохозяйственных полей и массивов,
коэффициенты стока и возвратных вод (%)

Оросительная система													
Кумская			Таласская					Нижнедонская (Новозолотовский массив)					
1969	1970	сред- няя	1967	1968	1969	1970	сред- няя	1954	1964*	1965	1966	1967	сред- няя
3452		3948	545	672	773	788	694						
4511		4923	900	1248	1116	1237	1125						
76	64	80	60	54	69	64	62						
3998	4946	4452	502	364	473	415	438						
5004	5797	5434	959	1013	887	1001	965	860	840	844	849	820	840
80	85	82	52	36	53	42	46						
3371	4085	3541	161	116	159	123	139	140	452	320	308	245	290
67	70	65	17	11	18	12	14	16	54	38	36	30	35

Наибольшие величины стока оросительных вод с полей приходятся, как правило, на месяцы с большим водозабором.

В отдельные годы эти воды формируются также и в зимне-весенние месяцы (август—декабрь 1967 г., октябрь—декабрь 1969 г., январь—февраль 1970 г.), когда поливы практически отсутствуют.

На свекловичном поле (Таласская оросительная система) колебания месячных величин стока носят аналогичный характер, хотя дренированность водовмещающих пород на этой системе значительно выше, чем, например, на АТМ.

Сток с рисового поля (122 га), расположенного на Кзылкумском орошаемом массиве, оказался больше, чем с хлопкового и свекловичного полей. Это объясняется дополнительным расходом оросительных вод на обеспечение проточности рисовых чеков, а также в не меньшей мере холостыми сбросами воды в коллекторную сеть. Применение режима затопления рисовых чеков способствует также формированию дополнительных грунтовых вод, которые стекают за пределы сельскохозяйственного поля.

Следует отметить, что на рисовых плантациях, так же как и на сельскохозяйственных полях с периодическим режимом орошения, в условиях стабилизировавшегося уровня грунтовых вод сток оросительных вод формируется главным образом в весенне-летне-осенние месяцы, т. е. практически в вегетационный период и, в частности, в период поливов.

При этом пополнение и разгрузка грунтовых вод до уровня первоначального запаса, т. е. запаса, имевшего место в начале поливного сезона, идет довольно быстро (от одной-двух недель до двух месяцев). Сказанное хорошо иллюстрируется графиком хода уровней грунтовых вод (рис. 66, 67). Продолжительность периода стабилизации поверхности грунтовых вод, как известно, зависит от дренированности водовмещающих пород, применяемого режима поливов и первоначальной глубины залегания уровней грунтовых вод до орошения. На Кзылкумском массиве, например, поверхность грунтовых вод стабилизировалась практически в первые два-три года эксплуатации системы на глубине около 2 м. На АТМ этот период продолжался 3—5 и даже 7 лет, что видно из рассмотрения рис. 68.

Согласно графику (рис. 69), составленному Е. И. Здобновым и Э. П. Носовым, стабилизация уровня грунтовых вод на Нижнедонской оросительной системе произошла через 8 лет, а на Азовской через 5 лет после начала орошения; на Багаевско-Садковской, находящейся в аналогичных условиях, этот процесс еще продолжается.

По данным некоторых исследователей [303] стабилизация уровня грунтовых вод на крупных системах, расположенных в пустынных районах, может происходить в течение 25 лет и более после начала орошения.

На Таласском водобалансовом участке, характеризующемся хорошей естественной дренированностью, поверхность грунтовых вод изменяется мало (рис. 70).

Месячные величины стока значительно изменяются. Для оценки колебаний стока по формулам:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (Y_i - \bar{Y})^2}{n-1}}, \quad (137)$$

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{Y}} \quad (138)$$

вычислены средние квадратические ошибки и коэффициенты вариации стока. Последние составили 0,30—0,75.

Самое низкое значение $C_v = 0,30$ характерно для рисового поля с высокой водоподачей, самое высокое — для хлопкового поля $C_v = 0,75$. Для хорошо дренированного свекловичного поля коэффициент вариации занимает промежуточное значение ($C_v = 0,53$), несмотря на то что водоподача на это поле была самой низкой.

В неполивной период сток с сельскохозяйственных полей в общем невелик. За четыре года исследований в неполивной период он имел место на поле № 43 в августе—декабре 1967 г. и равнялся 29 мм, в октябре—декабре 1969 г. — 21 мм, в январе—феврале 1970 г. — 6 мм; на рисовом поле в январе—апреле и сентябре—декабре 1968 г. соответственно 303 и 87 мм и в сентябре—

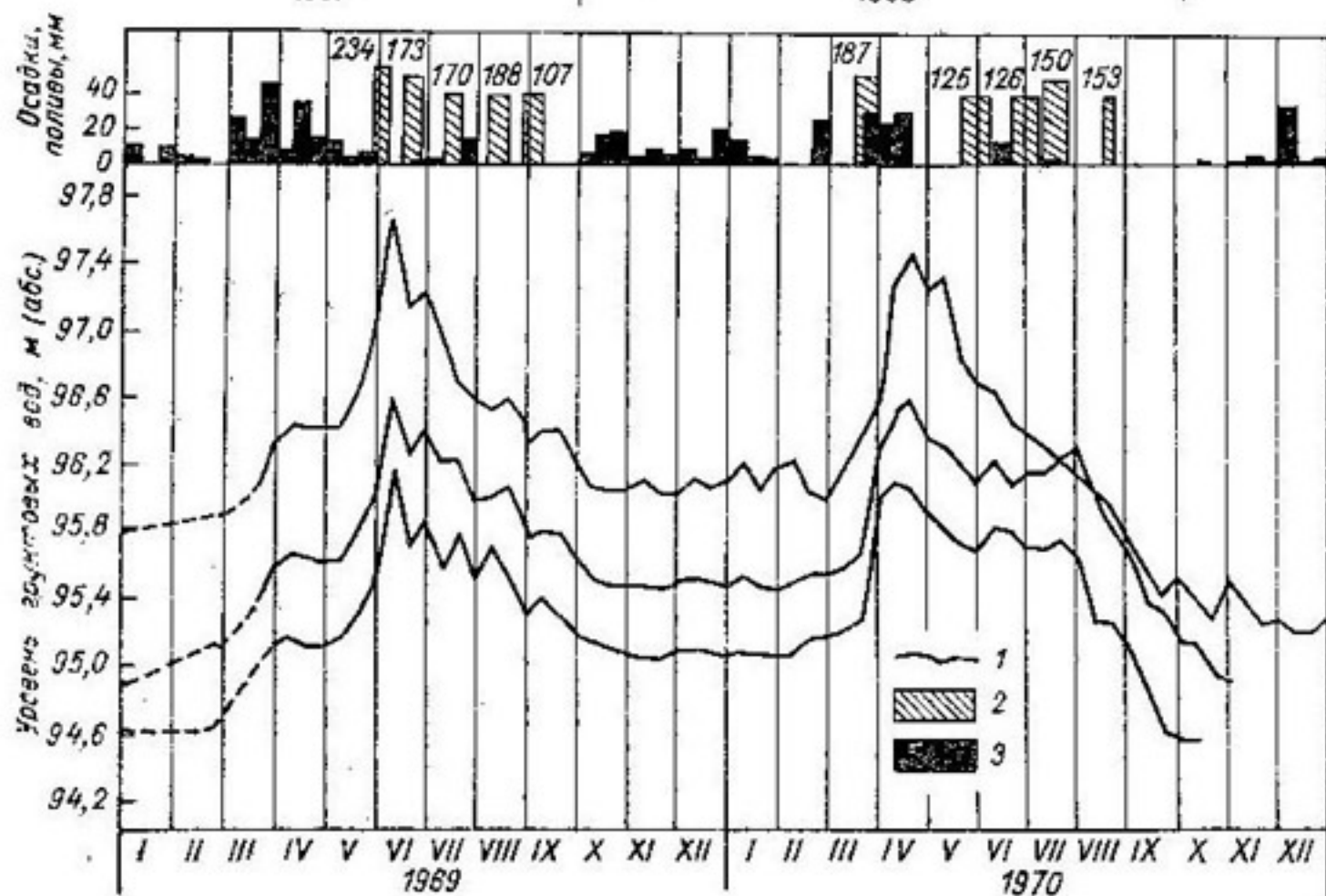
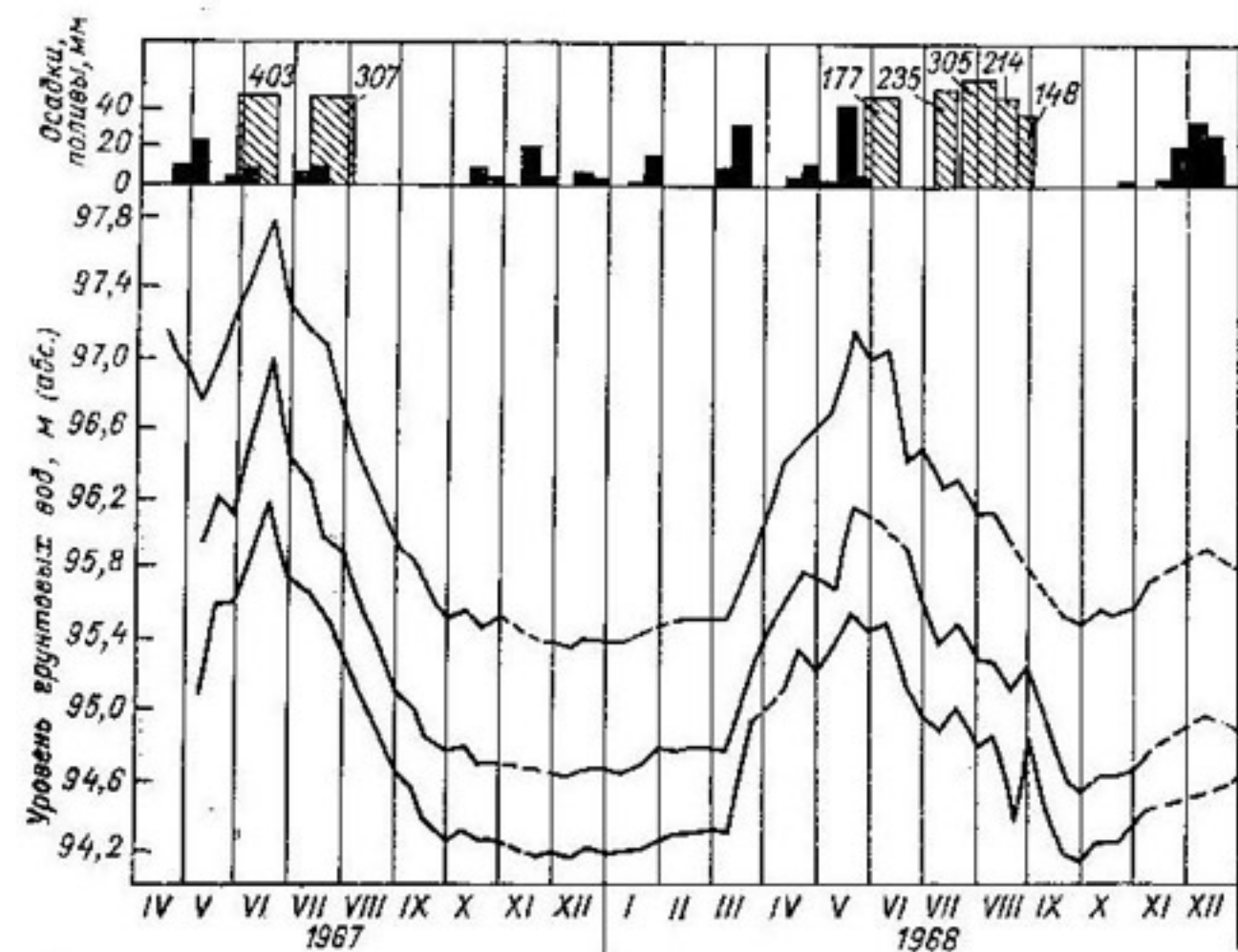


Рис. 66. Изменения уровней грунтовых вод (1), поливных норм (2) и атмосферных осадков (3) на Арысь-Туркестанском орошаемом массиве, пос. Старый Икан.

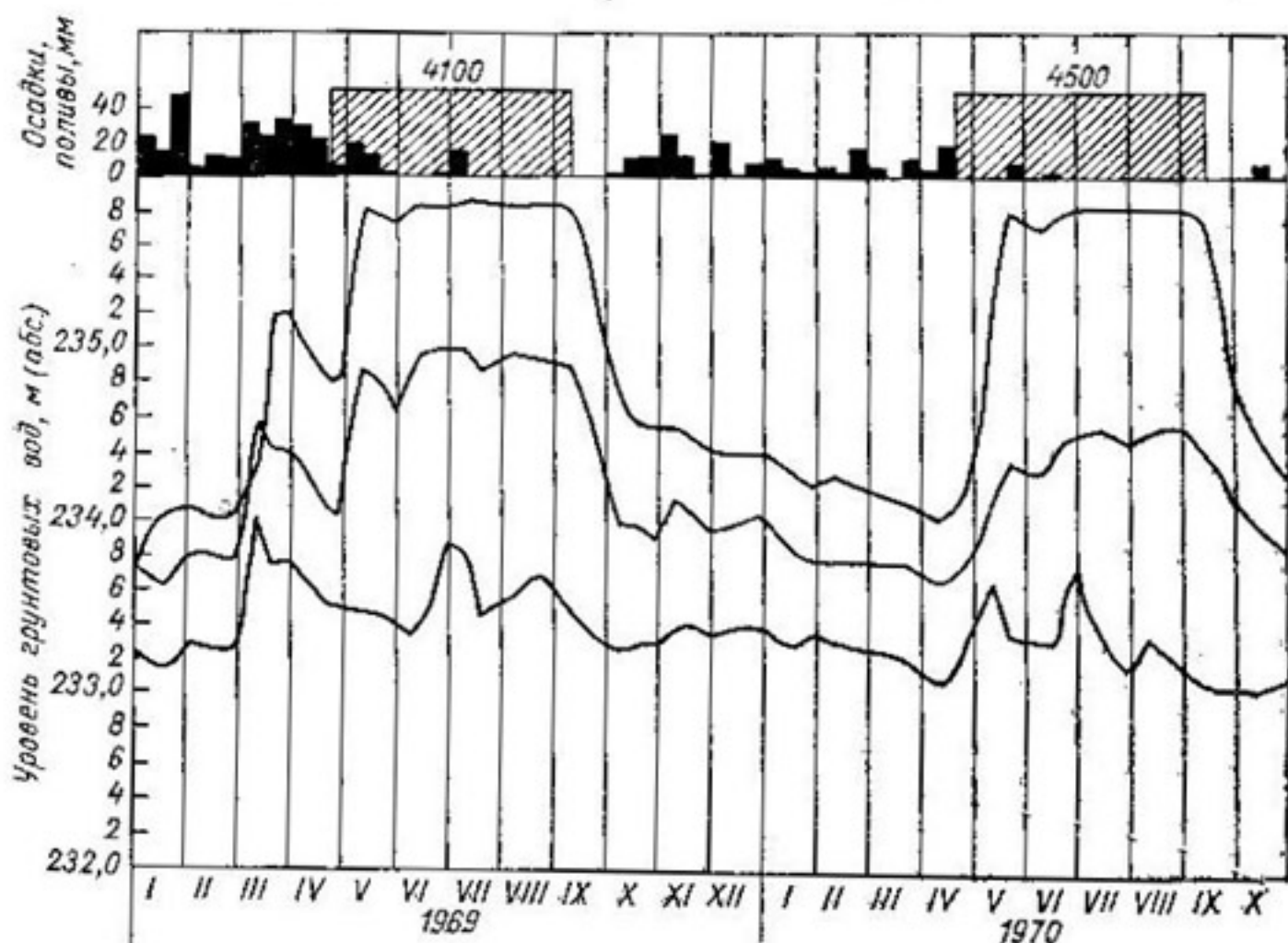
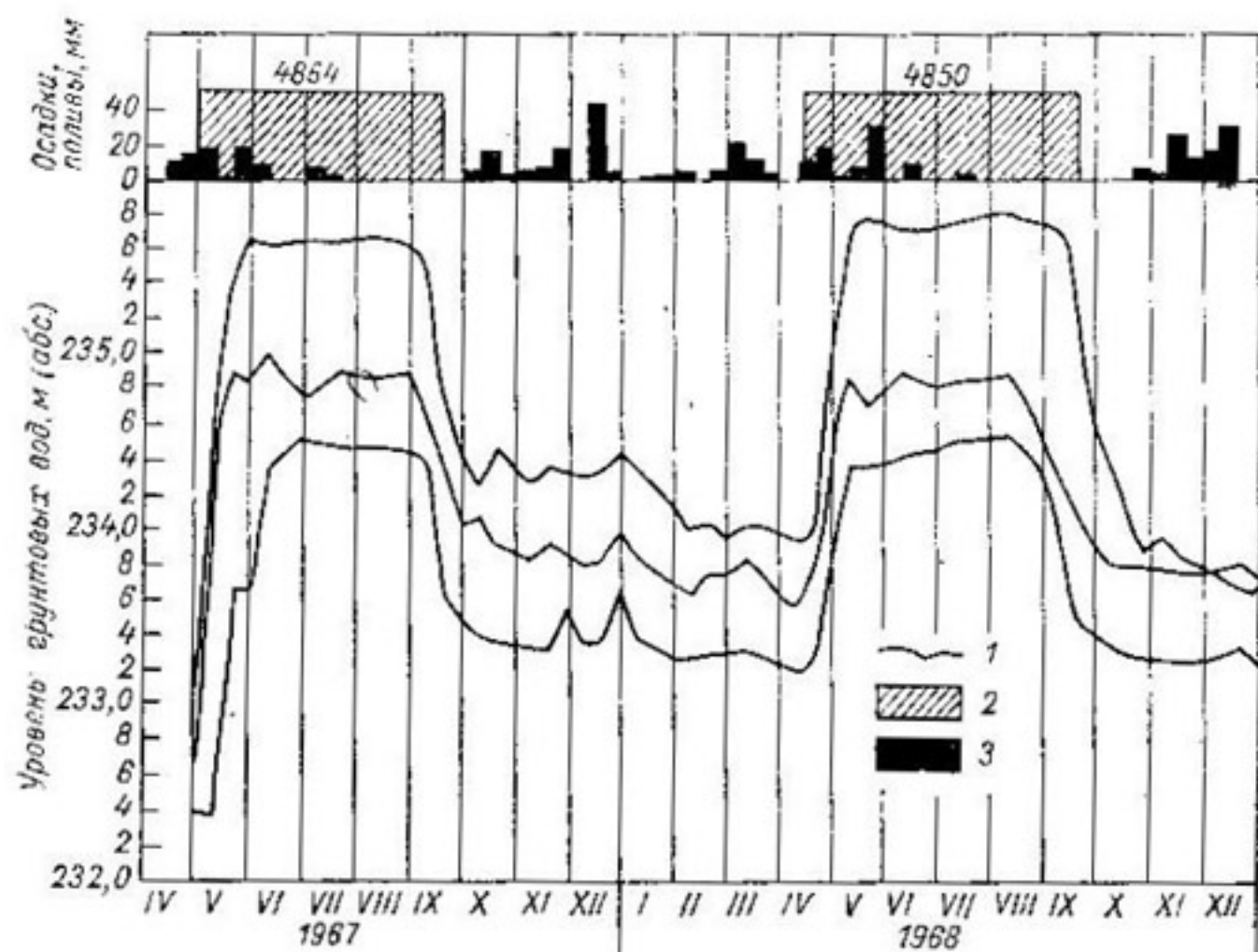


Рис. 67. Колебание уровня грунтовых вод (1), поливной нормы (2) и атмосферных осадков (3) на Кзылкумском орошаемом массиве.

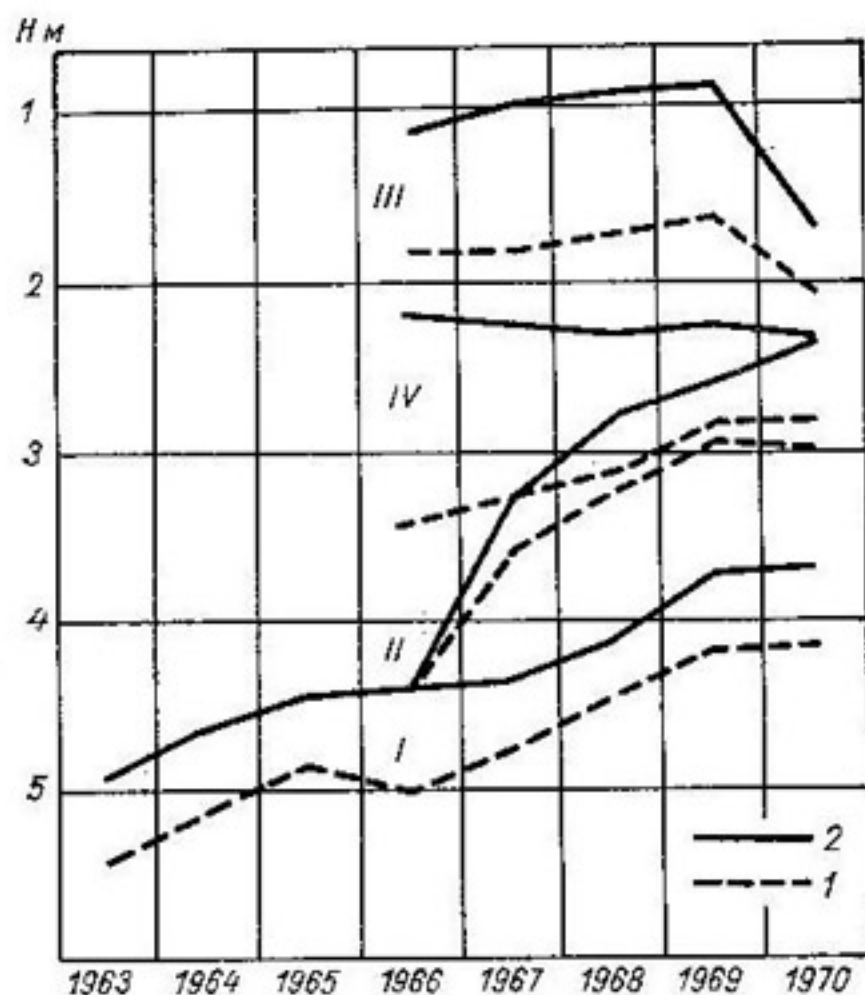


Рис. 68. Изменение максимальных (1) и минимальных (2) уровней грунтовых вод на различных участках Арысь-Туркестанской оросительной системы. Участки: I — междуречье Бугуль—Чаян; II — междуречье Чаян—Мынбулак; III — Мынбулак—Икансу; IV — Икансу—Чага.

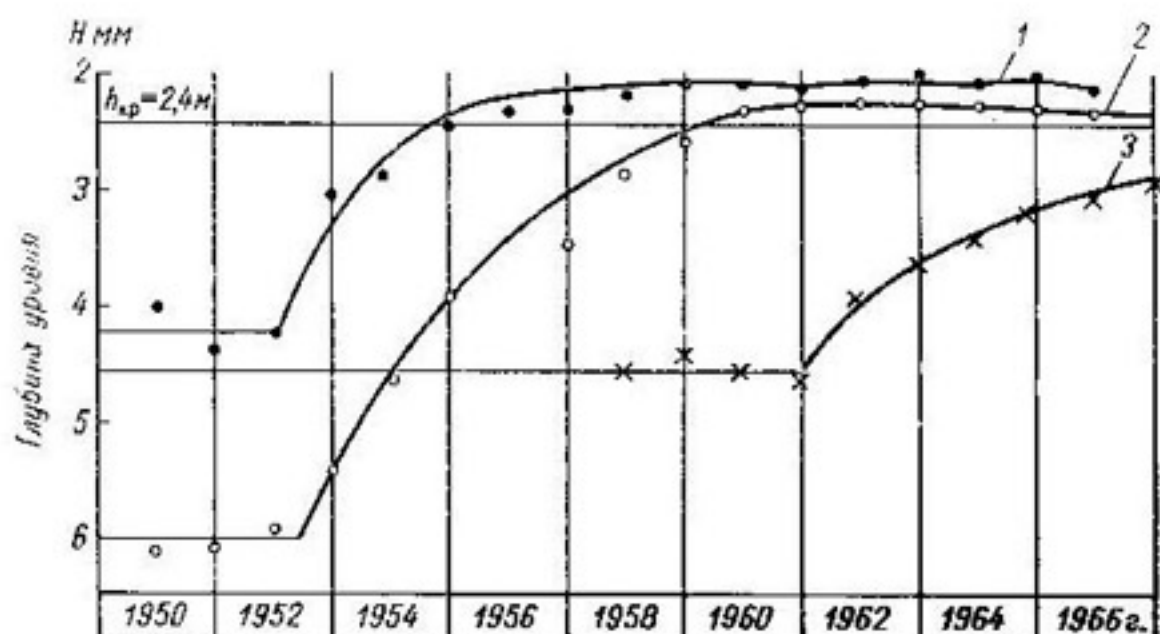


Рис. 69. Изменение среднегодовых уровней грунтовых вод на Азовской (1), Нижнедонской (2) и Багаевско-Садковской (3) оросительных системах Ростовской области.

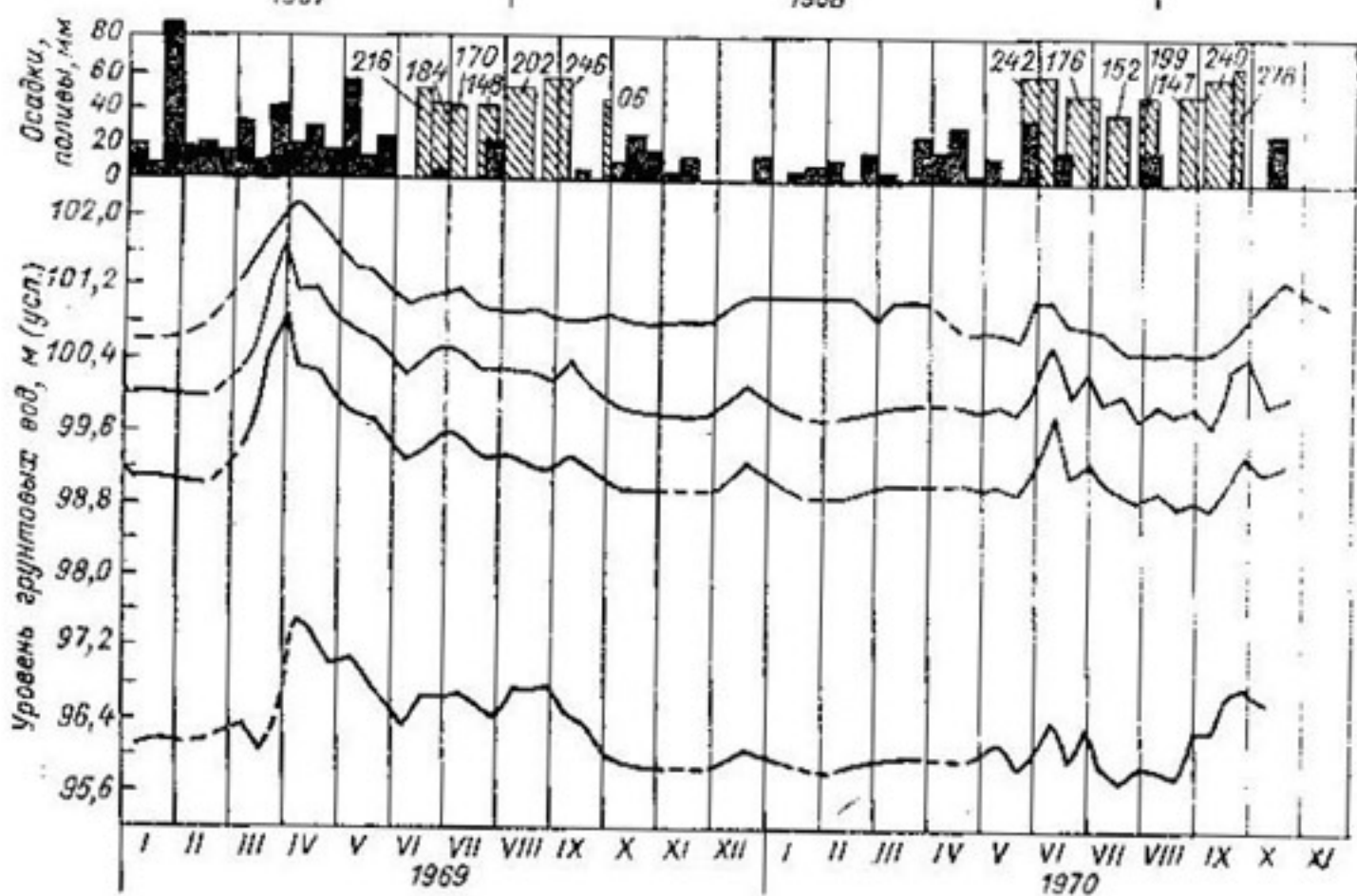
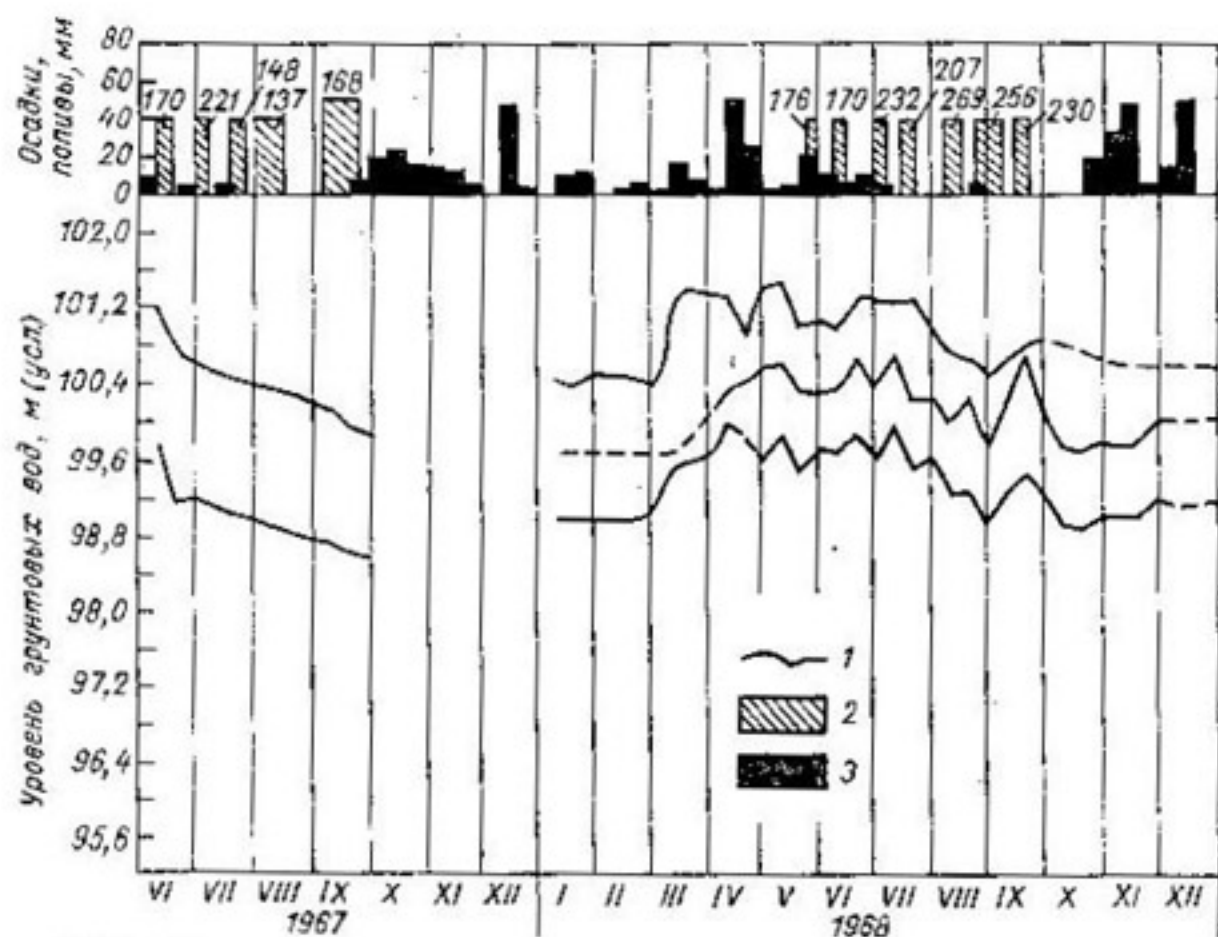


Рис. 70. Изменение уровней грунтовых вод (1), поливных норм (2) и атмосферных осадков (3) на Таласской оросительной системе, пос. Ново-Ивановка.

декабре 1969 г. — 103 мм; на поле со свеклой в октябре—декабре 1967 г. — 42 мм, в январе—мае 1969 г. — 16 мм и в октябре—декабре 1970 г. — 8 мм. В остальное время неполивного периода часть воды, ушедшей на формирование стока (в поливной период), расходуется на водопотребление растительности и на испарение с почвы.

Зависимость стока с орошаемых полей от водозабора для месячных величин представлена на рис. 71. Независимо от обвод-

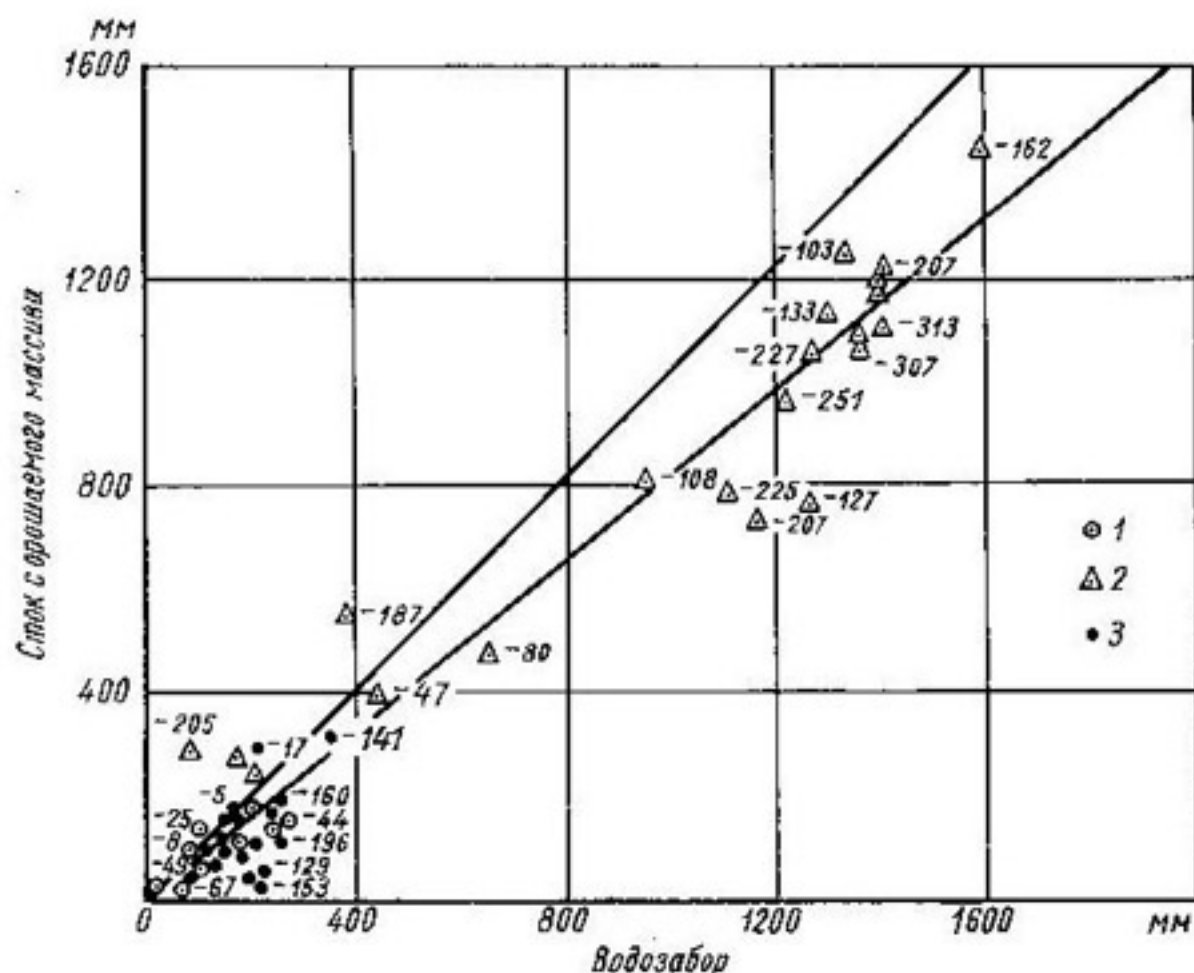


Рис. 71. Зависимость месячных величин стока с орошаемых полей от водозабора (у точек — значения $E_1 - E$).

1 — Артыс-Туркестанская орошительная система; 2 — Кызылкумская рисовая орошительная система; 3 — Таласская орошительная система.

ненности и дренированности полей между величинами стока и водозабора существует довольно определенная прямолинейная связь, причем с возрастанием Q и уменьшением безвозвратных потерь ΔE сток воды с сельскохозяйственных полей возрастает. Зависимость годовых величин возвратных вод от водозабора представлена на рис. 72.

Приведенные графики показывают, что в рассматриваемом случае основным фактором формирования стока с массива и возвратных вод, поступающих с орошаемых контуров в реки, является величина водозабора. Коэффициент корреляции, характеризующий тесноту связи на рис. 71, превышает 0,90. Это означает,

что в частном случае, когда компоненты $\Delta U_{гр}$ и $E_1 - E$ мало изменяются как во времени, так и для каждой оросительной системы, сток с орошаемых массивов можно определять по простейшей зависимости

$$Y = kQ, \quad (139)$$

где k — коэффициент, равный 0,80.

Зависимость возвратных вод от величины водозабора получилась менее определенной (см. рис. 72), что указывает на большую роль в формировании этих вод положения орошаемого массива по отношению к водоприемнику. Для близко расположенных

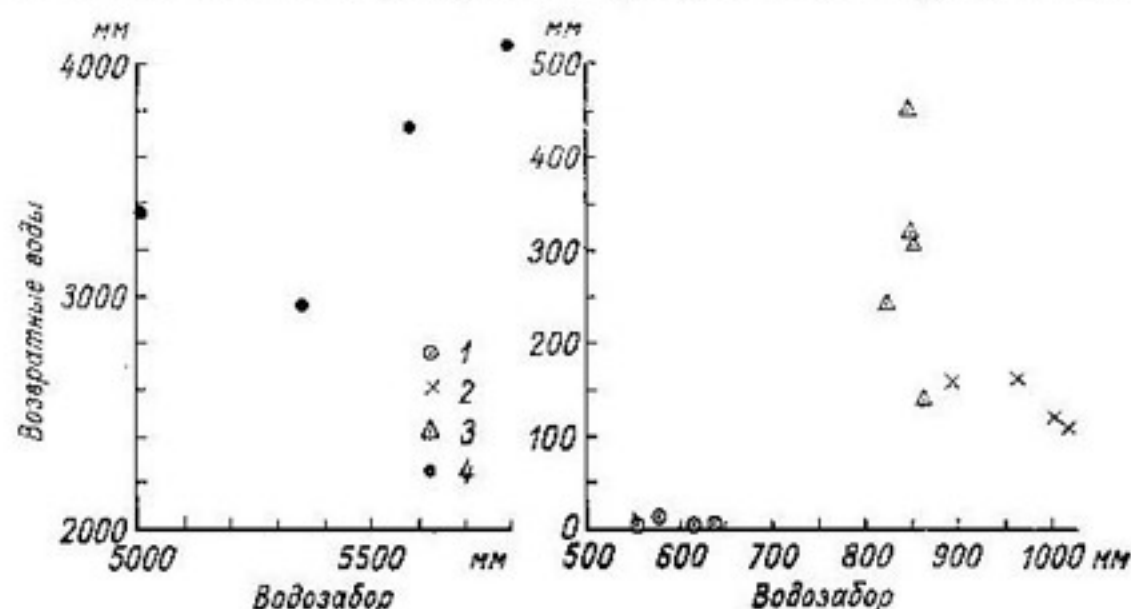


Рис. 72. Зависимость годовых величин возвратных вод от водозабора.

1 — Арысь-Туркестанская оросительная система; 2 — Таласская оросительная система; 3 — Нижнедонская оросительная система (Новозолотовский массив); 4 — Кзылкумская рисовая оросительная система.

к водоприемнику орошаемых массивов коэффициент отношения возвратных вод к водозабору существенно выше, чем для удаленных. В первом случае, например (Кзылкумская и Нижнедонская оросительные системы), он в среднем равен 0,35—0,65. Во втором, т. е. для удаленных от водоприемника оросительных систем (Арысь-Туркестанская, Таласская), этот коэффициент не превышает 0,20, что объясняется большими безвозвратными потерями стока с орошаемых полей и массивов на дополнительное испарение в процессе растекания воды на переложных участках и передвижения ее к водоприемнику по нижерасположенным неорошаемым землям.

В последнем случае важную роль в формировании безвозвратных потерь стока играют промежуточные водоемы, куда сбрасываются поверхностные и подземные воды (например, оз. Чункакуль). В этих водоемах испарение еще больше возрастает за счет развития влаголюбивой растительности, обладающей повышенной способностью к непродуктивной транспирации (см. табл. 40).

Интересные результаты получены по Новозолотовскому орошаемому массиву. В 1954 г. когда еще отсутствовала коллекторно-дренажная сеть, возвратные воды на этом участке составляли 16% водозабора. В первый год строительства коллекторно-дренажной сети возвратные воды возросли до 54% водозабора, по видимому, за счет сброса накопленных ранее запасов грунтовых вод. В последующие годы они снова снизились и уже на четвертый год действия коллекторно-дренажной сети возвратные воды составляют 30% водозабора. Предварительный анализ материалов наблюдений показал, что и в последующие годы возвратные воды не превышают 25—30% водозабора.

Следует упомянуть еще одну особенность формирования возвратных вод. По данным наших расчетов, выполненных совместно с Левченко [266] на Кзылкумском орошаемом массиве, на формирование грунтовых вод в среднем расходуется воды всего 18% водозабора. Примерно 50% указанного объема грунтовых вод поступает в пески пустыни Кызылкум, а остальные 50% стекает в р. Сырдарью, что составляет 9% водозабора. Однако за счет повышенной проточности и поверхностного сброса оросительных вод суммарные возвратные воды, как отмечалось, достигают огромных размеров.

Выявленные закономерности формирования возвратных вод позволяют сделать приближенную оценку их на других малоизученных оросительных системах бассейна р. Сырдарьи, где воднобалансовые наблюдения, выполненные различными организациями, неполные [260, 266]. Для расчета использовалась упрощенная зависимость.

Величины водозабора определялись по данным эксплуатационной гидрометрии. Суммарное испарение и безвозвратные потери вычислялись тепловодобалансовым методом (см. главу 2).

Среднегодовые значения безвозвратных потерь и возвратных вод в бассейне р. Сырдарьи для основных орошаемых массивов при современном режиме орошения приведены в табл. 42. Как видно из таблицы, наибольшие величины возвратных вод на Кзылкумской рисовой системе, расположенной вблизи водоприемника, составляют 56% водозабора. На других рисовых системах, размещенных вниз по течению и сбрасывающих свои воды в старицы и понижения, возвратные воды не превышают 10—20% водозабора.

Приведенные результаты полевых исследований и полученные на их основе закономерности и связи возвратных вод с основными факторами справедливы лишь для бытовых, т. е. сложившихся в настоящее время, режимов орошения. В случае применения более рационального режима орошения и реконструкции оросительных систем объем возвратных вод, очевидно, существенно уменьшится, на что указывают выполненные нами расчеты.

Для оценки объема возвратных вод при рациональном режиме орошения оросительные нормы определены по данным водноба-

Современные величины безвозвратных потерь и возвратных вод в бассейне р. Сырдарьи

	Ирригационные районы и оросительные системы							Средневзвешенные	
	Ферганская общая пойма	Голодная степь	ЧАКИР	Арысь-Туркестан- ская	Кзыл-Кумская	Чилийская	Кзыл-Ординская		Казалинская
Безвозвратные потери									
% от водозабора	72	80	70	78	31	50	52	55	65
км³/год	10								21
Возвратные воды									
% от водозабора,	28	15	30	4	56	47 *	38 *	31 *	27
км³/год	70								10
Водопотребление сель- ского хозяйства, км³/год	18	5	6				4,5		33,5
Поливная площадь, тыс. га	1036	485	350				152		

Примечание. Отмеченные звездочкой цифры относятся к орошаемым массивам: непосредственно в р. Сырдарью поступает воды на 25—50% меньше.

лансовых наблюдений экспедиции ГГИ¹ с учетом оптимальных севооборотов при коэффициенте земельного использования 0,95—1,0, а также при промывном режиме орошения (поливные нормы на 10—20% выше физической емкости почвы) для культур с периодическим режимом орошения и 30% проточности на рисовых полях. Предполагается также надежная работа дренажа.

Потери воды из каналов исключались в предположении, что будут проведены противофильтрационные мероприятия. Сбросные воды приравнивались эксплуатационным потерям. Сюда же включались потери воды на создание проточности рисовых чеков.

В результате расчетов, выполненных по формулам (132) и (136) с учетом приведенных данных, оказалось, что возвратные воды в перспективе будут составлять на АТМ, Таласском массиве порядка 5—6%, а на Кзылкумской и других рисовых системах 20—30% водозабора.

¹ При назначении рационального поливного режима учитывались также рекомендации Н. В. Данильченко [77] и Н. С. Горюнова [73], а также утвержденные минводхозом СССР расчетные оросительные нормы [201].

В среднем возвратные воды в низовьях р. Сырдарьи при рациональном поливном режиме составляют 19%, а средневзвешенные по площади орошаемых земель — 17% водозабора.

Дополнительное введение в севооборот на рисовых плантациях кормовых культур на площади 20—25%, вероятно, приведет к уменьшению возвратных вод почти в 2 раза.

Расчеты показали, что величина возвратных вод в Фергане, начиная с 1950 г., каждый год постепенно возрастала от 19 до 29% водозабора. В среднем она составила 28% водозабора. Увеличение объема возвратных вод можно объяснить в первую очередь возрастанием удельной водоподачи. Это способствовало возрастанию коллекторного стока.

Другой важной причиной возрастания коллекторного стока в Фергане является интенсивная расчистка и строительство коллекторов, начиная с 50-х годов, приведшая к сбросу в реку многолетних запасов грунтовых вод, а также запасов, сформировавшихся на орошаемых полях в прежние годы.

Приведенные данные по безвозвратным потерям и возвратным водам в бассейне р. Сырдарьи относятся к среднемуголетнему притоку и поэтому носят условный характер. В действительности соотношение величин притока, водозабора, безвозвратных потерь, возвратных вод и других элементов водного баланса, как показывают расчеты, в очень высокой степени зависит от водности реки в конкретные годы.

Можно отметить, что в годы с повышенной увлажненностью удельный вес возвратных вод и безвозвратных потерь снижается. В годы с засушливым вегетационным периодом роль безвозвратных потерь повышается. Потери стока при разливах в многоводные годы резко возрастают. В целом вариация годовых потерь стока и возвратных вод достаточно велика. Поэтому при составлении водохозяйственных балансов потери стока и возвратные воды необходимо определять за каждый год. Расчетную величину их следует оценивать с учетом принятой расчетной обеспеченности расчета стока или влагообеспеченности.

Для оценки надежности расчета возвратных вод по предлагаемым формулам в работе [266] были определены среднеквадратические ошибки месячных и годовых величин этой характеристики. Они составили для Арысь-Туркестанского орошаемого массива 43 мм, для Таласского 67 мм, для Кзылкумского 886 мм. Если сопоставить эти ошибки со средними величинами возвратных вод (они составляют соответственно 6, 139 и 3541 мм), то можно сделать вывод, что значимые величины возвратных вод, с которыми следует считаться при выполнении водохозяйственных расчетов, имеют место только на Кзылкумской и Таласской оросительных системах. Величина возвратных вод на Арысь-Туркестанском орошаемом контуре находится в пределах точности определения водных ресурсов и ее можно не принимать во внимание.

В заключение необходимо отметить, что возвратные воды представляют собой интегральный результат влияния оросительных мелиораций на водный баланс и водные ресурсы.

Объем возвратных вод в речных бассейнах с развитым орошением необходимо определять по величине возвратных вод, вычисленных по предлагаемым формулам для отдельных орошаемых массивов и контуров, и затем по схеме районирования территории рассчитать средневзвешенную величину возвратных вод со всего исследуемого бассейна.

Предлагаемый метод может быть использован также для ориентировочной оценки возможного объема возвратных вод еще на стадии проектирования оросительных систем. При этом в расчетах по упомянутым выше формулам используются проектные величины водозабора. Суммарное испарение с орошаемых полей и неорошаемых угодий определяется тепловоднобалансовым методом.

4.4. Оценка влияния оросительных мероприятий на водные ресурсы и водный баланс речных бассейнов

Для оценки изменения стока реки под воздействием оросительных мероприятий достаточно произвести сопоставление его величин за различные периоды с притоком воды в бассейн (исключая, разумеется, изменения стока, вызванные колебанием климата) и водозабором на орошение. При этом можно применять различные технические приемы: построение совмещенных интегральных кривых годовых величин стока рек за многолетний период с измененным и ненарушенным режимом, построение корреляционных связей между измененным стоком и естественным притоком и пр. [262, 284].

В качестве примера приводятся результаты оценки интегрального эффекта влияния орошения на сток р. Сырдарьи, в бассейне которой земли орошаются как за счет горных притоков ее, так и за счет стока самой реки.

Площадь бассейна р. Сырдарьи 443 000 км². Более половины ее занято горными образованиями. В горном районе находятся верхнее течение реки и ее основные притоки. Этот район принято называть областью питания. В среднем течении река выходит из горной области на степные пространства, которые сменяются в низовьях пустынями Кызылкум и др. Равнинные районы развитого орошения условно называют областью использования стока. Схема гидрографической сети бассейна р. Сырдарьи с выделением областей питания реки и использования стока представлена в приложении III. На этой же схеме отмечены гидрометрические створы. Приток воды с гор определен по данным гидрометрических наблюдений, проводимых у выхода рек из горной области.

Бассейн р. Сырдарьи принадлежит к районам древнего орошения. Схема сложившихся в настоящее время оросительных районов представлена в работах [158, 260]. Основными сельскохозяйственными культурами являются хлопчатник (до с. Чардара и г. Туркестана) и рис (в нижнем течении рски); на неорошаемых территориях расположены пастбищные угодья. В предгорьях распространено богарное земледелие. Данные о развитии орошения в основных оросительных районах содержатся в работах [68, 260].

Горные массивы представляют собой складчато-глыбовые поднятия палеозойских песчаников, сланцев, известняков, конгломератов, гипсов, вулканических туфов. Адырные гряды (предгорья) состоят из нерасчлененной толщи верхненеогеновых и нижнечетвертичных отложений, представленных конгломератами, галечниками, гравием, покрыты слоем лёсса. Равнинные, межгорные, заадырные впадины сложены четвертичными отложениями. В предгорных областях (сложенных обычно рыхлообломочными отложениями) грунтовые воды залегают на глубине от 5 до 100 м; они пресные, напорные.

В периферийных частях конусов выноса, орошаемых частях верхних террас, на пониженных участках пролювиально-аллювиальных равнин под влиянием мощной толщи мелкозема, а также благодаря подпору со стороны передовых гряд и адыров грунтовые воды, приобретая напор, почти полностью выклиниваются в поверхностные водотоки; некоторая часть их расходуется на испарение. На периферийных участках древних конусов выноса, на высоких террасах, сложенных мощной толщей мелкозема, грунтовые воды погружаются вторично и залегают на глубине свыше 10—20 м. Речные долины содержат мощные потоки грунтовых вод, которые залегают на глубине от нуля до 5 м, реже до 10 м и отличаются высокой водообильностью и слабой минерализацией. На песчаных равнинах грунтовые воды встречаются на различной глубине в виде отдельных линз и характеризуются пестрой минерализацией.

По данным Гидроингео, большая часть долинных грунтовых вод выклинивается на нижних террасах рек в русла водотоков, в каналы и коллекторы. Отток подземным путем из Ферганской долины ниже Беговатских порогов практически отсутствует. В низовьях неапорные грунтовые воды распространены повсеместно в четвертичных отложениях. Взаимосвязь поверхностных (речных) и грунтовых вод здесь весьма сложна и изучена слабо. На многих участках отток грунтовых вод в сторону пустыни практически отсутствует.

Как известно [204, 260], водотоки бассейна р. Сырдарьи по источнику питания делятся на три группы (рис. 73):

1) снегово-ледниковое с преобладанием питания за счет таяния сезонных снегов; 2) снегово-ледниковое питание с преобладанием питания от таяния высокогорных снегов и ледников; 3) ледниково-снеговое питание.

К первой группе относится 80 рек, ко второй — 38 и к третьей — 2.

Таким образом, водность р. Сырдарьи зависит в основном от водности притоков с питанием первого и второго типов. Однако

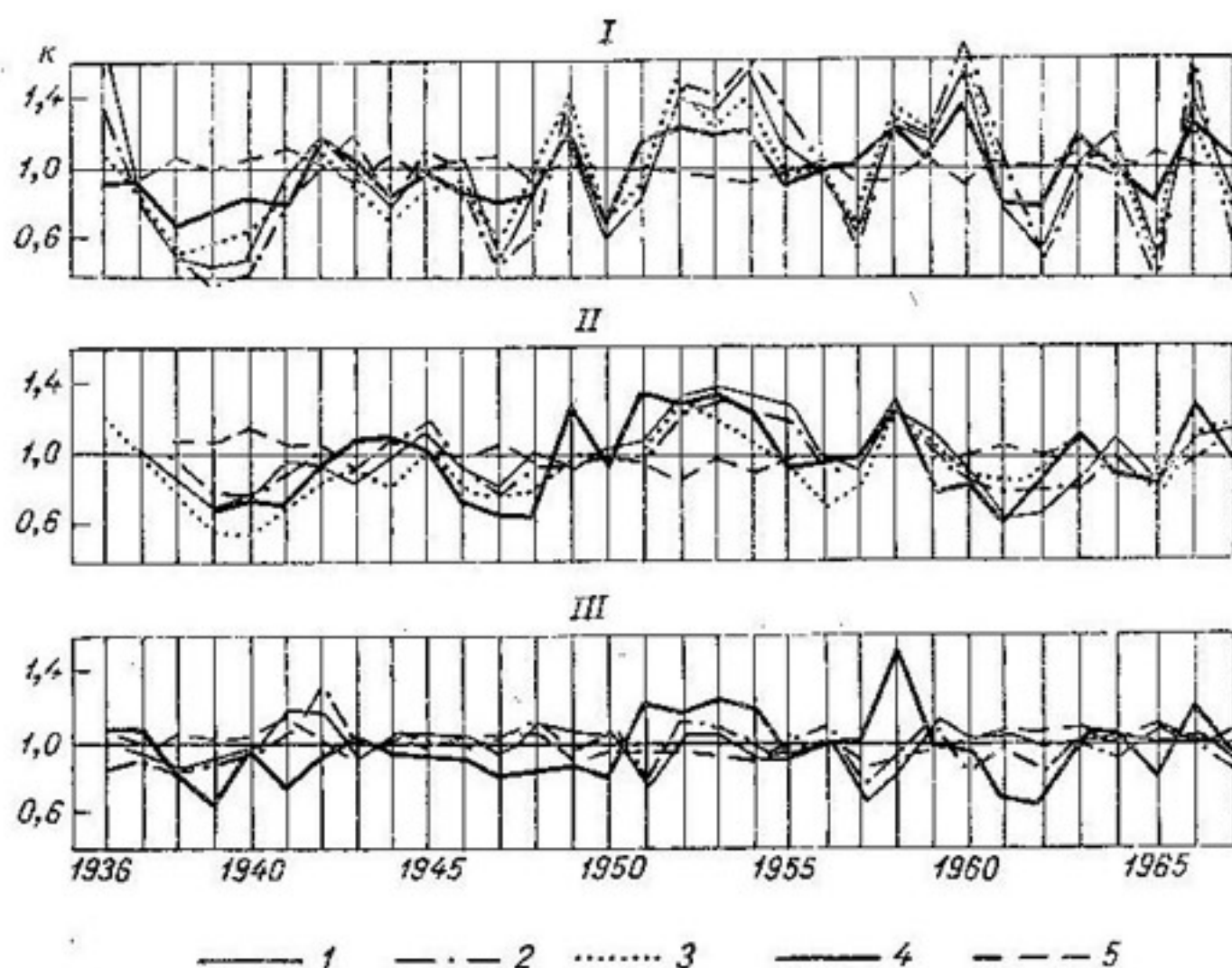


Рис. 73. Хронологический график изменения модульных коэффициентов годового стока рек разного типа питания (K), годовых сумм осадков и положительных температур воздуха.

Группа I: 1 — р. Зергер, 2 — р. Чанкет, 3 — р. Кугарт, 4 — годовая сумма атмосферных осадков за ноябрь—октябрь по метеостанции Джергитал, 5 — годовая сумма положительных температур воздуха по метеостанции Джергитал; группа II: 1 — р. Куршаб, 2 — р. Шикол, 3 — р. Акбура, 4 — годовая сумма атмосферных осадков за ноябрь—октябрь по метеостанции Гульча, 5 — годовая сумма положительных температур воздуха по метеостанции Гульча; группа III: 1 — р. Сох, 2 — р. Исфара, 3 — годовая сумма атмосферных осадков за ноябрь—октябрь по метеостанции Хайдаркан, 4 — сумма положительных температур воздуха по метеостанции Хайдаркан.

при анализе влияния орошения на сток р. Сырдарьи необходимо учитывать все виды питания ее бассейна.

Годовой сток рек (с неискаженным режимом), питающих бассейн р. Сырдарьи, претерпевает значительные колебания, вызванные изменением климатических факторов (атмосферные осадки и положительная температура воздуха) (см. рис. 73). В частности, в основной первой группе рек годовой сток может увеличиваться или уменьшаться более чем на 50% (по отношению к среднемугодовому). Это указывает на то, что при изучении влияния ороше-

ния на сток необходимо тщательно учитывать климатические колебания стока и факторы, его обуславливающие.

На рис. 74 представлены разностные интегральные кривые колебаний годового стока некоторых рек, питающих бассейн р. Сырдарьи. Анализ приведенных кривых свидетельствует о синхронности колебаний стока на реках всех трех типов, отражающих изменения климатических условий на территории их бассейнов. Это указывает на правомерность совместного анализа и сравнения стока р. Сырдарьи в различных створах со стоком рек, характеризующих приток в бассейн этой реки.

Наиболее общее представление об интегральном эффекте влияния орошения на сток р. Сырдарьи может дать сравнение интегральных кривых модульных коэффициентов ее стока в различных створах и стока рек, характеризующих питание бассейна этой реки, а также атмосферных осадков (рис. 75). Анализ этих кривых целесообразно делать по периодам с учетом водности.

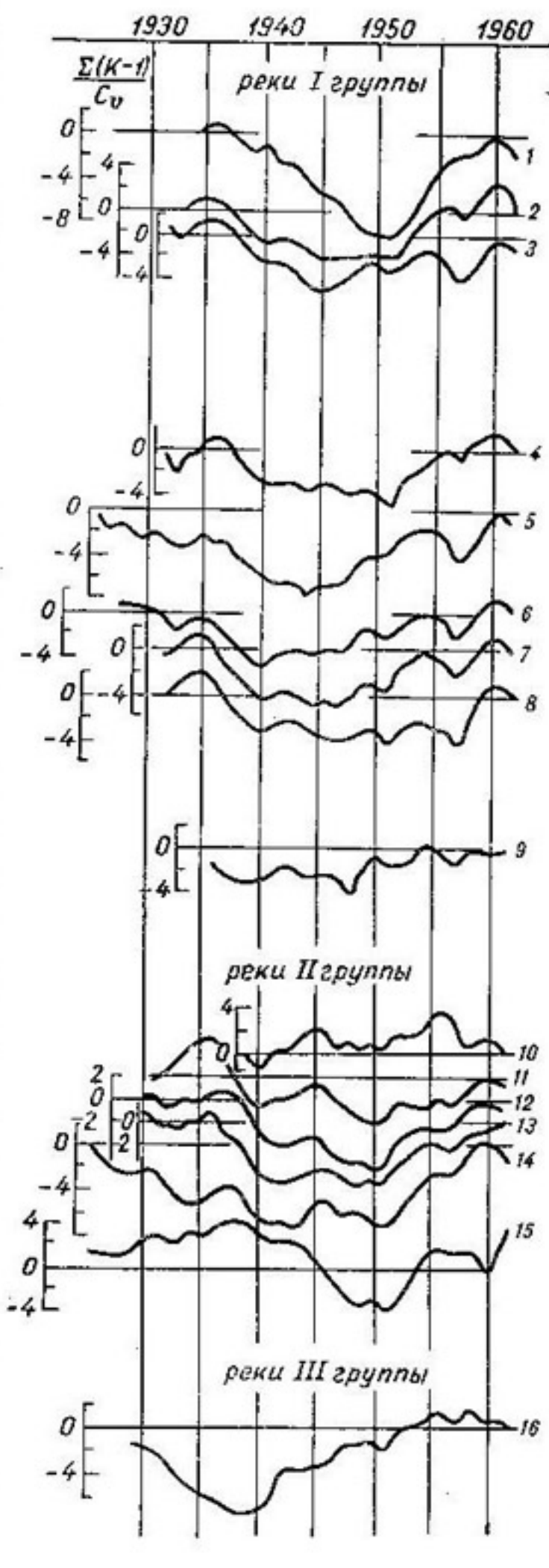


Рис. 74. Разностные интегральные кривые колебаний годового стока воды по некоторым рекам первой, второй и третьей групп.

1 — р. Кёкджерты; 2 — р. Кёкмерен; 3 — р. Узунахмат; 4 — р. Яссы; 5 — р. Падшаата; 6 — р. Ахатгаран; 7 — р. Чаткал; 8 — р. Пскем; 9 — р. Ашилган; 10 — р. Малый Нарын; 11 — р. Нарын; 12 — р. Киргизата; 13 — р. Аравансай; 14 — р. Исфайрамсай; 15 — р. Шахмардан; 16 — р. Исфара.

Как видно из приведенного графика, угловой коэффициент наклона интегральных кривых стока всех рассматриваемых рек (в том числе и р. Сырдарьи в низовьях), а также атмосферных осадков в период с 1940 по 1950 г. составлял 0,92—0,93. В период с 1950 по 1960 г. для рек Шанкол, Зергер, Сох он был равен

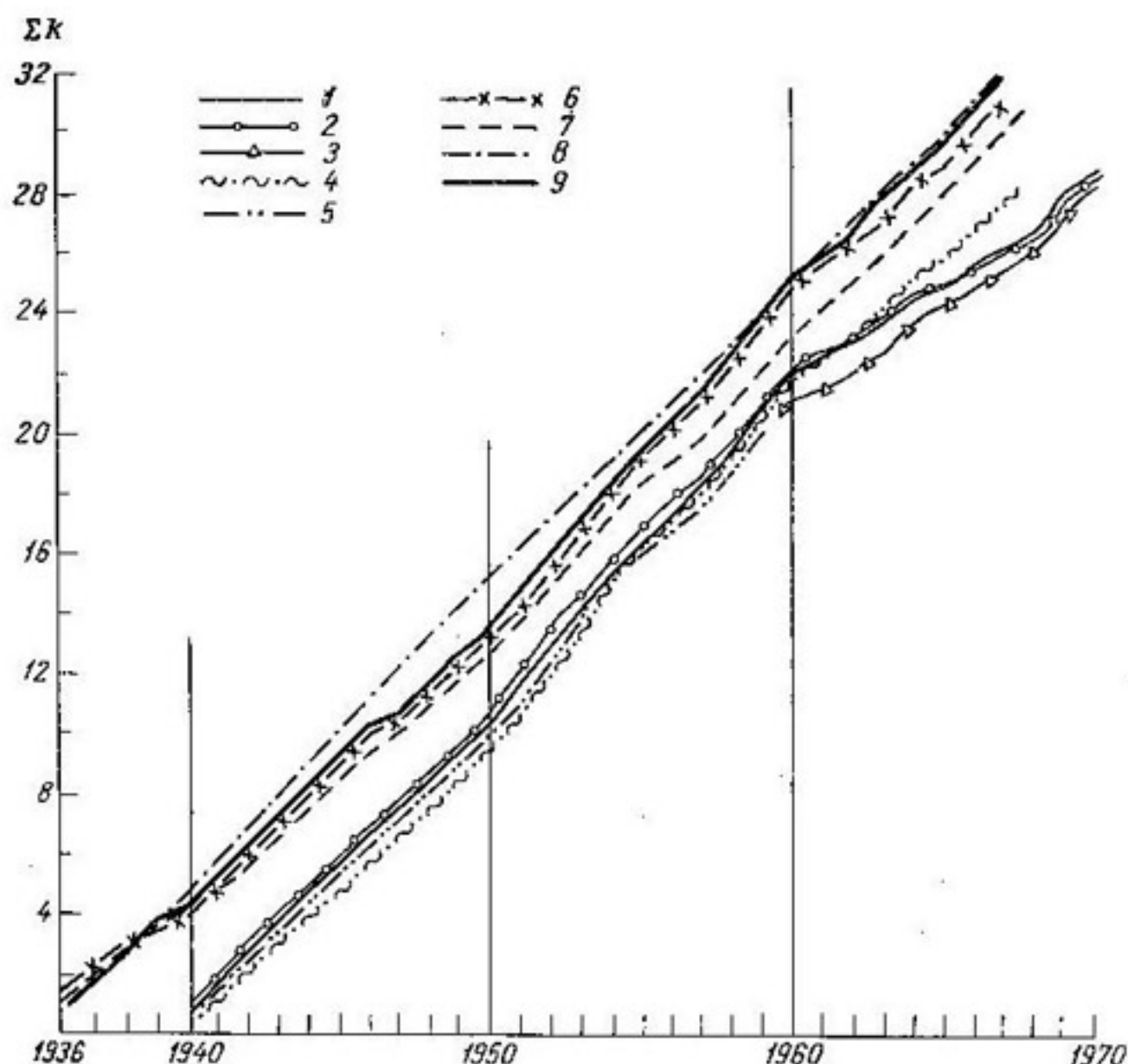


Рис. 75. Интегральные кривые модульных коэффициентов стока и атмосферных осадков.

Река Сырдарья: 1 — Казалинск, 2 — Кызыл-Орда, 3 — Тюмень-Арык, 4 — Каль, 5 — Кокбулак; 6 — р. Зергер; 7 — р. Шанкол; 8 — р. Сох; 9 — атмосферные осадки.

соответственно 1,06, 1,20, 0,96; для низовий р. Сырдарьи — 1,05. В период с 1961 г. угол наклона интегральных кривых рек Шанкол, Зергер, Сох составляет 0,92—1,0, р. Сырдарьи у Казалинска, Тюмень-Арыка, Кызыл-Орды — 0,64—0,72.

Таким образом, наклон интегральных кривых стока в створах Казалинск, Кызыл-Орда, Тюмень-Арык за последние 10—12 лет уменьшился на 0,27. Следовательно, сток р. Сырдарьи в нижнем течении в последние годы (начиная с 1961 г., с учетом сбросов в бессточную Арнасайскую впадину) снизился за счет орошения

в среднем на 6—7 км³/год. Следует отметить, что наблюдавшееся в 1969—1970 гг. небольшое увеличение стока объясняется высокой водностью 1969 г. (модульный коэффициент 1,24—1,27).

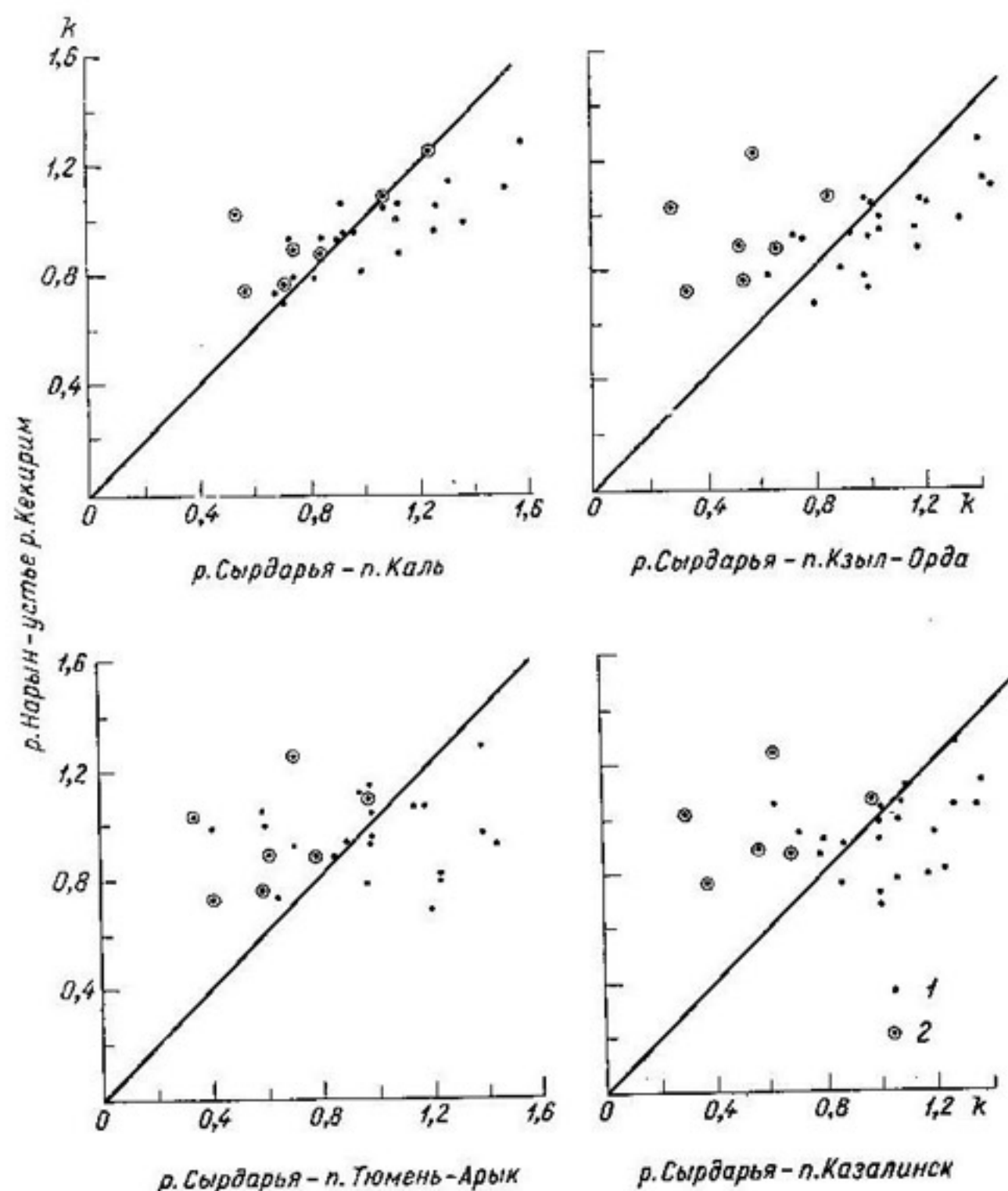


Рис. 76. Графики связи модульных коэффициентов стока р. Нарын — устье р. Кекирим (неизменный режим) с модульными коэффициентами стока р. Сырдарьи в нижних створах (с измененным под воздействием орошения режимом).

1 — 1940—1961 гг.; 2 — 1962—1967 гг.

Снижение стока воды р. Сырдарьи в нижних створах можно также установить по графикам связи величин естественного притока воды в бассейн (представляющего собой сумму стока всех

горных водотоков, впадающих в р. Сырдарью) со стоком реки в створах, замыкающих крупные массивы орошения.

Ниже приводятся графики связи модульных коэффициентов стока наиболее крупного притока — р. Нарын с их значениями в отдельных створах р. Сырдарьи (рис. 76). На всех графиках связи модульных коэффициентов стока р. Нарын — устье р. Кекирим (площадь водосбора 34 000 км²) с модульными коэффициентами стока р. Сырдарьи в створах Каль, Тюмень-Арык, Кызыл-Орда, Казалинск все точки до 1961 г. (когда площади орошаемых земель в бассейне р. Сырдарьи существенно не превышали площадей древнего орошения) ложатся вокруг линии равных величин. Точки, характеризующие сток начиная с 1962 г., на всех створах (за исключением створа у Калья) ложатся влево от этой линии, что свидетельствует о неизменности стока р. Нарын и об уменьшении стока р. Сырдарьи в нижних створах в среднем на 25—30% (по сравнению со стоком в предыдущий период).

Таким образом, снижение стока р. Сырдарьи в нижнем течении в последние годы можно приять равным 8 км³/год, т. е. всего 40% безвозвратных потерь (см. табл. 42). В связи с этим возникает вопрос, за счет чего покрываются остальные безвозвратные потери, составляющие примерно 13 км³/год.

Расчеты показывают, что строительство коллекторно-дренажной сети в Фергане и других районах, приведшее к снижению уровня грунтовых вод, способствовало уменьшению испарения и повышению естественного притока как через коллекторы, так и подземным путем на 7—8 км³/год. Ликвидация влаголюбивой растительности на переувлажненных участках поймы и долины реки и замена ее культурными растениями, а также сокращение площадей дикорастущей растительности на затопляемых участках низовья за счет регулирования стока, в частности, Чардаринским водохранилищем, способствовало уменьшению бесполезных потерь воды на испарение и соответствующему увеличению стока на 3—4 км³/год. Остаются примерно 2 км³/год безвозвратных потерь, источник компенсации которых не вполне ясен. Можно предположить, что компенсация этой части безвозвратных потерь происходит главным образом в Фергане и ЧАКИРе за счет сброса через интенсивно строящиеся коллекторы накопленных в прежние годы оросительных вод в зоне аэрации. Важную роль в компенсации потерь водных ресурсов может играть грунтовая составляющая питания р. Сырдарьи.

Существенную добавку к подземной составляющей притока может дать уменьшение испарения (в зоне использования стока) за счет повышения влажности и понижения температуры воздуха на орошаемых полях, площадь которых резко расширилась за последние 10—12 лет.

На основании изложенного можно сделать вывод, что расширение орошаемых площадей неизбежно приведет к дальнейшему снижению стока р. Сырдарьи.

Рассмотренный метод оценки сужения стока за прошлый период не дает возможности прогнозировать его изменение в перспективе. Между тем известно, что при проектировании и строительстве водохранилищ, водозаборных сооружений и других водохозяйственных объектов расчет стока на реках с неизменным режимом в различных створах производится по данным гидрометрических работ. При этом рассчитанные за достаточно длительный предшествующий период наблюдений характеристики — норма стока, коэффициент вариации и другие — экстраполируются на предстоящие десятилетия без каких-либо поправок.

На реках с преобразованным режимом, тем более на тех, на которых наметилось уменьшение стока под воздействием водохозяйственных мероприятий, определение упомянутых параметров стока традиционным методом ввиду неоднородности рядов некорректно.

В связи с этим возможны два пути определения расчетных характеристик стока: восстановление его естественного значения с последующей статистической обработкой рядов и предвычисление измененных величин стока. В обоих случаях необходимо прогнозировать ожидаемые изменения стока в зависимости от природных и антропогенных факторов. Для этого можно воспользоваться уравнением водного баланса участка русла в пределах орошаемого контура, которое имеет следующий вид:

$$Y_v - Y_n + Y_{в.п} - Y_{н.п} + Y_{б.пр} - q_{заб} + Y_{п.г} - Y_{о.г} + B_c + X - E_v - E + \Delta\omega + \Delta q = 0, \quad (140)$$

где Y_v, Y_n — сток русловой (поверхностный) в верхнем и нижнем створах; $Y_{в.п}, Y_{н.п}$ — подрусловой сток в верхнем и нижнем створах; $Y_{б.пр}$ — боковая приточность; $q_{заб}$ — водозабор; $Y_{п.г}$ — приток естественных грунтовых вод в русло с контура; $Y_{о.г}$ — отток грунтовых вод из русла в сторону контура; B_c — суммарные возвратные воды; X — атмосферные осадки; E_v, E — испарение с водной поверхности и суммарное испарение с прилегающих участков поймы и полупогруженной влаголюбивой растительности; $\Delta\omega$ — аккумуляция воды в микропонижениях на пойме; Δq — водообмен грунтовых вод с глубокими водоносными слоями.

Схема, поясняющая это уравнение, дана на рис. 77.

Оценку величин стока реки в нижнем створе на перспективу можно производить по уравнению

$$Y_n = Y_v + Y_{в.п} - Y_{н.п} + Y_{б.пр} - q_{заб} + Y_{п.г} - Y_{о.г} + B_c + X - E_v - E + \Delta\omega + \Delta q, \quad (140_1)$$

вытекающему из выражения (140).

Это уравнение можно выразить в виде простой формулы

$$Y_n = Y_0 + a, \quad (141)$$

где

$$Y_0 = Y_n + Y_{б. пр} - q_{заб} + B_c + X - E_n - E + \Delta\omega, \quad (142)$$

$$a = Y_{н. п} - Y_{н. п} + Y_{п. г} - Y_{о. г} + \Delta q. \quad (142_1)$$

По уравнению (141) строится график связи $Y_n = f(Y_0)$. Свободный член a по этому графику определяется как отрезок, отсекаемый линией связи на оси ординат. Величина его зависит от литологического строения подстилающих пород и определяется индивидуально для каждого водотока или участка русла. При $Y_{в. п} - Y_{н. п} = 0$ и $\Delta q = 0$, параметр $a = Y_{п. г} - Y_{о. г}$. Отсюда

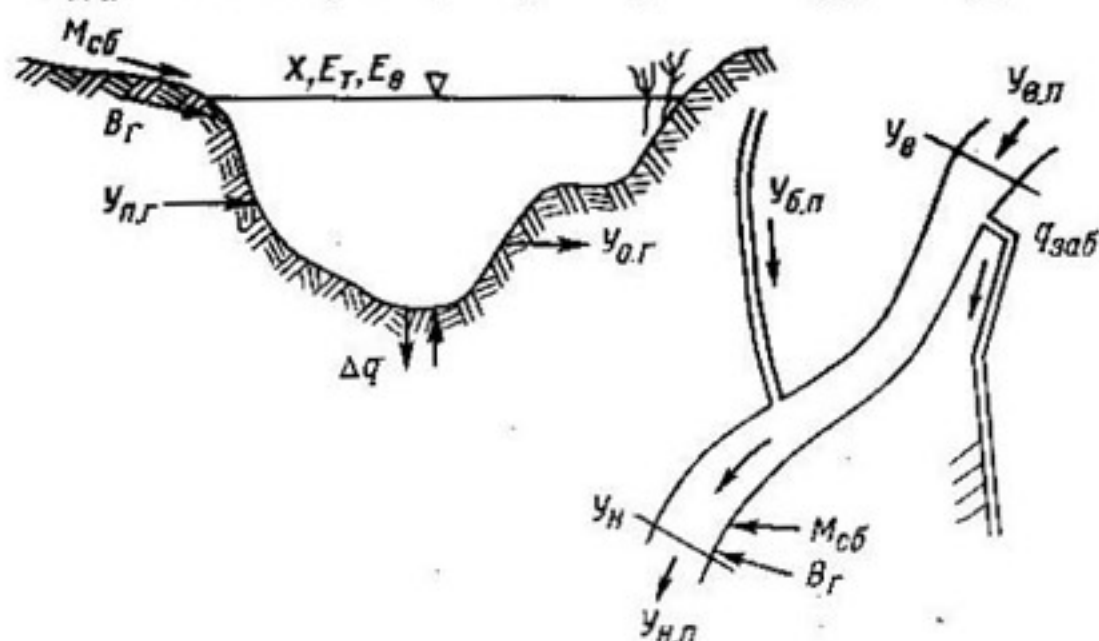


Рис. 77. Схема, поясняющая уравнение водного баланса участка русла водотока в пределах одного орошаемого массива.

можно сделать вывод, что, если параметр a имеет положительный знак, на исследуемом участке русла преобладает приток грунтовых вод, а если отрицательный, река теряет воду подземным путем в сторону прилегающего контура.

С учетом вышеизложенного уравнение (141) можно записать в следующем виде:

$$Y_n = Y_0 + Y_{б. пр} - q_{заб} + B_c + X - E_n - E + \Delta\omega + a. \quad (141_1)$$

В приведенных уравнениях компоненты, характеризующие русловой приток, боковую приточность, водозабор, атмосферные осадки, испарение, аккумуляцию воды на пойме, измеряются инструментальными методами достаточно надежно. На перспективу эти характеристики оцениваются в зависимости от заданной водности лет или проектной обеспеченности этих элементов.

Наибольшие трудности встречаются при определении гидрогеологических параметров естественного притока ($Y_{п. г}$, $Y_{н. п}$) и оттока ($Y_{о. г}$, $Y_{н. п}$) грунтовых вод, а также ирригационной составляющей стока с орошаемых земель (возвратных вод). При наличии наблюдений за уровнем грунтовых вод, а также данных о коэффициентах фильтрации и водоотдачи водовмещающих пород

гидрогеологические параметры могут быть определены методом Каменского. При отсутствии таковых, что чаще всего и бывает, параметр a , характеризующий среднюю величину разности притоков и оттоков грунтовых вод, а также водообмен их с более глубокими слоями, приближенно может быть определен по графику связи $Y_n = f(Y_0)$ на основе гидрометеорологической информации. Например, для р. Чу на участке от Чен-Кемина до Милянфана по предварительным расчетам $a \approx 7,0$ м³/с (с положительным знаком). Это означает, что русло р. Чу на указанном участке дренирует грунтовый поток.

Согласно данным И. Ф. Карасева, средние квадратические ошибки измерения расходов воды в реках и коллекторах равны 5%, в каналах 3%. По нашим данным, средние квадратические ошибки измерения испарения не превышают 10—15%, возвратных вод 20%, осадков 3%. Таким образом, средняя квадратическая ошибка предвычисления стока по формуле (141) или (141₁), вычисленная по известному уравнению¹, составляет примерно 20—25%.

На основании уравнения (140₁) выполнен расчет величин стока р. Сырдарья в нижнем течении и притока в Аральское море на перспективу [260]. Результаты расчетов показывают, что сток этой реки в нижнем течении при намечаемых темпах развития орошения в бассейне [67, 68] к 1990 г. уменьшится на 12—14 км³/год, что означает практически полное его прекращение, не считая возвратных вод в нижнем течении, которые не могут быть повторно использованы для орошения. В связи с этим произойдут существенные изменения в водном балансе Аральского моря, которые могут привести к значительному сокращению его акватории.

Результаты исследований, представленные в главе 4, показывают, что орошение сельскохозяйственных угодий приводит к большим изменениям водного баланса и внутригодового распределения, а также к уменьшению стока рек-водоисточников. При нынешних масштабах развития орошения на ряде крупных водотоков (Терек, Сырдарья, Чу и др.) имеет место значительное снижение стока.

Дальнейшее расширение площадей орошаемых земель, очевидно, приведет к еще большему снижению речного стока. Поэтому оценка его изменения под воздействием орошаемого земледелия и прогноз на этой основе оросительной способности рек-водоисточников является важной проблемой современной науки.

¹ $\sigma_{Y_n} = (\sigma_{\bar{Y}}^2 + \sigma_{\bar{Y}_{пр}}^2 + \sigma_{\bar{Y}_{ос}}^2 + \sigma_{\bar{Y}_c}^2 + \sigma_{\bar{X}}^2 + \sigma_{\bar{E}}^2 + \sigma_{\Delta\omega}^2 + \sigma_a^2)^{1/2}$,

где подкоренные выражения $\sigma_{\bar{Y}}$, $\sigma_{\bar{Y}_{пр}}$ и т. д. — средние квадратические ошибки определения соответствующих компонентов расчетного уравнения (141₁).

5. ВОДНО-СОЛЕВОЙ БАЛАНС ОРОШАЕМЫХ ЗЕМЕЛЬ

5.1. Общие положения

Повышение продуктивности сельскохозяйственного производства и получение высоких и устойчивых урожаев сельскохозяйственных культур неразрывно связано с расширением мелиораций и, в частности, орошения.

Изменения водного баланса и влагообмена в зоне аэрации под воздействием орошения приводят к коренным преобразованиям солевого баланса сельскохозяйственных полей и массивов. При этом довольно часто возникают неблагоприятные явления — заболачивание и вторичное засоление сельскохозяйственных полей и, как следствие, резкое снижение урожаев или полное выпадение ценных угодий из севооборота. На заболоченных участках повышаются безвозвратные потери водных ресурсов; промывка засоленных полей часто вызывает повышение минерализации возвратных и в конечном итоге речных вод. Поэтому важно научиться правильно регулировать, а затем и прогнозировать химический режим почвы и воды.

Элементы водного и солевого режима верхнего деятельного горизонта почво-грунтов тесно взаимосвязаны как в естественных условиях, так и при орошении. При орошении, например, возникают дополнительные нисходящие потоки влаги, способствующие вымыванию солей из корнеобитаемого слоя в грунтовые воды. Преобладание этого потока над восходящим часто приводит к накоплению грунтовых вод и подъему их уровня. В дальнейшем это вызывает усиление восходящего потока влаги и солей и засоление верхнего слоя почвы.

При хорошей естественной или искусственной дренированности территории инфильтрационное питание практически не влияет на уровень режим грунтовых вод, поскольку увеличивается и горизонтальный отток их, что способствует рассолению почв и выносу солей за пределы сельскохозяйственных полей.

В связи с изложенным процессы передвижения воды и солей необходимо рассматривать совместно. При этом важно одновременно учитывать водно-солевой баланс как зоны аэрации, так и водоносного слоя. Конечной целью составления водных и солевых балансов должен быть прогноз режима накопления или убыли влаги и солей, способствующих либо заболачиванию и засолению почв,

либо их осушению и рассолению. Наряду с составлением водных и солевых балансов для отдельных интервалов необходимо изучать и прогнозировать динамику влаго- и солеобмена.

В настоящее время можно выделить два одновременно развивающихся метода прогноза солевого режима воды и почвы: балансовый и физико-химический (математического моделирования) или, как его часто называют, аналитический. Довольно часто пользуются также методом аналогии, дающим ориентировочное представление о направленности процессов засоления или рассоления воды и почвы.

5.2. Метод водно-солевого баланса

Принципы исследования водно-солевого баланса сформулировал А. Н. Костяков [126].

Балансовые методы применяли В. А. Ковда [110, 111], С. Ф. Аверьянов [4—7], Д. М. Кац [106], А. В. Лебедев [135].

Известны исследования солевого баланса орошаемых и неорошаемых почв А. А. Роде, С. И. Долгова, А. Ф. Большакова, В. В. Егорова, Н. А. Беседнова, В. Р. Волобуева, М. М. Крылова, С. Н. Рыжова, В. М. Легостаева, Н. М. Решеткиной, И. Н. Антипова-Каратаева, П. А. Керзума, О. А. Грабовский и др.

В. А. Ковда рекомендует следующее уравнение солевого баланса почв:

$$\Delta S = S_z + (S_{uw} - s_{uw}) + S_{iw} + S_{ae} - S_v, \quad (143)$$

где ΔS — изменение суммарного запаса солей; S_z — суммарный запас солей в начале балансового периода; S_{uw} — поступление солей от грунтовых вод; S_{iw} — поступление солей с оросительными водами; S_{ae} — поступление солей из атмосферы; s_{uw} — вынос солей в грунтовые воды; S_v — вынос солей с урожаем растений.

Д. М. Кац и Р. М. Рахимбаев [106, 199] пользуются в своих расчетах уравнением

$$S_2 - S_1 = S_3 + S_4 + S_5 + S_6 + S_7 - S_8 - S_9, \quad (144)$$

где S_1, S_2 — содержание солей в почво-грунтах и грунтовых водах балансового слоя в начале и конце расчетного периода; S_3 — поступление солей с атмосферными осадками; S_4 — поступление солей с оросительной водой; S_5 — поступление солей в результате приноса ветром; S_6 — поступление солей с удобрениями; S_7 — поступление солей из грунтовых вод; S_8 — вынос солей в грунтовые воды; S_9 — вынос солей с урожаем растений.

Уравнения (143) и (144) учитывают элементы солевого баланса лишь для частных случаев. Нами используются более общие уравнения водно-солевого баланса для слоя от поверхности почвы до водоупора, для зоны аэрации, а также для водоносного слоя:

уравнение общего водно-солевого баланса ¹

$$\Delta S = S_X + S_M + S_{Y_{п.п}} + S_{Y_{п.г}} + S_{уд} - S_{сб} - S_{ур} - S_{Y_{г}} - S_{Y_{п}}, \quad (145)$$

уравнение водно-солевого баланса зоны аэрации

$$\Delta S_a = S_X + S_M + S_{Y_{п.п}} + S_{уд} + S_K - S_I - S_{ур} - S_{сб} - S_{Y_{п}}, \quad (146)$$

уравнение водно-солевого баланса водоносного слоя

$$-\Delta S_u = S_{Y_{п.г}} - S_{Y_{г}} + S_I - S_K, \quad (147)$$

где ΔS , ΔS_a , ΔS_u — изменение запасов солей в слое от поверхности до водоупора, в зоне аэрации и в водоносном слое; S_X , S_M — поступление солей с атмосферными осадками и оросительными водами; $S_{Y_{п.п}}$, $S_{Y_{п.г}}$ — поступления солей с естественными поверхностными и грунтовыми водами; $S_{уд}$ — поступления солей с удобрениями; $S_{Y_{п}}$, $S_{Y_{г}}$, $S_{сб}$ — вынос солей с естественными поверхностными и грунтовыми водами, а также со сбросными водами; $S_{ур}$ — расход солей на формирование урожая; S_K — поступление солей в зону аэрации от грунтовых вод; S_I — вынос солей из зоны аэрации при инфильтрации атмосферных осадков и оросительных вод.

Уравнения (145)–(147) характеризуют накопление или убыль солей в расчетном слое на ограниченной территории, на которой площадные изменения основных компонентов невелики. На более обширных территориях, где колебания этих элементов более значительны, процессы накопления или убыли солей можно описать уравнениями водно-солевого баланса в развернутой форме.

Для примера запишем в развернутой форме уравнение (146)

$$\begin{aligned} \Delta S_{\omega}(T-T_0) = & k_X \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T X'(t) dt \right\} d\omega + k_M \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T M'(t) dt \right\} d\omega + \\ & + k_{Y_{п.п}} \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T Y'_{п.п}(t) dt \right\} d\omega + \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T k_{уд}(t) Y'_{уд}(t) dt \right\} d\omega + \\ & + \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T k_K(t) K'(t) dt \right\} d\omega - \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T k_I(t) I'(t) dt \right\} d\omega - \\ & - \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T k_{ур}(t) Y'_{ур}(t) dt \right\} d\omega - k_{сб} \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T M'_{сб}(t) dt \right\} d\omega - \\ & - k_{Y_{п}} \int_{\omega} \left\{ \int_{T_0}^T Y'_n(t) dt \right\} d\omega. \end{aligned} \quad (146_1)$$

В этом уравнении k_X , k_M , $k_{Y_{п.п}}$, $k_{Y_{п}}$, $k_{сб}$ — средняя за какой-то период времени концентрация солей соответственно атмосферных осадков, оросительных вод, притока и оттока поверхностных

¹ Вынос солей в атмосферу с потоком испаряющейся влаги приравнивается нулю.

(дождевых и талых), а также сбросных вод. Функции $k_{уд}(t)$, $k_K(t)$, $k_f(t)$, $k_{ур}(t)$ — выражают меняющуюся во времени концентрацию солей соответственно удобрений, грунтовых вод, фильтрационных потоков, концентрации растворов, затрачиваемых на урожай; ω — площадь.

Необходимо отметить, что в настоящее время отсутствуют аналитические выражения подинтегральных функций распределения по площади и изменения во времени элементов солевого баланса, поэтому строгому аналитическому решению уравнение (146₁) не поддается. Оно вполне может быть использовано для расчета величин накопления или убыли солей по данным экспериментальных исследований. Для этого необходимо проводить съемки основных элементов: минерализации атмосферных осадков, поливных, грунтовых и сбросных вод, а также норм внесения удобрений, урожая и др. Методика проведения таких съемок, а также некоторые результаты рассмотрены ниже.

В дальнейшем, по мере накопления данных о распределении по площади и изменении во времени элементов водно-солевого баланса и разработки аналитических выражений этих функций появится возможность строгого решения уравнения (146₁).

С помощью уравнений водно-солевого баланса можно оценить величины накопления солей в случае преобладания испарения над инфильтрационным потоком или под влиянием напорных грунтовых вод, притока соленых вод, а также убыли их под воздействием оттока грунтовых и дренажных вод. Имея данные по интенсивности накопления или убыли солей, с учетом исходного засоления и режима орошения, который будет применяться в будущем, можно дать ориентировочный прогноз засоления или рассоления почв и грунтовых вод.

В различные по увлажненности годы формирование водно-солевого режима происходит по-разному. Для прогноза тенденции засоления или рассоления почвы (или воды) необходимо определять водно-солевой баланс исследуемого поля (участка) в течение ряда лет с таким расчетом, чтобы были охвачены годы различной увлажненности. Нередко для ориентировочной оценки прогноза засоления или рассоления составляют водно-солевые балансы для отдельных лет с неблагоприятными условиями увлажнения, в частности 90—95 %-ной обеспеченности.

Длительность и трудоемкость наблюдений за элементами водно-солевого баланса, которые нужно проводить для составления прогноза засоления или рассоления почвы (или воды), является существенным недостатком этого метода. На практике чаще всего возникает необходимость быстрого ответа на вопрос об ожидаемых процессах засоления или рассоления земель, поэтому в последние годы стали развиваться методы прогнозирования накопления (или убыли) и распределения солей по почвенному профилю на основе математического моделирования в соответствии с теорией физико-химической гидродинамики пористых сред.

5.3. Физико-химический метод

Перемещение солей в среде, как известно [47, 58, 74, 110, 163, 176], происходит под влиянием ряда физико-химических процессов: фильтрации, конвективной или фильтрационной диффузии, выщелачивания или растворения солей твердой фазы, обменных реакций и т. д. Роль каждого из перечисленных процессов в формировании химического состава грунтовых вод или порового раствора зависит от конкретных природных условий и режима орошения. На слабодренированных и бессточных полях с повышенной засоленностью почво-грунтов в первые годы орошения наблюдается подъем уровней и повышение минерализации грунтовых вод, что указывает на преобладание процесса растворения солей. Дальнейшее разбавление грунтовых вод и поровых растворов поливными водами приводит к снижению их минерализации. В этот период конвективное перемещение солей (фильтрационным потоком) преобладает над растворением. Подъем уровней грунтовых вод способствует повышению испарения, что в свою очередь приводит к накоплению солей в зоне аэрации. С другой стороны, вымывание их из почвы водой способствует повышению концентрации солей грунтовых вод. Дренаж усиливает конвекцию солей, что приводит к снижению минерализации грунтовых вод.

Процессы миграции солей в количественном отношении изучены слабо, особенно в глинистых породах. Движение солей в водонасыщенных породах рассматривается как вынужденная конвекция, сопровождаемая диффузией, растворением и обменными реакциями. Согласно [47], основное уравнение движения солей в породах для простейших случаев имеет вид

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D_{\phi} \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial x} + \xi(C_0 - C), \quad (148)$$

где C — минерализация порового раствора пород зоны аэрации или грунтовых вод, г/л; t — время, сутки; x — расстояние, м; v — скорость движения воды в порах грунта, определяемая по уравнению $v = \frac{v_0}{p}$ (здесь v_0 — скорость фильтрации, м/сутки; p — порозность); C_0 — предельная концентрация насыщения, г/л; ξ — коэффициент растворения, 1/сутки; D_{ϕ} — коэффициент конвективной или фильтрационной диффузии, м²/сутки.

Это уравнение предполагает линейное (одномерное) движение солей и воды вдоль оси x и постоянную скорость фильтрации.

Из уравнения (148) следует, что изменение во времени концентрации солей в какой-либо точке равно поступлению солей в результате разности концентрации почвенного раствора (диффузионный член), переноса солей движущейся водой (конвективный член) и вследствие растворения твердой фазы солей и поступления их в раствор. В случае выпадения солей в твердую их фазу (адсорб-

ция), последний член уравнения (148) записывается в ином виде и должен иметь обратный знак.

В большинстве случаев, когда основная часть солей находится в растворе, уравнение (148) используется без последнего члена, т. е. предполагается, что передвижение солей в среде осуществляется под воздействием конвективных и диффузионных процессов. В таком случае решения справедливы главным образом для промывного режима орошения (промывка земель, рисовые плантации).

Основные параметры уравнения (148): коэффициент конвективной или фильтрационной диффузии D_{ϕ} и коэффициент растворения, или выщелачивания солей ξ , подлежат определению на основании опытных данных. По своей природе [5, 153, 176] оба эти параметра являются комплексными, учитывающими ряд факторов. Коэффициент D_{ϕ} характеризует не только конвективную диффузию, но и движение солей, возникающее под воздействием градиентов концентрации, температуры, влажности, осмотических явлений. Коэффициент ξ характеризует процессы растворения и обменных реакций. Коэффициенты D_{ϕ} , ξ определяются как сборные параметры обратным путем по упрощенным схемам, вытекающим из основного уравнения (146) без последнего члена.

Для определения D_{ϕ} имеется ряд методов [5, 31, 32, 153, 176, 202, 203]. Основоположителем этих методов является С. Ф. Аверьянов. Детальное изложение его методов можно найти в работах [5, 153].

Для расчета D_{ϕ} в условиях промывного режима Л. М. Рекс и Н. И. Парфенова [176, 203] рекомендуют способ: при $\bar{C} = 0,9$ и $(1 - \bar{C}) = 0,1$ $D_{\phi} = 0,0755 \frac{(\Delta x)^2}{t}$, где Δx — область развития процессов диффузии между горизонтами с засолением $\bar{C}$ и $(1 - \bar{C})$, м;

$$\bar{C} = \frac{C}{C_0}$$

(здесь C_0 — исходное засоление в данном слое, %; C — засоление после промывки, %);

$$\Delta x = x_2 - x_1,$$

(x_2 , x_1 — соответственно глубины слоев с засолением $\bar{C}$ и $(1 - \bar{C})$, м); t — время промывки, сутки.

Для определения Δx предлагается график связи приведенной концентрации $\bar{C} = \frac{C}{C_0}$ с приведенной глубиной $\bar{x} = \frac{x}{x_0}$ (где x_0 — принимается равным половине глубины залегания слоя с максимальной концентрацией).

С помощью рассматриваемого способа при наличии определений химического состава поровых растворов можно определять величины D_{ϕ} для любого слоя почво-грунтов.

Нетрудно видеть, что имея данные о скоростях движения воды в породах, а также о коэффициенте D_{ϕ} и других, можно по основ-

ному уравнению (без последнего члена) предвычислить величины концентрации поровых растворов и грунтовых вод, в частности, для промывного режима.

Имеющиеся немногочисленные данные о коэффициентах конвективной диффузии показывают, что его величина изменяется в значительных пределах. Для хвалынских суглинков (бассейн Нижнего Дона) $D_{\phi} = 0,0005 \div 0,06$ м²/сутки [153], для Голодной степи D_{ϕ} изменяется в тех же пределах. Для других условий (например, Ленинградская область [85]) он составляет 0,003 м²/сутки для нисходящего потока и 0,0003 м²/сутки для восходящего. Причины значительных изменений коэффициентов конвективной диффузии еще не установлены, поэтому прогнозы, составленные на их основе, носят ориентировочный характер.

В заключение следует отметить, что физико-химические методы прогноза засоления, как и воднобалансовые, еще слабо разработаны. В физико-химическом методе весь сложный комплекс факторов, формирующих солевой режим почво-грунтов и грунтовых вод, количественно оценивается в виде двух или трех сборных эмпирических параметров, физический смысл которых не всегда определен. В расчетных схемах недостаточно учитывается неоднородность по площади и слоистость среды, что осложняет применимость метода. Тем не менее аналитические (физико-химические) методы следует считать весьма перспективными. Они не заменяют, а дополняют воднобалансовые методы. Дальнейшее повышение надежности прогнозов засоления (рассоления), составляемых как балансовым, так и физико-химическим методами, по-видимому, возможно прежде всего за счет увеличения повторности измерений и внедрения упомянутого выше метода съемки элементов водно-солевого режима, достаточно надежно учитывающего изменения тех или иных процессов по территории.

5.4. Водно-солевой баланс Арысь-Туркестанского и Кзылкумского орошаемых массивов¹

В качестве примера практического использования уравнений (145)—(147), (146₁) приводятся данные о водно-солевом балансе двух наиболее типичных для Южного Казахстана оросительных систем: Арысь-Туркестанской и Кзылкумской. Оба исследуемых массива расположены в долине р. Сырдарьи: первый — на правом берегу на слабовыраженных конусах выноса небольших горных рек, стекающих с южных склонов хребта Каратау; второй — на левом берегу, в пределах аллювиальной равнины. Более подробное описание исследуемых оросительных систем дано в главе 4. Там же приведена схема размещения приборов и оборудо-

¹ Расчеты водно-солевого баланса выполнены совместно с И. А. Канин [264].

дования, а также пунктов наблюдений за элементами водно-солевого режима. Полный комплекс экспериментальных исследований водного и солевого режима выполнен экспедицией ГГИ в 1967—1970 гг. Описание методов определения элементов баланса приведено в главе 1. Состав и количество воднорастворимых солей в почве и минерализация оросительных, грунтовых и дренажно-коллекторных вод определялись общепринятыми методами в лаборатории ГГИ [9, 24]. Ниже приводится краткая характеристика элементов водного и солевого баланса.

В табл. 43 приведены данные по элементам водного баланса отдельных сельскохозяйственных полей, а также орошаемых массивов в целом для Арысь-Туркестанской и Кызылкумской оросительных систем.

Таблица 43

Годовые величины элементов водного баланса орошаемых массивов Южного Казахстана (мм)

Элемент водного баланса	Арысь-Туркестанский массив							
	хлопковое поле				орошаемый массив			
	1967	1968	1969	1970	1967	1968	1969	1970
Атмосферные осадки	170	160	260	190	280	250	350	220
Водозабор	712	1090	922	749	553	633	574	615
Сбросные воды					93	93	162	140
Суммарное испарение	716	692	948	887	470	444	684	554
Аккумуляция в зоне аэрации	—38	—78	5	30	—80	—148	113	28
Аккумуляция в грунтовых водах	31	—17	—36	66	—26	—36	—30	—50
Общая аккумуляция	—7	—95	—31	96	—106	—184	83	—22
Элемент водного баланса	Кызылкумская оросительная система							
	рисовое поле			орошаемый массив				
	1968	1969	1970	1968	1969	1970		
Атмосферные осадки	240	420	180	240	420		170	
Водозабор	5335	4511	5350	5573	5004		5797	
Сбросные воды	2931	3039	2671	3406	3539		4031	
Суммарное испарение	1310	1336	1350	1310	1336		1168	
Аккумуляция в зоне аэрации	176	—20		176	—20		16	
Аккумуляция в грунтовых водах	—30	—23		49	—41		58	
Общая аккумуляция	146	—43	—271	225	—61		74	

Как видно, увлажненность атмосферными осадками обоих массивов примерно одинаковая и весьма низкая. На Кызылкумскую рисовую систему оросительных вод подается в 4—5 раз больше, чем на Арысь-Туркестанскую. Сброс воды с рисовых полей во много

раз больше, чем с хлопковых на АТМ. Испарение с рисовых полей также выше, чем с полей в условиях хлопково-люцернового севооборота на АТМ. Величина изменения запасов влаги в зоне аэрации и в грунтовых водах на обоих орошаемых массивах колеблется примерно в одинаковых пределах.

Более подробные данные по объему водозабора из магистральных каналов и притока на орошаемые массивы, а также сброса с них воды за 1967—1970 гг. приведены в главе 4.

Отношение объема сбросных и коллекторно-дренажных вод к объему водозабора составляет на АТМ 20%, а на Кылкумской оросительной системе — 60%, что, как и следовало ожидать, свидетельствует о более высокой степени обводненности сельскохозяйственных полей на последнем.

Приток грунтовых вод на АТМ и отток с него, рассчитанные по отдельным участкам, составляют соответственно 71 912 и 18 925 тыс. м³.

Величины расхода грунтовых вод в зону аэрации, пополнения их запасов за счет инфильтрационных потоков на полях (хлопчатник), определенные с помощью гидравлического лизиметра с глубиной до уровня грунтовых вод 2 м, приведены в табл. 44 и 45.

Таблица 44

Поступление влаги в зону аэрации за счет грунтовых вод
на хлопковом поле АТМ

Год	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
1968	0	$\frac{9,8}{4263}$	$\frac{75,9}{32\ 637}$	$\frac{64,1}{27\ 563}$	$\frac{1,0}{430}$
1969	$\frac{15}{6525}$	$\frac{35}{15\ 225}$	$\frac{175}{76\ 125}$	$\frac{90}{39\ 150}$	0
1970	$\frac{20}{8700}$	$\frac{65}{28\ 285}$	$\frac{130}{56\ 550}$	$\frac{60}{26\ 100}$	0

Примечание. В числителе — в мм, в знаменателе — в м³.

Минерализация атмосферных осадков, оросительных, грунтовых и дренажно-коллекторных вод и содержание солей в почвах. Поступление солей с атмосферными осадками невелико: средняя годовая минерализация осадков в Казахстане и Средней Азии составляет 60—90 мг/л [223, 272]. За период 1967—1970 гг. на АТМ средневзвешенные осадки составили от 219 до 348 мм. С таким количеством осадков на каждый гектар массива может попасть примерно 100—200 кг солей, что, как мы увидим дальше, практического значения не имеет.

Поступление воды из зоны аэрации в грунтовые воды
с инфильтрационным потоком на хлопковом поле АТМ

Год	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
1969	—	—	—	$\frac{236}{102\ 660}$	$\frac{79}{34\ 365}$	$\frac{85}{36\ 975}$	—
1970	$\frac{133}{57\ 855}$	—	$\frac{67}{29\ 145}$	$\frac{53}{23\ 055}$	$\frac{48}{20\ 880}$	—	—

П р и м е ч а н и е. В числителе — в мм, в знаменателе — м³.

Поступление солей с удобрениями и ядохимикатами может играть существенную роль в общем солевом балансе. Однако в рассматриваемом случае оно имеет ограниченное значение и поэтому не учитывается при составлении солевого баланса.

Оросительная вода на АТМ, как указывалось, поступает из Туркестанского магистрального канала и частично из рек, стекающих с гор Каратау, а на Кзылкумский орошаемый массив — из Кзылкумского канала. Отбор проб воды для определения качественного состава и количественного содержания солей производился в головной части магистральных каналов и в хозяйственных оросителях на тех же постах, где замерялись расходы воды.

Содержание и состав солей в оросительной воде не остаются постоянными. Они меняются по пути следования воды по каналу и оросителям в зависимости от расходов и продолжительности контакта между оросительной водой и почво-грунтами. По составу на АТМ оросительная вода гидрокарбонатно-сульфатная магниевое-кальциевая, но в некоторые периоды среди анионов преобладающим становится ион HCO_3^- (табл. 46). На Кзылкумском орошаемом массиве по составу оросительная вода хлоридно-сульфатная кальциевое-натриевая, а в отдельные периоды — гидрокарбонатно-сульфатная натриево-кальциевая.

С оросительными водами на каждый гектар орошаемого массива в год поступает в среднем 2—3 т солей, или 4,5—6,3 т на каждый политый гектар на Арысь-Туркестанском орошаемом массиве и 14—46 на Кзылкумском.

В условиях Кзылкумского орошаемого массива поверхностный сток отсутствует, а на АТМ со стороны хребта Каратау по рекам Икан-су, Чаян и других поступает некоторое количество воды, которая также используется на орошение. Минерализация и ионный состав солей в водах этих рек при выходе их на массив близки к тому, что мы наблюдаем в Туркестанском магистральном канале (см. табл. 46).

Химический состав оросительной воды

Место взятия пробы	Дата	г/л								мг-экв/л							
		Сумма ионов	CO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	CO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	

Арысь-Туркестанский орошаемый массив

Бугульское водохранилище	26/VIII-69	0,376	Нет	0,185	0,015	0,079	0,047	0,019	0,031	Нет	3,04	0,43	1,65	2,35	1,58	1,35
Туркестанский магистральный канал	13/VIII-69	0,394	»	0,195	0,018	0,082	0,047	0,024	0,028	»	3,20	0,51	1,71	2,35	2,00	1,22
То же	25/VIII-69	0,411	»	0,190	0,016	0,098	0,047	0,021	0,039	»	3,12	0,46	2,04	2,35	1,75	1,69
»	15/IX-69	0,318	»	0,215	0,014	0,016	0,047	0,021	0,005	»	3,53	0,40	0,33	2,35	1,75	0,22
»	30/IX-69	0,348	»	0,220	0,014	0,032	0,050	0,026	0,004	»	3,61	0,40	0,67	2,50	2,16	0,17
»	20/XII-69	0,768	»	0,234	0,063	0,271	0,093	0,056	0,051	»	3,84	1,80	5,65	4,65	4,66	2,22
»	9/I-70	0,739	»	0,259	0,050	0,246	0,097	0,056	0,031	»	4,25	1,43	5,13	4,85	4,66	1,35
»	6/II-70	0,666	»	0,259	0,043	0,202	0,107	0,049	0,006	»	4,25	1,23	4,21	—	4,08	0,26
»	17/VI-70	0,500	»	0,190	0,012	0,165	0,043	0,022	0,068	»	3,12	0,34	3,44	2,15	1,83	2,96
»	29/VII-70	0,408	»	0,205	0,013	0,086	0,042	0,023	0,039	»	3,36	0,37	1,79	2,20	1,92	1,70
р. Икан-су	6/II-70	0,589	»	0,239	0,035	0,171	0,096	0,042	0,006	»	3,92	1,00	3,56	4,80	3,50	0,26

Место взятия пробы	Дата	г/л								мг-экв/л							
		Сумма ионов	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl ⁻	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl ⁻	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$	
р. Чаян	5/II-70	0,374	Нет	0,200	0,024	0,062	0,059	0,027	0,002	Нет	3,28	0,69	1,29	2,95	2,25	0,09	
Распределитель Р-25-1	27/VIII-69	0,467	»	0,239	0,019	0,095	0,058	0,031	0,025	»	3,92	0,54	1,98	2,90	2,58	1,09	
То же	20/VII-70	0,476	»	0,236	0,020	0,098	0,052	0,027	0,043	»	3,87	0,57	2,04	2,60	2,24	1,87	
»	31/VIII-70	0,467	»	0,278	0,020	0,064	0,067	0,029	0,014	»	4,56	0,57	1,33	3,35	2,42	0,61	

Кзылкумский орошаемый массив

Канал I-X-1	30/VII-70	0,882	»	0,148	0,089	0,401	0,048	0,073	0,121	»	2,43	2,54	8,35	2,40	6,09	5,26
Картовый оро- ситель КО-12	30/VII-70	0,843	»	0,151	0,083	0,373	0,081	0,055	0,100	»	2,48	2,37	7,76	4,05	4,58	4,35
Вода с рисо- вого чека (сброс), карта 17, чек 2	30/VII-70	1,370	»	0,190	0,164	0,639	0,142	0,094	0,141	»	3,12	4,69	13,30	7,10	7,83	6,14

Таблица 47

Химический состав вод на Арысь-Туркестанском орошаемом массиве

Номер скважины	Место-положение	Дата	г/л						мг-экв/л								
			Общая жесткость	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$
1	На водно-болотном участке в 4 км от магистрального канала	29/VII-70	0,814	Нет	0,449	0,026	0,160	0,019	0,094	0,066	Нет	7,36	0,74	3,34	0,95	7,84	2,87
4	То же	30/VII-70	0,853	>	0,488	0,034	0,163	0,038	0,122	0,008	>	8,00	0,96	3,40	1,90	10,16	0,34
114	>	26/VII-69	1,664	>	0,952	0,038	0,228	0,028	0,065	0,352	>	14,67	1,08	4,75	1,40	5,42	15,30
18	То же, в 5 км от магистрального канала	30/VII-70	5,283	>	0,756	0,315	2,656	0,090	0,264	1,202	>	12,40	9,00	55,33	4,50	22,00	52,26
123	То же	29/VII-70	5,290	>	1,161	0,235	2,387	0,060	0,298	1,149	>	19,05	6,72	49,70	3,00	24,83	49,95
36	В 11,8 км от магистрального канала	31/VII-70	4,923	>	0,830	1,271	1,224	0,724	0,068	0,806	>	13,60	36,31	25,50	36,20	5,66	35,04
35	В 13,8 км от магистрального канала	31/VII-70	2,923	>	0,117	0,514	1,428	0,384	0,171	0,309	>	1,92	14,66	29,75	19,20	14,25	13,43
37	В 16,2 км от магистрального канала	31/VII-70	97,468	>	0,332	34,272	28,642	0,658	3,598	29,966	>	5,44	979,09	596,70	32,90	299,83	1302,87
45	В 27 км от магистрального канала	28/VII-70	48,089	>	0,305	19,304	11,954	0,620	2,532	13,374	>	5,00	551,54	249,04	31,00	211,00	581,47
38	В 30 км от магистрального канала	28/VII-70	53,549	>	0,403	21,921	12,322	0,649	2,149	16,105	>	6,61	623,45	256,70	32,45	179,08	700,21
40	В 32 км от магистрального канала	28/VII-70	40,078	>	0,268	17,459	8,568	0,711	2,290	10,722	>	4,40	498,82	178,50	35,55	190,83	466,17

Для солевого баланса зоны аэрации существенное значение имеет поступление солей в деятельный слой в процессе передвижения в зону аэрации и дальнейшего испарения и транспирации грунтовых вод. Имеющийся в нашем распоряжении материал по химическому составу грунтовых вод характеризует в основном их верхний слой.

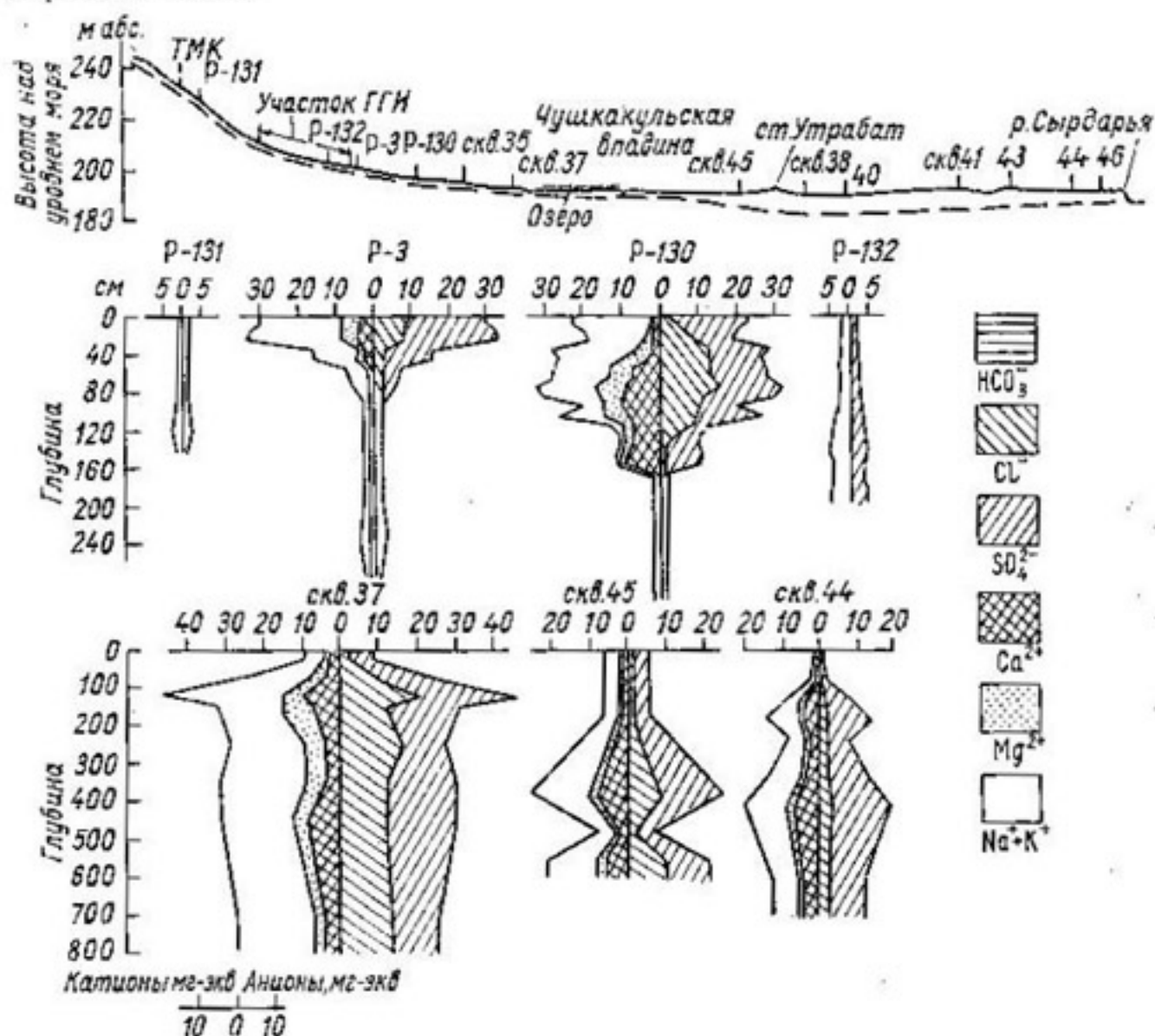


Рис. 78. Солевые профили почв на участке Туркестанский магистральный канал — ст. Утрабат — р. Сырдарья. АТМ.

На АТМ наименьшая минерализация в грунтовых водах вблизи канала (табл. 47).

С удалением от него и по мере приближения уровня грунтовых вод к поверхности минерализация их повышается.

На профиле от Туркестанского магистрального канала до р. Сырдарьи (рис. 78) прослеживается одна из наиболее общих закономерностей процесса формирования минерализации грунтовых вод: с увеличением общей суммы растворенных в грунтовых водах солей изменяется их качественный состав в сторону увеличения содержания хлоридов (рис. 79).

В грунтовых водах с минерализацией до 2 г/л в приканальной части и на полях воднобалансовых участков в 4—5 км от канала

имеет место довольно высокое содержание иона HCO_3^- . Следует отметить количественное преобладание иона HCO_3^- над ионами Cl^- и SO_4^{2-} , при этом концентрация SO_4^{2-} превышает концентрацию Cl^- (рис. 79). Такое соотношение ионов характерно для грунтовых вод при низких степенях минерализации [110]. Они относятся по составу к сульфатно-гидрокарбонатному типу.

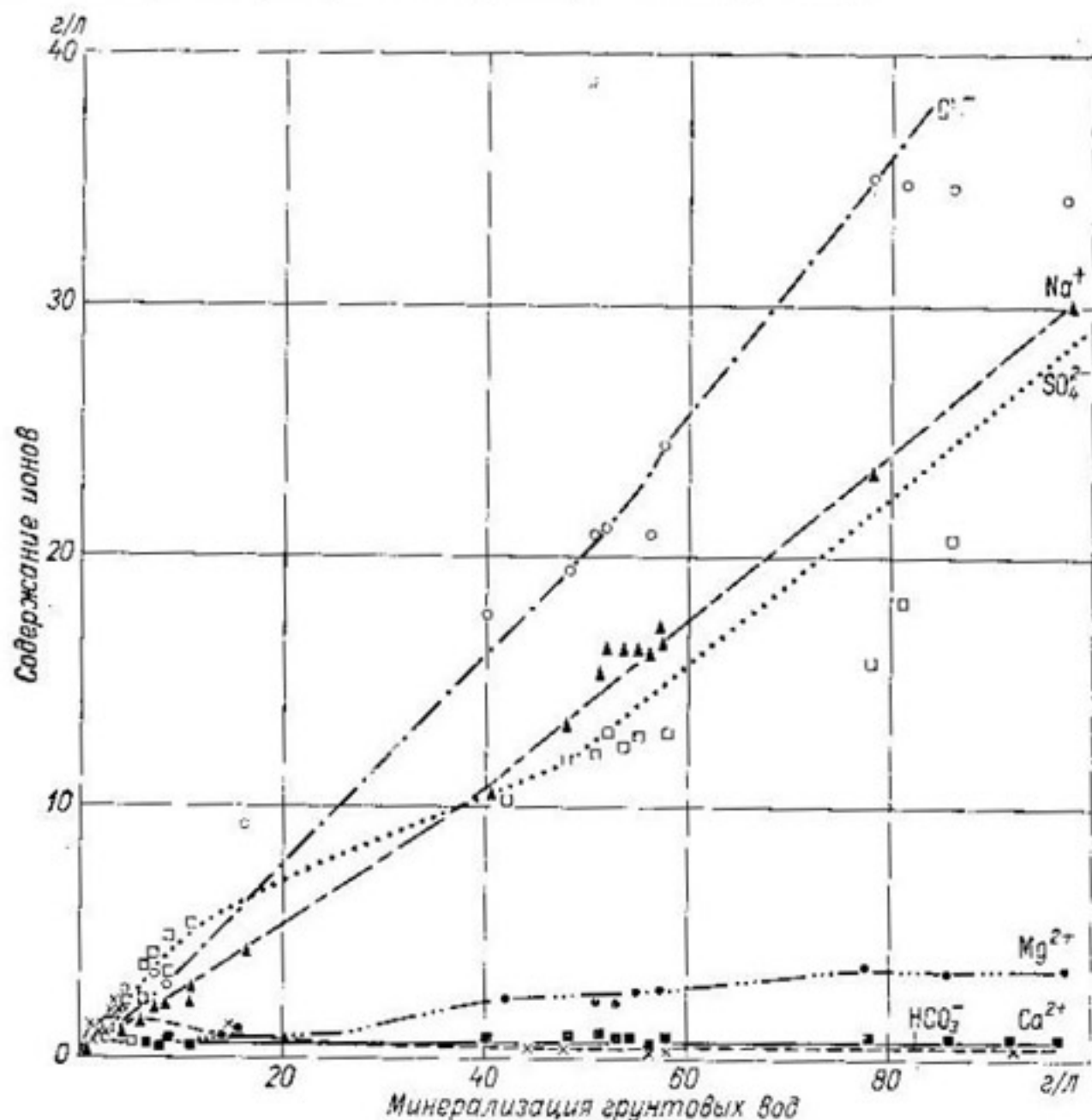


Рис. 79. Зависимость ионного состава грунтовых вод от их минерализации. АТМ.

По мере приближения к Чушкакульской впадине увеличивается общая концентрация солей в грунтовой воде. Содержание SO_4^{2-} интенсивно возрастает. При концентрации солей до 15 г/л содержание Cl^- меньше, чем SO_4^{2-} . Грунтовые воды в 7—11 км на юг и юго-запад от пос. Старый Икан хлоридно-сульфатные. Наиболее высокая минерализация грунтовых вод (до 97 г/л), которую наблюдаем в скважинах, расположенных в Чушкакульской впадине, формируется в основном за счет накопления хло-

ридов. При минерализации выше 15 г/л содержание хлора по мере роста общей минерализации увеличивается быстрее, чем SO_4^{2-} (см. рис. 79).

Содержание иона Na^+ увеличивается в соответствии с содержанием Cl^- . Концентрация Mg^{2+} при низкой минерализации равна, а при высокой — превышает концентрацию Ca^{2+} , мало меняясь при увеличении общего содержания солей в грунтовых водах. Содержание Ca^{2+} практически постоянно.

Кривые обеспеченности и распределения минерализации грунтовых вод, построенные по данным одновременного опробования

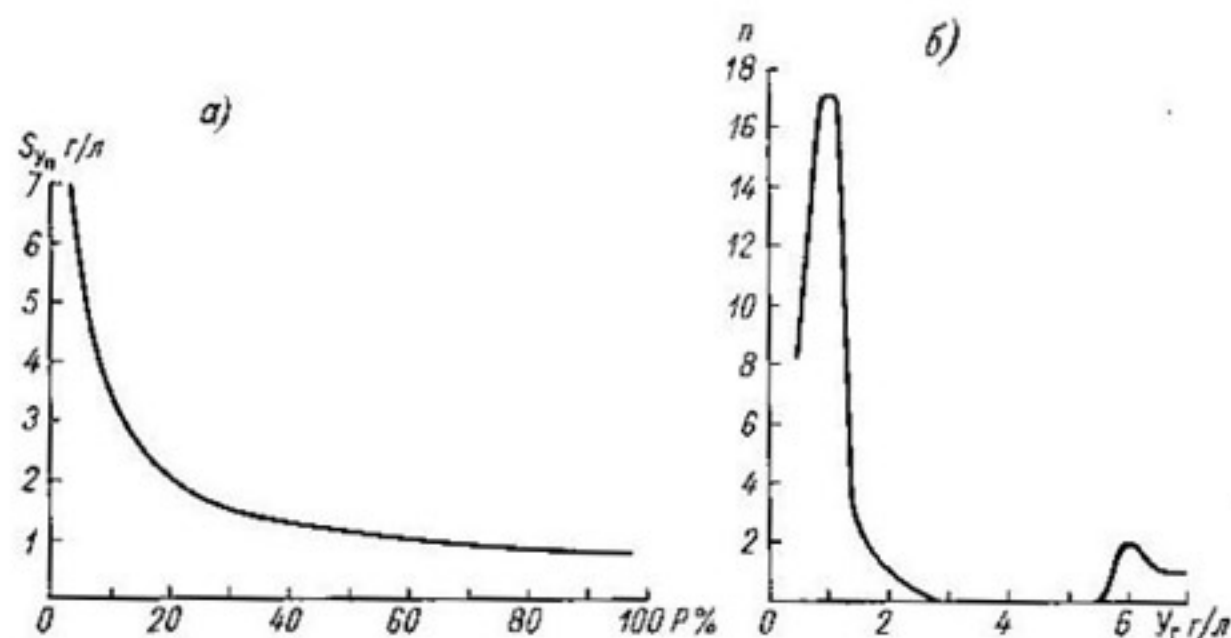


Рис. 80. Кривые обеспеченности (а) и распределения (б) минерализации грунтовых вод на АТМ.

грунтовых вод в смотровых скважинах 29—30/IX 1969 г., представлены на рис. 80. Из рассмотрения этих кривых видно, что изменения минерализации грунтовых вод по территории очень велики (коэффициент вариации равен 0,91, $n = 35$, $S_{Y_r} = 1,913$ г/л), что определяется пестротой литологического состава водовмещающих пород, а также их фильтрационной способностью. Пользуясь этими кривыми, можно определить площадь, на которой изменяется в тех или иных пределах минерализация грунтовых вод.

В. А. Ковда [110] выделяет четыре основных стадии формирования минерализации грунтовых вод, которые, сменяя во времени одна другую, закономерно обнаруживаются в пространстве. Обычно в каждом орошаемом массиве, характеризующемся регулярными условиями питания, движения и оттока грунтовых вод, обнаруживаются все, либо как минимум три (исключая силикатно-карбонатную) стадии формирования минерализации грунтовых вод, окаймляющих источник питания в виде зон сульфатно-карбонатных, хлоридно-сульфатных и сульфатно-хлоридных вод.

Три стадии можно обнаружить и на АТМ. Здесь сульфатно-карбонатные воды с минерализацией до 2 г/л, поступающие со стороны гор Каратау, и воды, находящиеся в зоне питания фильтрационными потоками из канала и на орошаемых полях, сменяются хлоридно-сульфатными с концентрацией до 15 г/л. Следующая зона — зона сульфатно-хлоридных вод с минерализацией 70—90 г/л и выше. Эта стадия вод является наиболее поздней в общем процессе роста минерализации грунтовых вод. К ней относятся грунтовые воды Чушкакульской впадины.

На Кзылкумском орошаемом массиве наблюдается большая пестрота в химическом составе грунтовых вод. Изменения прослеживаются как сезонные, так и пространственные (табл. 48). Очевидно, здесь сказывается и пестрота механического состава аллювиальных отложений, и воздействие больших количеств оросительной воды, которые имеют место при культуре риса, наличие на орошаемом массиве карт, занятых люцерной, и перелогов. Например, в 1968 г. на массиве 1000 га под рисом было занято 1000 га, а в 1969 г. и 1970 гг. — 600 га. О влиянии культуры риса на засоление прилегающих участков достаточно подробно сказано в работе [110].

Расходные статьи солевого баланса складываются из следующих элементов. В орошаемых почвах — это вынос воднорастворимых солей с фильтрующимися поливными водами при промывках почв при культуре риса. Соли из почвы поступают в водоносный горизонт, а при хорошей естественной дренированности или наличии искусственного дренажа поверхностным путем также выносятся значительное количество воднорастворимых солей. Вынос солей с урожаем сельскохозяйственных культур не имеет большого значения. В некоторых районах наблюдается выдувание солей с поверхности почвы. Удельный вес последних двух статей расхода в солевом балансе незначителен.

На АТМ протяженность коллекторно-дренажной сети 343,4 км. Минерализация коллекторно-дренажных вод изменяется от 0,4 до 4,3 г/л [264]. Химический состав дренажно-коллекторных вод отражает характер засоления почв, химический состав оросительных и грунтовых вод. По составу дренажно-коллекторные воды в основном гидрокарбонатно-сульфатные при минерализации от 1 до 2 г/л. При минерализации более 2 г/л коллекторно-дренажные воды обычно хлоридно-сульфатного состава. В западной части массива дренажно-коллекторные воды имеют минерализацию от 1 до 1,5 г/л; они сульфатно-гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-сульфатные. С засоленных участков поступают воды с более высокой минерализацией (3—4 г/л) хлоридно-сульфатного магниево-натриевого состава. В восточной части массива, где больше засоленных земель и сильнее развита дренажная сеть, по коллекторам Бестогай и Чаян идут воды с минерализацией 2,0—3,9 г/л, по составу хлоридно-сульфатные магниево-натриевые.

Химический состав грунтовых вод на Кызлукском орошаемом массиве. 1969 г.

Т а б л и ц а 48

Номер скважины	Дата	Сумма ионов, г/л	г/л						мг-экв/л							
			CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	Ca^{++}	Mg^{++}	$\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$	CO_3	HCO_3	Cl	SO_4	Ca^{++}	Mg^{++}	$\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$
9	29/IX	1,011	Нет	0,332	0,133	0,288	0,070	0,093	0,095	Нет	5,44	3,79	5,99	3,49	7,76	3,97
11	29/IX	0,725	»	0,351	0,095	0,107	0,045	0,077	0,050	»	5,76	2,70	2,24	2,27	6,42	2,02
12	27/IX	0,407	»	0,200	0,033	0,077	0,052	0,033	0,012	»	3,28	0,95	1,60	2,59	2,77	0,47
13	27/IX	1,217	»	0,346	0,140	0,400	0,076	0,086	0,169	»	5,68	4,01	8,32	3,78	7,18	7,05
14	1/X	1,020	»	0,340	0,180	0,203	0,077	0,061	0,148	»	5,58	5,07	4,22	3,84	5,04	6,15
15	27/IX	1,012	»	0,342	0,090	0,288	0,079	0,032	0,181	»	5,60	2,58	5,99	3,97	2,65	7,56
16	27/IX	1,105	»	0,254	0,123	0,430	0,067	0,089	0,142	»	4,16	3,51	8,96	3,33	5,90	7,40
17	27/IX	0,975	»	0,405	0,071	0,246	0,049	0,072	0,132	»	6,64	2,93	5,12	2,45	6,04	5,30
18	28/IX	1,075	»	0,351	0,116	0,307	0,100	0,049	0,152	»	5,76	3,31	6,40	4,99	4,07	6,41
19	28/IX	0,730	»	0,278	0,080	0,176	0,078	0,044	0,074	»	4,56	2,30	3,66	3,88	3,69	2,95
23	28/IX	0,618	»	0,264	0,088	0,107	0,102	0,036	0,021	»	4,32	2,50	2,24	5,10	3,02	0,94
24	28/IX	0,874	»	0,226	0,106	0,307	0,056	0,082	0,087	»	3,76	3,04	6,40	2,77	6,84	3,59
25	28/IX	0,806	»	0,371	0,060	0,176	0,038	0,073	0,088	»	6,08	1,70	3,66	1,89	6,05	3,59
26	27/IX	0,639	»	0,346	0,064	0,077	0,070	0,053	0,029	»	5,68	1,85	1,60	3,51	4,44	1,15
28	27/IX	0,861	»	0,595	0,047	0,015	0,044	0,064	0,096	»	9,76	1,35	0,32	2,22	5,36	3,85
30	30/IX	0,844	»	0,254	0,090	0,276	0,083	0,054	0,095	»	4,16	2,57	5,76	4,15	4,53	3,81
32	9/X	1,206	»	0,337	0,147	0,400	0,143	0,077	0,102	»	5,52	4,21	8,32	7,37	6,43	4,25
33	9/X	1,093	»	0,244	0,130	0,415	0,147	0,059	0,098	»	4,00	8,64	3,70	7,36	4,91	4,09

По коллекторно-дренажной сети с АТМ в год выносятся 220—290 тыс. т солей. Учитывая, что к крупным коллекторам К-5, К-4, Бестогай, Чага, Чаян подвешено 80 793 га, это составляет 3,6—2,7 т/га. С фактически политого гектара выносятся 4—5 т/га.

На Кзылкумской оросительной системе по коллекторам в р. Сырдарью поступает сравнительно маломинерализованная вода с содержанием солей от 1 до 6 г/л [264]. Это связано с тем, что в коллекторы приходит большое количество сбросных вод с рисовых чеков. По составу коллекторные воды в основном хлоридно-сульфатные.

Водно-солевой баланс во многом определяется генетическими особенностями почв, их водно-физическими свойствами. Почвенный покров на исследуемой территории довольно разнообразен. Краткая характеристика почв приводится ниже.

На АТМ преобладают сероземы светлые северные, сформировавшиеся в основном на суглинисто-галечниковых отложениях. Среди сероземов встречаются лугово-сероземные почвы. Эти почвы развиваются на плоской наклонной предгорной равнине и являются объектом орошаемого земледелия. На низкой древнеаллювиальной равнине рек Бугунь и Сырдарьи развиты лугово-сероземные солончаковые, луговые засоленные почвы и солончаки. Луговые и лугово-болотные засоленные почвы формируются в дельте р. Бугунь, а в Чушкакульской впадине (древняя дельта р. Бугунь) — луговые засоленные почвы и солончаки.

На протяжении от Туркестанского магистрального канала до р. Сырдарьи наблюдается определенная закономерность в смене почв в связи с изменением водного режима, условий отточности, механического состава пород: от светлых сероземов вблизи канала и на воднобалансовом участке до лугово-сероземных, сероземно-луговых и лугово-болотных в Чушкакульской впадине. Среди этих почв встречаются незасоленные и засоленные разности. На участке между р. Сырдарьей и оз. Чушкакуль развиты сероземы светлые в разной степени засоленные (см. рис. 78).

Сероземы светлые малогумусны: содержание гумуса 1,2—1,4% (до 2%). Реакция среды нейтральная, иногда слабощелочная, а в засоленных почвах щелочная. В незасоленных почвах содержание солей по почвенному профилю от 0,065 до 0,232%. В засоленных почвах содержание солей в верхних горизонтах составляет 0,4—0,7%, а в солончаках — более 1%. В незасоленных почвах преобладают ионы HCO_3^- и SO_4^{2-} , в катионной части — кальций; в засоленных почвах качественный состав хлоридно-сульфатный, среди катионов преобладает натрий.

Лугово-сероземные почвы имеют более мощный гумусовый горизонт. Содержание гумуса изменяется в пределах 0,6—2,7%. По профилю почвы наблюдается оглеение и ржаво-охристые пятна и примазки. Выделения кристаллов гипса начинаются с глубины 50—60 см в сероземной и с 30—40 см в сероземно-луговой почве.

По мере приближения к Чушкакульской впадине увеличивается содержание солей в почве и мощность засоленного слоя (см. рис. 78).

В общем виде процесс накопления воднорастворимых солей в почвах иллюстрируется графиком (рис. 81).

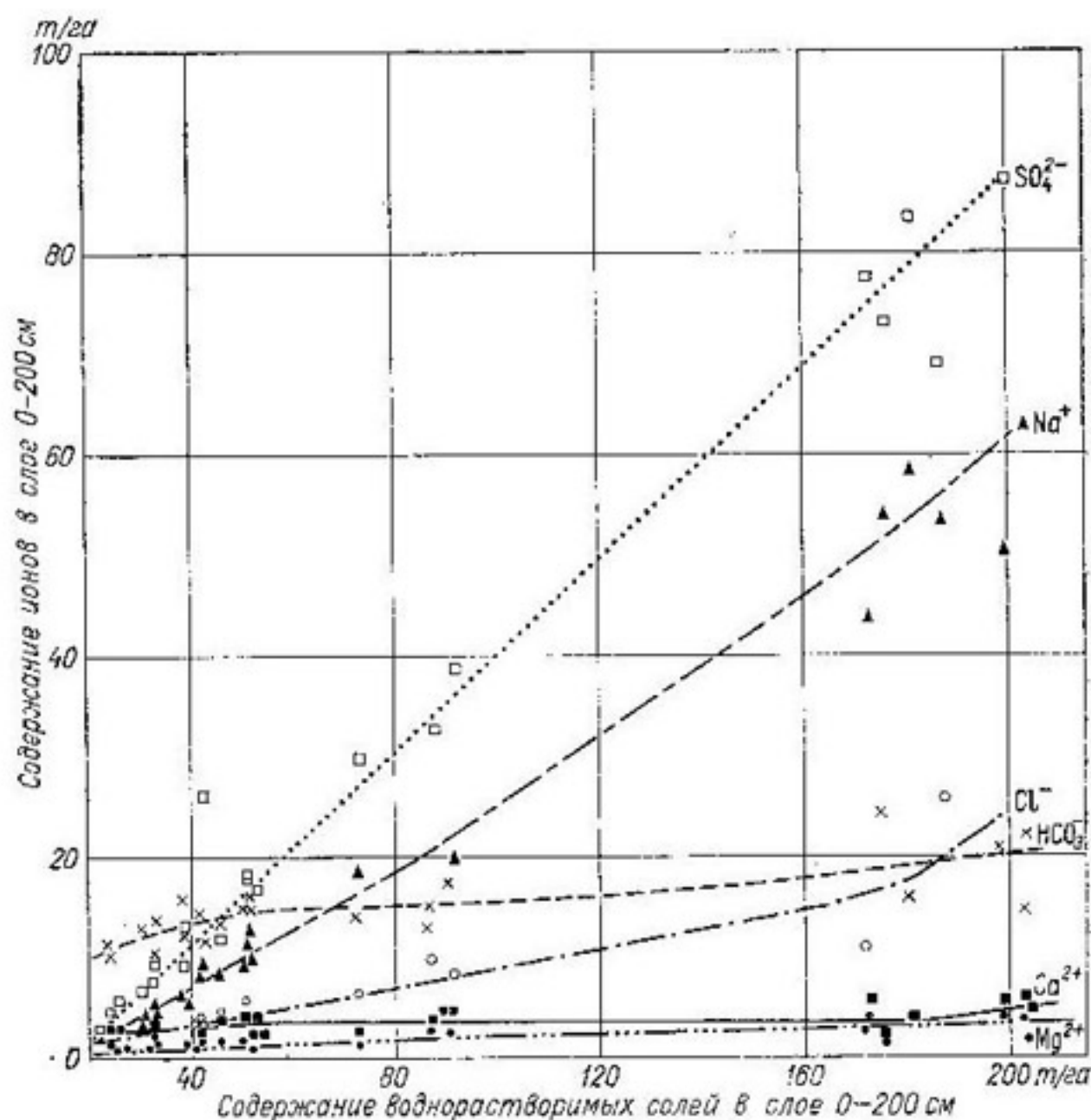


Рис. 81. Соленакпление в почвах Староиканского участка. АТМ.

По мере того, как грунтовые воды и почвенные растворы, расходуясь на испарение, повышают концентрацию солей, наименее растворимые из последних, достигая точки насыщения, начинают выпадать в осадок и отлагаться в почве.

Накопление солей в почве начинается с соединений железа, кремнезема, карбонатов кальция. С увеличением общей концентрации солей в почвенном растворе и грунтовых водах к ним присоединяются сульфаты кальция (гипс), натрия, магния [110].

Соли, накапливающиеся в почвах АТМ, отличаются преобладанием сульфатов. Резко выраженную тенденцию накопления обнаруживает Na^+ . Накопления Ca^{2+} и Mg^{2+} как при малых, так и при высоких степенях засоления почв практически не происходит. Хлориды занимают подчиненное место, накапливаются медленнее, чем сульфаты; более заметное накопление их происходит при сравнительно высоких степенях засоления почв: больше 170 т/га в 2-метровом слое (см. рис. 81).

В пределах Кзылкумского орошаемого массива на левобережной древнеаллювиальной равнине р. Сырдарьи развиты сероземы светлые такыровидные, сероземы такыровидные солончаковые, лугово-сероземные почвы на слоистых отложениях с преобладанием суглинков с отдельными массивами бугристых слабозакрепленных сероземных песков. В присырдарьинской пониженной полосе этой равнины значительное распространение имеют древнелуговые опустынивающиеся солонцеватые солонцевато-солончаковатые почвы, формирующиеся на слабослоистых засоленных породах. В слабовыраженных обширных депрессиях рельефа на засоленных слабослоистых глинистых и суглинистых отложениях развиты пустынные такыровидные солончаковые солонцы. Значительно распространены островные бугристые и грядово-бугристые пески [89].

На пойменной луговой террасе в основном развиты пойменные луговые засоленные слоистые почвы, встречаются солончаки луговые, иногда солонцы. В старицах преобладают лугово-болотные почвы. Почвообразующие породы: слабослоистые в основном суглинистые, реже глинистые, современные аллювиальные отложения в прирусловой части, местами супесчаные и песчаные [89].

На воднобалансовом участке на Кзылкумском орошаемом массиве почвенный покров представлен почвами лугово-сероземного типа. Встречаются небольшие пятна засоленных почв. Почвы бедны органическим веществом. Содержание гумуса в верхнем горизонте 1,37—1,45%, а в некоторых случаях 0,5%. Содержание воднорастворимых солей в верхних горизонтах незасоленных почв составляет 0,16—0,20% [264]. На межчековых валиках, насыпях в верхнем 10-сантиметровом слое оно достигает 1—3%, а в корке 3—46% (рис. 82) [264].

Для выяснения изменения запасов солей в почве за вегетационный период на воднобалансовых участках выполнялась солевая съемка. Съемка проводилась весной до начала посева и поливов на хлопчатнике и до затопления рисовых чеков, а затем осенью после прекращения поливов и уборки урожая. При съемке пробы отбирались послойно до уровня грунтовых вод. Кривые обеспеченности и распределения запасов солей в слое почвы 0—100 см, построенные по данным съемок, представлены на рис. 83.

Коэффициент вариации запасов солей в слое почвы 0—100 см на АТМ составляет 1,40 ($n = 23$, $S_{\text{ср}} = 40,3$ т/га) (АТМ), а на Кзылкумском орошаемом массиве 1,90 ($n = 38$, $S_{\text{ср}} = 37,1$ т/га). На

основании кривых обеспеченности определялись площади распространения почв с соответствующей засоленностью, а также запасы солей различной обеспеченности. На основании данных анализов

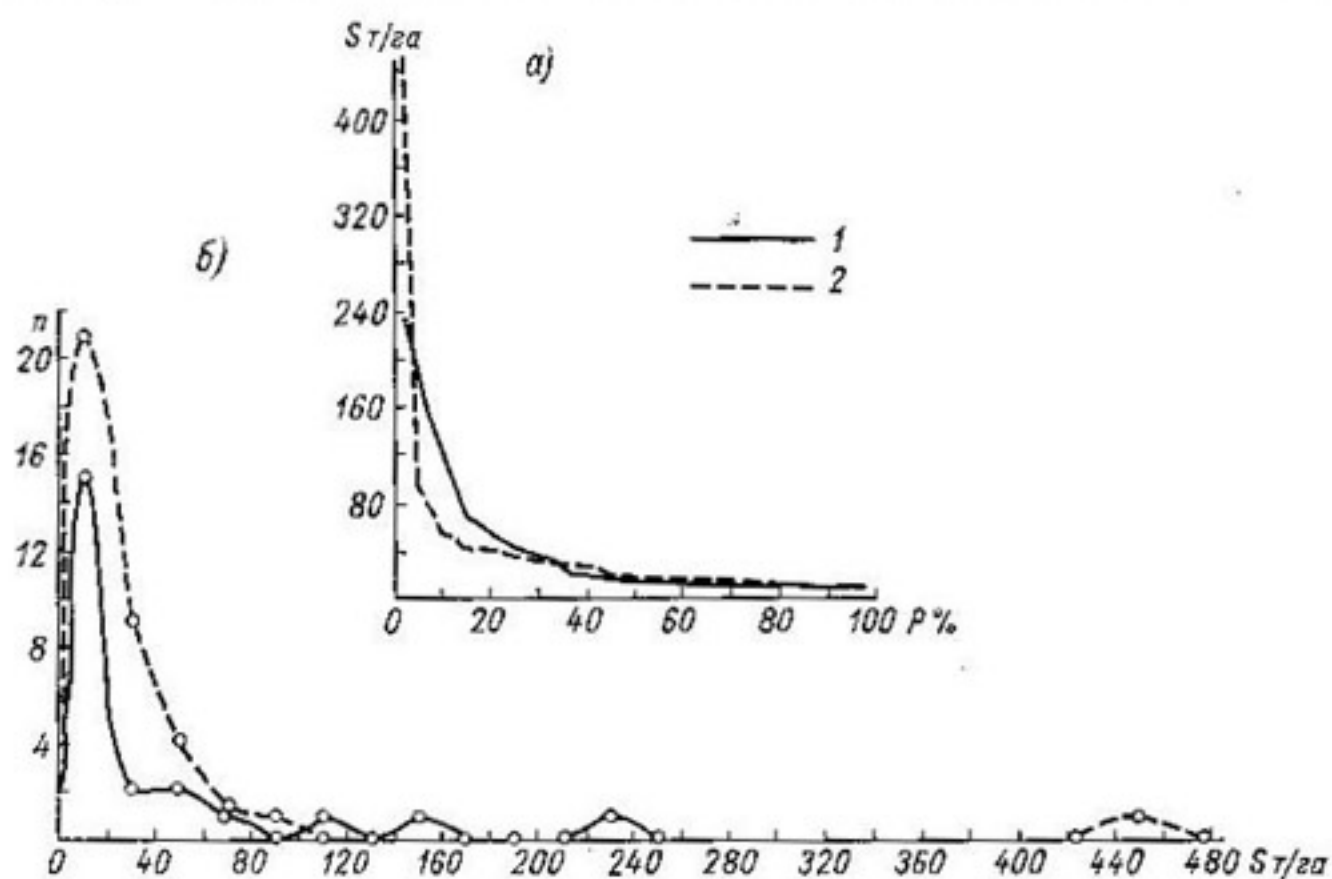


Рис. 83. Кривые обеспеченности (а) и распределения (б) запасов солей в слое почвы 0—100 см (S т/га).

а — Арысь-Туркестанская оросительная система, 29—30 XI 1970 г.; б — Кзылкумская оросительная система, 14—16 IV 1970 г.

водной вытяжки и определения объемного веса вычислены запасы воднорастворимых солей в почве в разные периоды (табл. 49, 50, 51).

Таблица 49

Запасы солей (т) в верхнем слое зоны аэрации (0—200 см) на хлопковом поле в разные периоды. АТМ

1968 г.	1969 г.		1970 г.	
сентябрь	апрель	сентябрь	апрель	сентябрь
1118	1218 $\Delta S = 218$ т (5 т/га)	1436	1087 $\Delta S = 305$ т (7 т/га)	1392

Слабозасоленные почвы Кзылкумского участка характеризуются общим содержанием солей 0,140—0,179 % при содержании Cl^- -иона 0,016—0,024 %. В сильнозасоленных почвах содержание иона хлора увеличивается до 0,28 %, а в солевой корочке до 1,1 %. При низких и высоких степенях засоления почв среди анионов преобладает SO_4^{2-} , а среди катионов — Na^+ .

Запасы солей (т) в верхнем слое зоны аэрации (0—200 см)
на воднобалансовом участке АТМ

Культура	Пло- щадь, га	1968 г.	1969 г.		1970 г.	
		Сентябрь	Апрель	Сентябрь	Апрель	Сентябрь
Хлопчатник	120	3 120	3360 $\Delta S=600$ т (5 т/га)	3960	3000 $\Delta S=840$ т (7 т/га)	3840
Люцерна	110	4 400	5610 $\Delta S=110$ т (1 т/га)	5720	5170 $\Delta S=-440$ * т (-4.4 т/га)	4730
Зерновые с подсевом люцерны	154	9 240	7238 $\Delta S=924$ т (6 т/га)	8162	7854 $\Delta S=2156$ т (12 т/га)	10 010
Итого	384	16 208	16 208 $\Delta S=1634$ т (4,2 т/га)	17 842	16 024 $\Delta S=2656$ т (6,9 т/га)	18 680
Залежь		192	183 $\Delta S=2$ т	185	173 $\Delta S=3$ т	176

* В 1970 г. на этом поле рос хлопчатник.

При возделывании риса общее содержание солей на участке в целом практически не меняется. На чеках наблюдается некоторое уменьшение запасов солей в метровом слое почвы. За это же время на валиках, насыпях, дорогах и других участках, которые не заливаются водой, происходит заметное накопление солей (табл. 51). В отличие от почвы, на чеках увлажнение валиков происходит снизу и, очевидно, сбоку. Вместе с водой к поверхности интенсивно поступают и аккумулируются там соли.

В общем на участке не происходит заметного выноса солей. Объяснение этому, по-видимому, надо искать в недостаточной дренированности участка. Картовые сбросы отводят в основном воды с поверхности чеков и, вероятно, очень мало эффективны в качестве дрен.

Водно-солевой баланс Арысь-Туркестанского и Кызылкумского орошаемого массивов. Для расчета водно-солевого баланса указанных систем воспользуемся уравнениями (145), (146), (147), а также (146₁). Величины поступления солей с удобрениями и затрат их на формирование урожая при окончательном расчете солевого баланса во внимание не принимались ввиду их сравнительно малой величины. Элементы $S_{об}$, $S_{уп}$, $S_{ур}$ в расчетах объединены, поскольку общий объем сбросных, поверхностных и грунтовых вод приравнивается объему коллекторного стока.

В табл. 52, 53, 54 приведены солевые балансы для зоны аэрации хлопкового поля и участка с несколькими полями, занятыми разными культурами, а также для всего АТМ.

Запасы солей (т/га) в почве в разные периоды.
Кзылкумский орошаемый массив

	Мощность слоя, см	Осень 1968 г.			Весна 1969 г.			Осень 1969 г.		
		общее содер- жание солей	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	общее содер- жание солей	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	общее содер- жание солей	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
Чеки Валики Среднее взве- шенное	0—50	10,96 37,63 14,40	0,90 5,74 1,52	4,17 26,93 7,09	12,40 34,00 15,17	2,19 8,22 2,96	3,75 17,50 5,50	9,79 49,62 14,90	1,55 6,79 2,22	2,31 24,53 5,16
Чеки Валики Среднее взве- шенное	0—100	19,24 70,00 25,74	1,63 9,00 2,57	7,04 52,00 12,81	16,44 55,00 21,37	2,85 16,00 4,54	4,00 30,00 7,34	14,27 57,47 19,80	2,61 9,86 3,53	3,10 31,59 6,77

	Мощность слоя, см	Весна 1970 г.			Осень 1970 г.		
		общее содер- жание солей	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	общее содер- жание солей	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
Чеки Валики Среднее взве- шенное	0—50	9,69 46,95 14,47	1,45 3,55 1,72	3,12 26,26 6,08	10,17 68,00 17,60	1,35 5,93 1,94	2,97 41,06 7,90
Чеки Валики Среднее взве- шенное	0—100	17,50 62,96 23,41	2,50 5,78 2,85	4,55 32,72 8,15	17,31 83,51 25,81	2,60 7,73 3,25	5,00 47,87 10,50

В приходной части солевого баланса зоны аэрации на хлопковом поле основную массу солей (2,7—4,3 т/га) дают оросительные воды (см. табл. 52). Другим источником пополнения запасов солей в почве являются грунтовые воды (3,4—4,0 т/га).

Удаление солей из зоны аэрации осуществляется инфильтрационными водами во время поливов. Атмосферные осадки, очевидно, существенной роли в выносе солей за пределы зоны аэрации не играют. Их влияние сказывается лишь на самых верхних горизонтах почвы.

В течение вегетационного периода солевой баланс зоны аэрации хлопкового поля складывается с положительным знаком (см. табл. 52) и равен 6 т/га. Изменение запасов воднорастворимых солей в зоне аэрации за тот же период составляет 5—7 т/га.

Солевой баланс (т) зоны аэрации хлопкового поля
(площадь 43,5 га). АТМ

Составляющая солевого баланса	Год	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	За год
Поступление солей с оросительными водами	1969	0	0	10	78	37	44	20	0	189
	1970	40	1	12	38	21	7	0	0	119
Поступление солей с поверхностным стоком	1969	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	1970	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Поступление солей из грунтовых вод	1969	0	0	0	0	13	97	38	8	156
	1970	0	0	0	9	23	111	63	0	206
Итого (поступление)	1969	0	0	10	78	50	141	58	8	345
	1970	40	1	12	47	44	118	63	0	325
Вынос солей с поверхностным стоком	1969	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	1970	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Вынос солей в грунтовые воды	1969	0	0	0	51	17	18	0	0	86
	1970	28	0	16	12	8	0	0	0	64
Вынос солей с коллекторно-дренажным стоком	1969	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	1970	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Итого (вынос)	1969	0	0	0	51	17	18	0	0	86
	1970	28	0	16	12	8	0	0	0	64
Превышение поступления над выносом	1969									+259 (6 т/га)
	1970									+261 (6,1 т/га)
Изменение запасов солей в зоне аэрации (по данным анализа почв)	1969									+215 (5 т/га)
	1970									+301 (7 т/га)

Аналогичная картина наблюдается на участке в целом, хотя здесь солевой баланс формируется под воздействием его элементов на отдельных полях (см. табл. 50 и 53).

Объем оросительной воды, поступающей на массив, как уже отмечалось, учитывался в головной части канала; там же отбирались пробы воды на химический анализ. Учтено и количество солей, поступающее на массив с водами рек, стекающих с Каратау. Приняты во внимание реки (Икан-Су, Чаян, Арыстанды), вода которых используется на орошение. В нижнем течении эти реки являются коллекторами, по которым поступают коллекторно-дренажные и сбросные воды в Чушкакульскую впадину.

Солевой баланс (т) зоны аэрации Староиканского
воднобалансового участка с хлопково-люцерновым
севооборотом (площадь 384 га). АТМ

Составляющая солевого баланса	Год	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	За год
Поступление со- лей с ороситель- ной водой	1969	0	1	252	234	186	130	96	20	919
	1970	125	130	233	297	228	176	0	0	1189
Поступление со- лей с поверхно- стным стоком	1969	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	1970	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Поступление со- лей из грунто- вых вод	1969	0	0	45	56	157	428	243	85	1014
	1970	0	0	48	88	198	482	326	68	1210
Итого (поступле- ние)	1969	0	1	297	290	343	558	339	105	1933
	1970	125	130	281	385	426	658	326	68	2399
Вынос солей с по- верхностным сто- ком	1969	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	1970	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Вынос солей в грун- товые воды	1969	0	0	0	142	50	50	0	0	242
	1970	78	0	44	34	22	0	0	0	178
Вынос солей с сбро- сными и дренаж- ными водами	1969	163	62	65	50	32	20	25	62	479
	1970	42	104	63	55	62	48	25	0	399
Итого (вынос)	1969	163	62	65	192	82	70	25	62	721
	1970	120	104	107	89	84	48	25	0	577
Превышение по- ступления над выносом	1969									+1212 (3,15 т/га)
	1970									+1822 (4,7 т/га)
Изменение запа- сов солей в зоне аэрации (по дан- ным анализа почв	1969									+1634 (4,2 т/га)
	1970									+2560 (6,9 т/га)

Приход грунтовых вод со стороны гор составляет 69 580—47 040 тыс. м³. Минерализация грунтовых вод, поступающих на орошаемый массив, 1,5—2 г/л. В расчетах принята минерализация 2 г/л.

Отток грунтовых вод с орошаемого массива в Чушкакульскую впадину составляет 20 460—17 240 тыс. м³. Воды, стекающие по коллекторам в ноябре—декабре и январе—феврале, представляют собой грунтовый сток. Минерализация их в это время колеблется от 0,651 г/л (К-5) до 3,6 г/л (Бестогай). Средневзвешенная минерализация грунтовых вод на нижней границе орошаемого массива 1,8—2,5 г/л. В расчетах принята минерализация 2,5 г/л.

Ежегодно на массив поступает около 400 тыс. т солей (см. табл. 53). Выносятся с массива и поступает в Чушкакульскую

Солевой баланс Арысь-Туркестанского орошаемого массива.
(Хлопково-люцерновый севооборот, площадь 98 000 га)

Составляющая солевого баланса	Год	Количество солей, т
Поступление солей с оросительной водой	1969	237 240
	1970	372 400
Поступление солей с поверхностным стоком	1969	14 215
	1970	4 582
Поступление солей с грунтовым потоком	1969	139 160
	1970	94 080
Итого (поступление)	1969	390 615
	1970	471 062
Вынос солей с сбросными и дренажными водами	1969	288 756
	1970	220 551
Вынос солей с грунтовым потоком	1969	51 150
	1970	43 100
Вынос с поверхностным стоком	1969	0
	1970	0
Всего (вынос)	1969	339 906
	1970	263 651
Превышение поступления солей над выносом	1969	50 709
	1970	(0,5 т/га) 207 411 (2,1 т/га)

впадину 260—340 тыс. т солей. Из Чушкакульской впадины с поверхностными водами поступает в р. Сырдарью порядка 20 000 тыс. м³ в год. Минерализация воды в озерах Чушкакульской впадины 2,8—3,8 г/л. В итоге в р. Сырдарью из Чушкакульской впадины выносится ориентировочно 55—75 тыс. т солей т. е. 21—29% того, что поступает с орошаемого массива.¹ Картину сильного засоления этой впадины иллюстрирует и рис. 78.

В целом на массиве наблюдается стабильный баланс солей ($\Delta S = 0,5 \div 2,1$ т/га). Но отдельные участки находятся в состоянии прогрессирующего засоления или сохранения высокой засоленности, которая существовала до орошения и связана с естественноисторическими условиями. По данным института Союзгипрорис за 1968 г. на территории массива насчитывалось 39 462 га засоленных земель. Для рассоления этих площадей потребуется сбросить в р. Сырдарью накопившийся избыток солей (что приведет к повышению минерализации речной воды), а в дальнейшем посредством гидротехнических и агротехнических мероприятий регулировать содержание солей в почве. В Чушкакульской впадине происходит накопление солей. Это — проявление общего

¹ Принимается, что грунтового оттока из Чушкакуля не имеется.

геохимического процесса движения воднорастворимых солей от горных возвышенностей к низинам и дальше к бессточным впадинам [185, 246 и др.]. Солончаки и сильнозасоленные почвы существовали здесь издавна до строительства АТМ и развития орошения на данной территории [172] (об этом свидетельствуют и данные о содержании и составе солей в грунтовых водах); с развитием орошения процесс засоления почв и грунтовых вод в Чушкакульской впадине усугубляется и оказывает влияние на мелиоративное состояние вышележащих площадей, способствуя их засолению. Освоение земель в районе Чушкакульской впадины требует сложных и трудоемких мелиораций. На территории, лежащей южнее АТМ до русла р. Сырдарьи эти мелиорации должны носить, очевидно, разносторонний характер. Прежде всего нужны мелиорации, способствующие отводу грунтовых вод в районе Чушкакульской впадины, а также с вышележащего орошаемого массива. Одновременно необходимо внедрить рациональные оросительные нормы на АТМ, а также реконструировать оросительную сеть, что будет способствовать уменьшению инфильтрационного питания грунтовых вод.

Кроме того, для опреснения засоленных почв указанной территории необходимо провести капитальные мелиорации, предусматривая мощный дренаж, который в состоянии был бы обеспечить длительные промывки почв.

Проведенные исследования водно-солевого баланса показывают, что без капитальных мелиораций территории, расположенной южнее АТМ до русла р. Сырдарьи, рассоление почв на АТМ практически невозможно.

На Кзылкумском орошаемом массиве поступление солей происходит преимущественно с оросительными водами и составляет от 14 до 46 т/га. Вынос со сбросными и дренажными водами вместе с грунтовым оттоком не превышает 28—32 т/га (табл. 55). Солевой баланс орошаемого массива в целом складывается по типу рассоления в одни годы и по типу засоления — в другие.

При более подробном изучении водно-солевого баланса зоны аэрации опытного участка с посевной площадью 122 га обнаруживается несколько иная картина (табл. 56). Солевая съемка здесь показала неоднородность почв по запасам солей, что связано и со значительной изменчивостью механического состава почвы, микро-рельефа, участка неравномерного распределения воды на чеках при затоплении. Оказалось, что на чеках запасы солей остаются практически постоянными, незначительно снижаясь в период затопления. На валиках, насыпях, а также на грунтовых дорогах и перелогах происходит прогрессирующее засоление верхних горизонтов и накопление значительного количества солей¹.

¹ В пределах опытного воднобалансового участка на Кзылкумском орошаемом массиве на долю валиков, дорог, насыпей приходится примерно 18 га, что составляет 13% орошаемой территории участка.

Т а б л и ц а 55

Солевой баланс опытного участка на Кзылкумском орошаемом массиве (площадь 1000 га)

Составляющая солевого баланса	Год	Количество солей, т
Поступление солей с оросительной водой	1968	46 824
	1969	14 062
	1970	28 124
Вынос солей со сбросными и дренажными водами	1968	21 694
	1969	21 224
	1970	25 044
Вынос солей с грунтовым стоком	1968	10 282
	1969	6 778
	1970	5 428
Итого (вынос)	1968	31 976
	1969	28 002
	1970	30 472
Превышение поступления солей над их выносом	1968	+14 848 (+14,8 т/га)
	1969	-7 162 (-7,2 т/га)
	1970	-2 348 (-2,5 т/га)

Т а б л и ц а 56

Солевой баланс (т) зоны аэрации рисового поля (площадь 122 га)

Составляющая солевого баланса	Год	Количество солей, т
Поступление солей с оросительной водой	1967	6324
	1968	5533
	1969	2614
	1970	3960
Вынос солей со сбросными и дренажными водами	1967	4539
	1968	3976
	1969	4353
	1970	3256
Превышение поступления солей над выносом	1967	+1785 (+12,7 т/га)
	1968	+1557 (+11,1 т/га)
	1969	-1739 (-12,4 т/га)
	1970	+704 (+5,0 т/га)
Изменение запасов солей в зоне аэрации (0—100 см)	1969	-1,6 т/га
	1970	+2,4 т/га

За теплый период года на всей площади поля (вместе с межевыми валиками, грунтовыми дорогами, насыпями) накапливается примерно до 3 т/га солей (см. табл. 51). Существующие картвые сбросы оказывают слабое дренирующее действие, так как в основном они отводят только поверхностные воды.

6. ТЕПЛОВОДНОБАЛАНСОВЫЙ МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ НЕДОСТАТКОВ ВОДОПОТРЕБЛЕНИЯ И РЕЖИМА ОРОШЕНИЯ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР

6.1. Общие положения

Одним из наиболее распространенных методов учета климатических и гидрологических условий в сельскохозяйственном производстве является районирование климатических характеристик.

В. В. Докучаевым было установлено, что расположение географических зон в значительной мере определяется климатическими факторами и, в частности, соотношением осадков и возможного испарения. Вслед за работами Докучаева появилось много исследований, посвященных изучению связей распределения почв и растительности с соотношением осадков и испаряемости, а также по агроклиматическому районированию. Наиболее ранние из них принадлежат Г. Т. Селянинову, П. И. Колоскову, Ф. Ф. Давитая, С. А. Сапожниковой [60], А. А. Григорьеву и М. И. Будыко [75] и др.

Одним из последних детально разработанных и нашедших широкое применение исследований является работа по районированию, выполненная Д. И. Шашко [282]. В основу этого районирования положен показатель атмосферного увлажнения и теплообеспеченности территории. За показатель атмосферного увлажнения принято отношение среднегодовой величины годовых осадков к среднегодовому дефициту влажности воздуха, характеризующему условную испаряемость, а за показатель теплообеспеченности — сумма среднесуточных температур воздуха выше 10°C за теплый период.

Г. Т. Селянинов для агроклиматического районирования использовал так называемый гидротермический коэффициент, представляющий собой отношение суммы температур воздуха выше 10°C к сумме осадков за тот же период.

Приведенные критерии, вычисляемые обычно для среднегодового периода, являются лишь общей характеристикой атмосферного увлажнения территории и не дают полного представления о состоянии и динамике влагообеспеченности по годам и внутри сезона в период вегетации и поэтому не могут быть использованы для оценки потребности воды на орошение данной территории и тем более для определения оросительных норм и режима орошения.

Известно, например, что в лесостепной зоне при наличии для сезона в многолетнем разрезе равенства $E = E_0$ в отдельные, чаще всего наиболее ответственные для формирования урожая, периоды вегетации конкретные лет увлажнение бывает совершенно недостаточным для получения высоких и даже средних урожаев, т. е. в этом случае, очевидно, имеет место неравенство $E < E_0$.

Вместе с тем в условиях степной зоны, для которой в многолетнем разрезе справедливо неравенство $E < E_0$, встречаются годы, когда суммарное испарение за сезон близко по величине к испаряемости или оптимальному испарению. Например, даже в таких типично степных условиях, как Ростовская и Волгоградская области, из 25 последних лет три года (1952, 1958 и 1964) были близки к оптимальным по влагообеспеченности и условиям произрастания сельскохозяйственных культур. Нередки случаи для степной зоны, когда оптимальное увлажнение почвы наблюдается лишь в отдельные месяцы сезона или вегетационного периода.

В зоне избыточного увлажнения, где $X > E_0$ в многоводные периоды требуется наиболее быстрый отвод влаги из переувлажненного верхнего слоя почвы. Однако и здесь нередки случаи, когда в отдельные периоды требуется орошение сельскохозяйственных культур, особенно овощных, размещенных не только на легких супесчаных, но и на подзолистых почвах.

В связи с изложенным продолжались поиски других форм оценки влагообеспеченности. Так, Н. В. Бова в 1956 г. для районирования территории юго-востока Европейской территории СССР применил коэффициент, представляющий собой отношение суммы весенних (продуктивных) влагозапасов в метровом слое к количеству осадков за весенне-летний период к сумме температур воздуха выше 0°C .

Аналогичным критерием пользовались А. П. Федосеев для районирования Казахстана и А. М. Кекух — для Украины.

В качестве критерия естественной влагообеспеченности сельскохозяйственных полей принимается также отношение фактического расхода влаги, вычисленного по выражению $E = W_n - W_k - X$, к потребности растений во влаге, определяемой по тому же выражению во влажные годы [48, 49, 125, 132, 149, 218, 241]. А. В. Процеров [192] вычисляет коэффициент влагообеспеченности как отношение фактического расхода влаги, вычисленного по выражению $W_n - W_k - X$, к сумме суточных величин дефицитов влажности воздуха с коэффициентами 0,6 в период сев—колошение и 0,4 в период колошение—восковая спелость.

Имеются и другие приемы оценки тепло- и влагообеспеченности. Так, М. И. Будыко [40, 41] условия теплообеспеченности предлагает характеризовать радиационным коэффициентом сухости, представляющим собой отношение радиационного баланса к количеству тепла, необходимому для испарения выпавших осадков $\frac{R}{XL}$,

а условия увлажнения — отношением суммарного испарения к величине выпадающих осадков $\frac{E}{X}$.

В. В. Шабанов [280] при оценке потребности в мелиорациях предлагает учитывать совокупность факторов: обеспеченности растений теплом, влагой и пищей. Он разработал комплексный график, учитывающий зависимость показателей урожайности от теплового, водного и пищевого факторов. Этот график можно использовать для оценки средних условий потребности в мелиорации.

Основным недостатком приведенных критериев влагообеспеченности является неучет ими влагообмена в зоне аэрации и, в частности, весьма важного источника увлажнения корнеобитаемого слоя почвы — подпитывания за счет грунтовых вод. Не учитывается также влажность почвы, инфильтрация влаги за пределы корнеобитаемого слоя почвы и поверхностный сток. Поэтому в тех районах, где инфильтрация или капиллярная влагопроводность велики, приведенные критерии не дают сколько-нибудь удовлетворительного представления о влагообеспеченности сельскохозяйственных культур в конкретные сезоны и более короткие промежутки времени.

Таким образом, для наиболее надежной оценки влагообеспеченности сельскохозяйственных культур необходимо учитывать водный баланс корнеобитаемого слоя почвы, включая влагообмен с нижней частью зоны аэрации за короткие промежутки времени (вегетационный период, месяц, декада), зависящий от теплового баланса подстилающей поверхности.

Следует иметь в виду, что, чем короче расчетные промежутки времени, тем более существенную роль играет влагообмен в формировании водного баланса зоны аэрации и влагообеспеченности корнеобитаемого слоя почвы, особенно при неглубоком залегании грунтовых вод. Дело в том, что при неглубоком залегании грунтовых вод влагообеспеченность растений определяется не только величиной влагозапасов в почве, но и влагопроводностью последней. При высокой влагопроводности растения получают значительное количество влаги снизу. В этом случае влажность почвы как правило, остается практически неизменной, а растения получают влагу за счет грунтовых вод [5]. И только при очень высокой потребности растений во влаге, когда интенсивность испарения превышает интенсивность капиллярной влагопроводности, как было показано в работе [259] и в главе 3 настоящей книги, в дневное время растения частично используют влагозапасы зоны аэрации, а в почное, когда испарение уменьшается, влагозапасы восстанавливаются за счет грунтовых вод. Следовательно, при определении влагообеспеченности сельскохозяйственных культур требуется учитывать не только влажность почвы и осадки, но и влагообмен в зоне аэрации, т. е. выполнять расчет водного баланса корнеобитаемого слоя.

Для этого может быть использовано уравнение

$$\eta = \frac{X + (W_{\text{ли}} - W_{\text{лк}}) + K - I - Y_{\text{ип}} - Y_{\text{п}} + \Delta U_{\text{пон}}}{E_{\text{оп}}}, \quad (149)$$

где η — коэффициент влагообеспеченности сельскохозяйственных культур в долях единицы; остальные обозначения прежние.

При глубоком залегании грунтовых вод, когда компоненты влагообмена K и I можно принять равными нулю, уравнение для расчета коэффициента влагообеспеченности можно записать так:

$$\eta = \frac{X + (W_{\text{н}} - W_{\text{к}}) - Y_{\text{пов}}}{E_{\text{оп}}}. \quad (150)$$

Легко видеть, что числители формул (149) и (150) представляют собой уравнения для расчета суммарного испарения методом водного баланса соответственно при неглубоком и глубоком залегании грунтовых вод. Коэффициенты влагообеспеченности, выраженные в форме отношения суммарного испарения к испаряемости или оптимальному испарению, применялись А. М. Алпатьевым [14], В. С. Мезенцевым [151], автором [250] и др.

Возвращаясь к оценке критериев влагообеспеченности Бова, Кескуха и других авторов, можно отметить, что все они не соответствуют общему воднобалансовому критерию [формула (149)]. Критерии Процорова и других агрометеорологов [48, 49, 132, 149, 218] близки к воднобалансовому критерию (150) для глубокого залегания грунтовых вод, а для оценки влагообеспеченности сельскохозяйственных полей с неглубоким залеганием грунтовых вод они непригодны.

Формулы (149) и (150), как уже указывалось, позволяют определять коэффициенты естественной влагообеспеченности сельскохозяйственных культур. Точнее, с помощью этих формул можно установить, какое количество влаги в относительных единицах фактически было использовано растениями в процессе образования органического вещества при изменении естественной влажности почвы в диапазоне от наименьшей влагоемкости до влажности завядания.

В последние годы Алпатьев [17] предложил оценивать влагообеспеченность по дефициту водного баланса M_6 , вычисляемого по формуле

$$M_6 = a \sum q - vX - \Gamma, \quad (151)$$

где a — средний коэффициент суммарного испарения для различных сельскохозяйственных культур; $\sum q$ — сумма среднесуточных дефицитов влажности воздуха за расчетный период; X — осадки за расчетный период; v — коэффициент использования осадков, прилимаемый для территории, покрытой каналами, равным единице; Γ — подпитывание за счет грунтовых вод.

Формула Алпатьева, в отличие от воднобалансового критерия (149), не содержит в своей структуре компонентов влажности почвы, инфильтрации. Поэтому она не в полной мере соответствует воднобалансовому принципу и является по сути характеристикой атмосферного увлажнения территории, лишь косвенно отражающей состояние увлажнения почвы.

Расчеты показывают, что неучет влажности почвы сильно завышает величину M_6 , т. е. занижает влагообеспеченность территории по сравнению с влагообеспеченностью, определенной по формуле (149). Следует заметить, что формула (151) содержит ряд других существенных недостатков. В частности, метод расчета испарения по произведению суммы дефицита влажности воздуха на коэффициент суммарного испарения, как уже указывалось, не является вполне удовлетворительным. Алпатьев не дает никаких конструктивных предложений по расчету подпитывания растений за счет грунтовых вод.

Кроме того, при расчетах влагообеспеченности лучше учитывать не величину произведения осадков на коэффициент использования (по существу, это произведение характеризует слой впитывания в почву), но непосредственно осадки, а также поверхностный сток.

А. Р. Константинов, Л. И. Сакали, Н. И. Гойса и Р. Н. Оленник [120] влагообеспеченность сельскохозяйственных культур (недостаток влаги в почве) определяют как разность между необходимым и имеющимся в наличии количеством воды в почве.

Следует заметить, что основной причиной неучета различными авторами ряда важных факторов формирования влагообеспеченности являлась недостаточная изученность всего сложного процесса влагообмена в зоне аэрации.

Таким образом, рассмотренные методы оценки влагообеспеченности не полностью учитывают элементы водного и теплового баланса, а также характер влагообмена в зоне аэрации и практически не приспособлены к решению главной задачи обоснования режима регулирования водного баланса корнеобитаемого слоя и, в частности, для расчета оросительных норм и режима орошения¹. Нами предложена новая комплексная характеристика — недостаток (дефицит) водопотребления сельскохозяйственных культур, которую рекомендуется использовать для оценки обеспеченности влагой и теплом корнеобитаемого слоя почвы за счет основных источников тепла и влаги. Такая возможность появилась в связи с внедрением в последние годы новых методов изучения влагообмена в зоне аэрации (см. главу 2) и выяснения некоторых важных особенностей его формирования (см. главу 3).

¹ В этом отношении метод Алпатьева выгодно отличается от других, так как хорошо приспособлен к задаче расчета оросительных норм, хотя, как отмечалось, недостаточно учитывает факторы формирования влагообмена в зоне аэрации на сельскохозяйственных полях.

6.2. Теоретическая схема определения недостатков водопотребления сельскохозяйственных культур

Методика определения недостатков водопотребления впервые была предложена (и теоретически обоснована) автором в 1965 г. [250, 256, 259]; она основана на использовании уравнений водного баланса зоны аэрации для условий действительного (фактического) и оптимального увлажнения почвы.

Уравнение водного баланса зоны аэрации сельскохозяйственного поля для условий фактического увлажнения при естественном режиме осадков и стока для летнего периода ($Y_{\text{пон}} = 0$) имеет следующий вид:

$$X + Y_{\text{п.п}} - Y_{\text{п}} - E + W_{\text{в}} - W_{\text{к}} + \Delta U_{\text{пон}} + K - I = 0. \quad (152)$$

Для оптимального увлажнения почвы, при котором при прочих равных условиях получают наиболее высокие урожаи, это уравнение запишем так:

$$X_1 + M + Y_{\text{п.п}_1} - Y_{\text{п}_1} - E_{\text{оп}} + W_{\text{в}_1} - W_{\text{к}_1} + \Delta U_{\text{пон}_1} + K_1 - I_1 = 0. \quad (153)$$

Решив уравнения (152) и (153) относительно фактического E и оптимального $E_{\text{оп}}$ испарения и разделив первое на второе, получим выражение

$$\eta = \frac{E}{E_{\text{оп}}} = \frac{X + Y_{\text{п.п}} - Y_{\text{п}} + W_{\text{в}} - W_{\text{к}} + \Delta U_{\text{пон}} + K - I}{X_1 + M + Y_{\text{п.п}_1} - Y_{\text{п}_1} + W_{\text{в}_1} - W_{\text{к}_1} + \Delta U_{\text{пон}_1} + K_1 - I_1}. \quad (154)$$

Коэффициент η , очевидно, является коэффициентом суммарного испарения (водопотребления)¹ или влагообеспеченности, характеризующим то количество влаги, которое, как уже отмечалось, было использовано растениями фактически по отношению к потребности этой культуры во влаге.

При глубоком залегании грунтовых вод, когда компонентами влагообмена в зоне аэрации можно пренебречь, выражение для коэффициента водопотребления можно записать в виде

$$\eta_1 = \frac{E'}{E_{\text{оп}}} = \frac{X + Y_{\text{п.п}} - Y_{\text{п}} + W_{\text{в}} - W_{\text{к}} + \Delta U_{\text{пон}}}{X_1 + M + Y_{\text{п.п}_1} - Y_{\text{п}_1} + W_{\text{в}_1} - W_{\text{к}_1} + \Delta U_{\text{пон}_1}}. \quad (155)$$

¹ В мелиорации под термином «коэффициент водопотребления» обычно понимают отношение суммарного расхода влаги к величине урожая. По нашему мнению, это отношение следует называть коэффициентом расхода влаги на единицу урожая.

Величины дополнения до единицы коэффициентов водопотребления η и η_1 , равные $1 - \eta$ и $1 - \eta_1$, представляют собой недостатки водопотребления¹, выраженные в долях от величины оптимального испарения $E_{оп}$:

$$1 - \eta = 1 - \frac{X + Y_{п.п} - Y_{п} + W_{н} - W_{к} + \Delta U_{пон} + K - I}{E_{оп}}, \quad (156)$$

$$1 - \eta_1 = 1 - \frac{X + Y_{п.п} - Y_{п} + W_{н} - W_{к} + \Delta U_{пон}}{E_{оп}}. \quad (157)$$

Помножив правую и левую части уравнений (156) и (157) на $E_{оп}$, получим величины недостатка водопотребления d_E (при изменении влагозапасов в естественных условиях от коэффициента завядания до наименьшей влагоемкости), выраженные в миллиметрах:

$$d_E = (1 - \eta) E_{оп} = E_{оп} - (X + Y_{п.п} - Y_{п} + W_{н} - W_{к} + \Delta U_{пон} + K - I), \quad (158)$$

$$d'_E = (1 - \eta_1) E_{оп} = E_{оп} - (X + Y_{п.п} - Y_{п} + W_{н} - W_{к} + \Delta U_{пон}). \quad (159)$$

При достаточном увлажнении почвы, когда $W_{н} = W_{к} = W_{н.в}$, изменение влагозапасов ΔW в формулах (158) и (159) равно нулю. В этом случае превышение слоя атмосферных осадков над оптимальным испарением способствует образованию избытка влаги в зоне аэрации и пополнению грунтовых вод.

Избыток влаги I_E можно вычислять по формуле

$$-I_E = E_{оп} - (X + Y_{п.п} - Y_{п} + W_{н} - W_{н.в} + K) \quad (160)$$

или при глубоком залегании грунтовых вод

$$-I_E = E_{оп} - (X + Y_{п.п} - Y_{п} + W_{н} - W_{н.в}). \quad (161)$$

Анализ уравнений (158)–(161) позволяет отметить некоторые особенности формирования недостатков и избытков водопотребления.

1. При $W_{н} \geq W_{н.в}$ и $W_{к} \geq W_{н.в}$ (что чаще всего наблюдается в условиях избыточного увлажнения) можно принять $E = E_{оп}$, а $d_E = 0$. В этом случае возможно формирование избытков влаги, которые определяются по уравнениям (160) и (161).

¹ Под недостатком водопотребления сельскохозяйственной культуры понимаем недостаток влаги в корнеобитаемой зоне на сельскохозяйственном поле в целом, имея в виду при этом расход воды на транспирацию и испарение с почвы.

2. При W_n и $W_k < W_{н.о}$ (где $W_{н.о}$ — нижний предел оптимальных влагозапасов в почве, равный примерно влагозапасам при разрыве капилляров, когда резко снижается доступность влаги для растений) величина изменения влагозапасов ΔW приравнивается нулю и в расчетных формулах не учитывается; при $\Delta W = 0$ $d_E = E_0 - X$ или при $X \approx 0$ $d_E = E_{оп}$.

Подобные условия нередко возникают в пустынных и полупустынных районах.

3. В природе чаще всего встречаются промежуточные условия увлажнения почвы:

$$a) W_n > W_{н.в},$$

$$W_{н.о} \leq W_k < W_{н.в}.$$

В этом случае $\Delta W = W_{н.в} - W_k$, а недостатки водопотребления определяются по формуле

$$d_E = E_{оп} - (X + Y_{п.п} - Y_{п.в} + W_{н.в} - W_k + K - I) \quad (158_1)$$

или

$$d'_E = E - (X + Y_{п.п} - Y_{п.в} + W_{н.в} - W_k); \quad (159_1)$$

$$б) W_{н.в} \geq W_n \geq W_{н.о},$$

$$W_{н.в} \geq W_k \geq W_{н.о}.$$

В этом случае недостатки водопотребления вычисляются по формулам (158) и (159) при $W_k \geq W_{н.о}$, где

$$W_{н.о} = v W_{н.в}, \quad v = 0,60 - 0,80. \quad (162)$$

Случаи, рассмотренные в п. 3, могут иметь место в любой природной зоне, но чаще всего они встречаются в зонах недостаточного и неустойчивого увлажнения поверхности атмосферными осадками.

Возможен еще целый ряд случаев сочетания влагозапасов, например: $W_n < W_{н.о}$, а $W_k > W_{н.в}$ или $W_n < W_{н.о}$, $W_k < W_{н.в}$ и т. д.

Наиболее часто встречается случай 3б, поэтому формулы (158) и (159) при $W_k \geq W_{н.о}$ имеют наиболее широкое распространение. Согласно этим формулам, под недостатком водопотребления следует понимать то количество влаги, которое необходимо добавить в почву для поддержания ее влажности на уровне оптимальной, обеспечивающей формирование высокого урожая.

Недостатки водопотребления d_E и d'_E , помноженные на скрытую теплоту испарения L , представляют собой дополнительное количество теплоэнергетических ресурсов (затрат тепла на испаре-

ние и транспирацию или суммарное водопотребление), необходимое для нормального развития сельскохозяйственной культуры при полном погашении недостатка влаги в почве:

$$d_{\odot} = Ld_E, \quad (163)$$

$$d'_{\odot} = Ld'_E. \quad (164)$$

Произведение величины оптимального водопотребления на скрытую теплоту испарения $E_{\text{оп}}L$ представляет собой общую величину затрат теплоэнергетических ресурсов на выращивание высоких урожаев при оптимальной влагообеспеченности, а произведение фактического водопотребления на скрытую теплоту испарения EL характеризует величину затрат теплоэнергетических ресурсов на производство урожая при фактическом увлажнении почвы.

Сопоставление величин $E_{\text{оп}}L$ с фактическими теплоэнергетическими ресурсами дает представление о теплоэнергетической обеспеченности данной территории в отношении сельскохозяйственного производства.

В случае повышенной инфильтрационной способности почвогрунтов при близком залегании грунтовых вод имеет место весьма интенсивное пополнение запасов и подъем уровней последних, а также периодическое затопление зоны аэрации и корнеобитаемого слоя, что приводит к переувлажнению и ухудшению условий аэрации почвы.

Расчет избытков влаги может быть осуществлен следующим путем. Обозначим запасы грунтовых вод, соответствующие критическому стоянию их уровня $H_{\text{кр}}$, через $U_{\text{гр.кр}}$ (см. рис. 1). Тогда уравнение водного баланса нижней части зоны аэрации можно представить так:

$$I - K + \Delta W_{H-h} + (U_{\text{гр.н}} - U_{\text{гр.кр}}) + (U_{\text{гр.кр}} - U_{\text{гр.к}}) + \\ + Y_{\text{п.г}} - Y_{\text{г}} = 0. \quad (165)$$

При $U_{\text{гр.к}} > U_{\text{гр.кр}}$ член $(U_{\text{гр.кр}} - U_{\text{гр.к}})$ в уравнении (165) выражает избыток воды в корнеобитаемом слое по сравнению с критическим запасом $U_{\text{кр}}$, соответствующим критическому уровню грунтовых вод $H_{\text{кр}}$ (т. е. уровню, превышение которого связано с переувлажнением и ухудшением аэрации почвы в корнеобитаемом слое). Этот избыток с целью улучшения условий произрастания растений должен быть удален из почвы путем проведения соответствующих агротехнических и мелиоративных мероприятий.

Величину избытка можно вычислить по формуле

$$U_{\text{гр.кр}} - U_{\text{гр.к}} = K - I - \Delta W_{H-h} + (U_{\text{гр.кр}} - U_{\text{гр.н}}) - Y_{\text{п.г}} + Y_{\text{г}}. \quad (166)$$

Учитывая, что при залегании грунтовых вод на критической глубине изменения влагозапасов ΔW_{H-h} практически всегда равны нулю (содержание воды в этом обводненном слое остается всегда постоянным), уравнение (166) для приближенных расчетов можно использовать в следующей форме:

$$U_{\text{гр.кр}} - U_{\text{гр.н}} = K - I + (U_{\text{гр.кр}} - U_{\text{гр.н}}) - Y_{\text{п.г}} + Y_{\text{г.}} \quad (167)$$

Величина $(U_{\text{гр.кр}} - U_{\text{гр.н}})$ в формулах (166) и (167) вычисляется по уравнению

$$U_{\text{гр.кр}} - U_{\text{гр.н}} = \mu (H_{\text{кр}} - H_{\text{н}}), \quad (168)$$

где $H_{\text{н}}$ и $H_{\text{кр}}$ — уровни грунтовых вод соответственно в начале расчетного промежутка и при их критическом положении (т. е. при частичном затоплении корнеобитаемого слоя); μ — недостаток насыщения почво-грунтов в зоне колебания уровня грунтовых вод, определяемый вышеописанным способом.

6.3. Недостатки водопотребления различных сельскохозяйственных культур в основных районах земледельческой зоны Советского Союза

По предлагаемой методике были вычислены ежегодные недостатки водопотребления за период вегетации основных сельскохозяйственных культур (озимая и яровая пшеница, кукуруза, многолетние травы, рис) по всем опорным агрометеорологическим станциям юга земледельческой зоны Европейской территории СССР, Казахстана и Западной Сибири. Всего использовано 280 пунктов; расчеты выполнены за период с 1945 по 1964 г.

В зависимости от наличия и полноты исходных материалов наблюдений расчеты выполнялись по разным формулам. В качестве основных расчетных формул были приняты выражения (158) и (159).

Для расчета недостатков водопотребления по этим формулам были использованы:

- 1) суточные и декадные суммы осадков с введением поправок на недоучет осадков осадкомером;
- 2) продуктивные влагозапасы, измеренные на различных сельскохозяйственных полях до глубины 1 м;

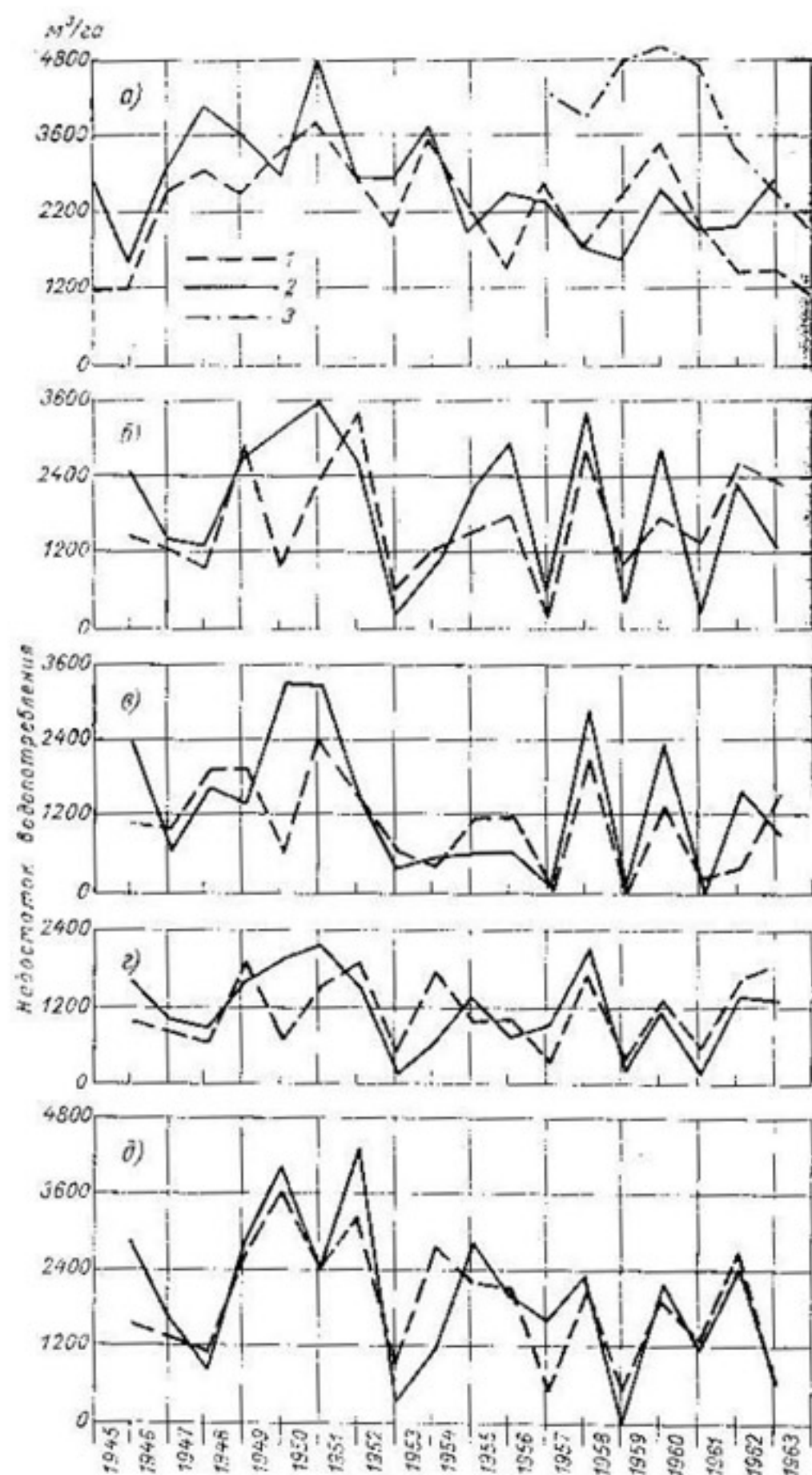
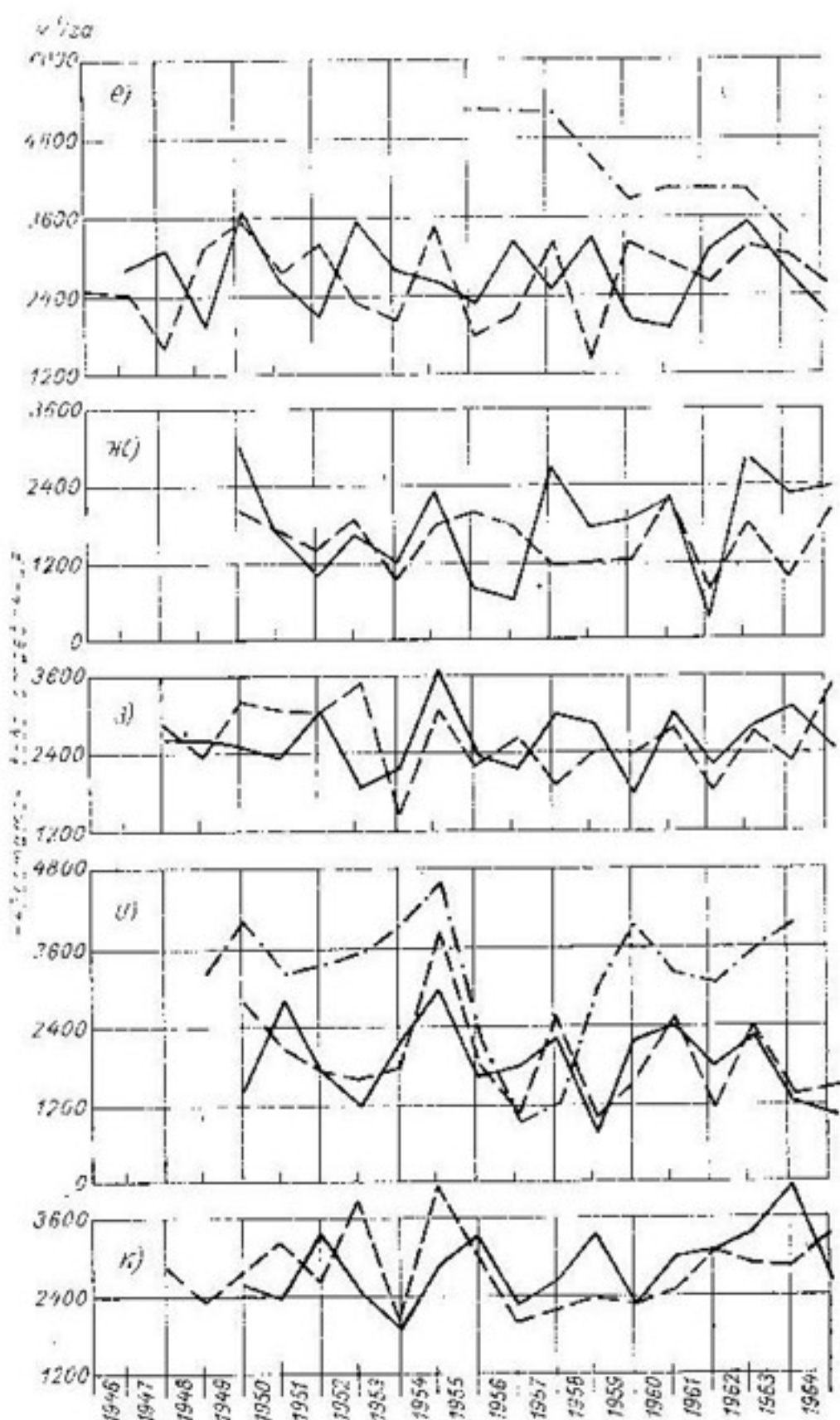


Рис. 84. Суммарные величины недостатка водопотребления и кукурузы (3) за май—август
 а — Красный Кут, б — Зимовники, в — Гигант, г — Целина, д —
 снежка (кукуруза по



дв. яровой (1) и озимой (2) пшеницы за период апрель—июнь для различных станций.

Котельниково, а — Ершов, ж — Прилуки, з — Херсон, и — Аморо-Жданову), к — Кленино

- 3) величины поверхностного стока на малых водотоках;
- 4) данные метеорологических и теплобалансовых наблюдений.

Расход грунтовых вод в зону аэрации вычислялся по формулам (106) или (107). При этом глубина их залегания определялась по данным наблюдений агрометстанций или оценивалась приблизительно по гидрогеологическим картам. Аккумуляция в понижениях микрорельефа принималась равной 3—5 мм при значительных осадках; при осадках до 200 мм эта величина не учитывалась. Величина инфильтрации оценивалась приблизительно по реакции уровня грунтовых вод на осадки и по эпюрам влажности почвы в корнеобитаемом слое почвы. Остальные аргументы вычислялись вышеописанным способом (см. главу 1).

При отсутствии данных наблюдений за радиационным балансом испаряемость E_0 вычислялась приблизительно по суммарной радиации, температуре и влажности воздуха методом А. Р. Константинова [117] или по эмпирическим графикам зависимости E_0 от условной величины дефицита влажности воздуха, разработанным М. И. Будыко [237].

Оптимальное водопотребление определялось по данным измерений или вычислялось по формуле (60). Параметр β в этой формуле принимался по расчетной шкале (см. табл. 16, 16а). Полученные по формуле (60) величины оптимального водопотребления сравнивались с таковыми на орошаемых сельскохозяйственных полях, где неизменно поддерживается оптимальное увлажнение, приводящее к высоким урожаям (около 32—40 ц/га озимых, 30—35 ц/га яровых, 50—70 ц/га кукурузы). На основании такого сравнения проверяется правильность оценки величины оптимального водопотребления расчетным путем. Отмечается при этом, что оптимальное водопотребление на поливных полях всегда заметно выше, чем на богарных в самые влажные годы.

На сельскохозяйственных полях, для которых выполнялись расчеты недостатков водопотребления, применялась современная агротехника возделывания сельскохозяйственных культур, зяблевая пахота, чистые пары и другие способы сохранения и накопления влаги в неполивных условиях при обеспечении удобрениями, согласно принятым нормам.

Величины недостатков водопотребления за период вегетации в конкретные годы изменяются в значительных пределах. Например, для степной зоны недостатки водопотребления зерновых колосовых культур во влажные годы составляют 150—200 м³/га, а в сухие они достигают 4000 м³/га (рис. 84).

Аналогичные колебания недостатков водопотребления наблюдаются на полях, засеянных рисом. Изменения их по годам в сравнении с величинами суммарного испарения приведены на рис. 85. Обращают на себя внимание случаи, когда $d_E > E_{оп}$ (см. ст. Песчаная). Из анализа основной формулы (158) для расчета d_E следует, что такие случаи возможны, когда начальные влаготопы W_n оказываются существенно ниже $W_{н.в}$ (т. е. оптималь-

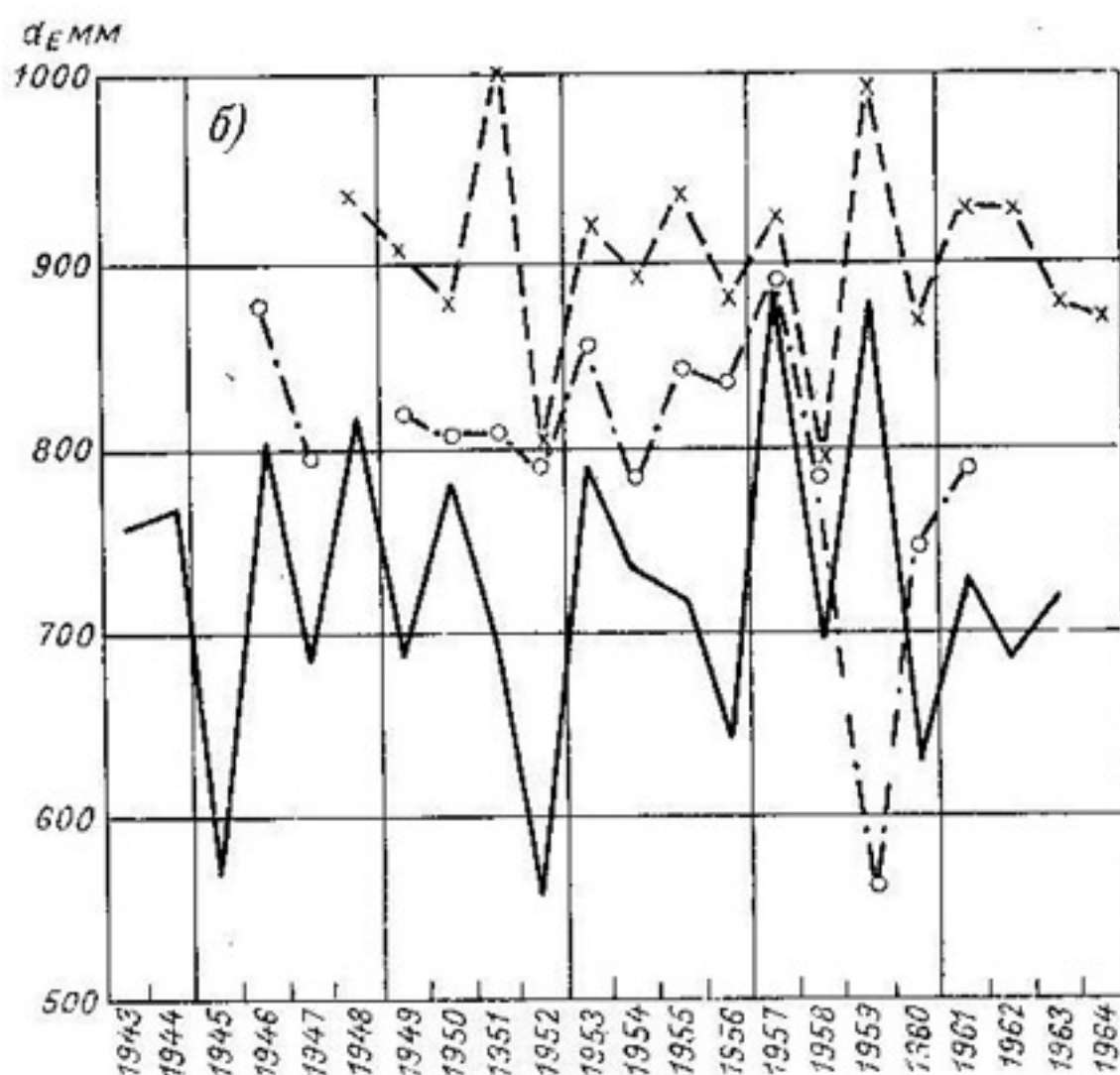
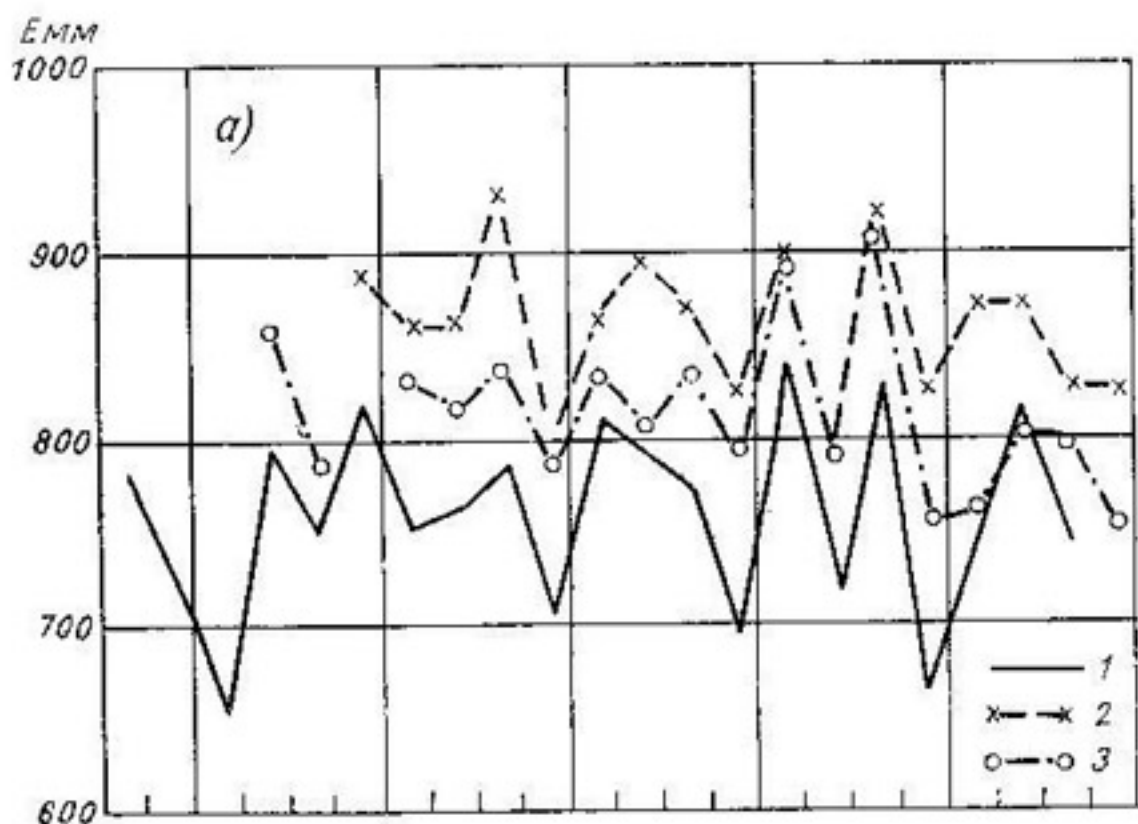


Рис 85. Ход суммарных величин оптимального испарения (а) и недостатков водопотребления (б) для риса за май—август.

1 — ст. Арагир, 2 — ст. Степная, 3 — ст. Песчаный.

ного увлажнения), а W_k близко к $W_{н.в.}$. В этом случае величина $W_n - W_k$ приобретает отрицательный знак и при расчете d_E по формуле (158) прибавляется к $E_{оп.}$. Эта прибавка тогда составляет значительную величину. Так, при $W_n \rightarrow W_{н.э.}$ и $W_k \rightarrow W_{н.в.}$ величина $\Delta W \rightarrow \sim 100$ мм. При этом при прочих равных условиях получается $d_E = E_{оп.} + 100$.

Основными причинами значительных колебаний величин недостатков водопотребления за период вегетации являются ежегодные изменения предшествующего увлажнения почвы (определяющегося количеством зимних осадков и характером снеготаяния), осадков, выпадающих в период вегетации, и теплоэнергетических характеристик.

Анализ перечисленных элементов водного баланса здесь не приводится, его можно найти в работах [48, 49, 132, 168, 192, 195].

Общее представление о колебании недостатков водопотребления за период вегетации для отдельных агрометеорологических станций можно составить по величинам коэффициентов вариации C_v и среднеквадратических отклонений (табл. 57). Из анализа таблицы видно, что коэффициенты вариации недостатков водопотребления озимой пшеницы и кукурузы изменяются в пределах 0,21—0,75.

Для станций, расположенных в наиболее засушливых условиях, C_v имеет низкое значение, так как дефицит постоянно велик. Для станций, расположенных в более увлажненных условиях, C_v увеличивается, поскольку здесь наблюдается частая смена засушливых и увлажненных лет. Среднеквадратическое отклонение уменьшается с юга на север.

На основании статистической обработки ежегодных величин недостатков водопотребления за период с 1945 по 1964 г. определены средние за период наблюдений $\bar{d}_E$. Кроме того, по формуле $P = \frac{100\sigma}{\bar{d}_E \sqrt{n}}$ (где σ — среднеквадратическое отклонение; $\bar{d}_E$ —

средние за период наблюдений недостатки водопотребления; n — число членов ряда) были вычислены ошибки $P\%$ расчета среднего значения недостатков водопотребления. Оказалось, что по большинству станций ошибка не превышает 8—10% при числе членов ряда 12—15 лет (короткие 5—7-летние ряды, имеющие значительные ошибки, из дальнейшей обработки исключены). После приведения средних за период наблюдений недостатков водопотребления к многолетнему периоду (20 лет) значения $\bar{d}_E$ были нанесены на географические карты.

Анализ нанесенных на карту значений $\bar{d}_E$ показал, что они закономерно изменяются в широтном направлении и соответствуют зональному распределению почво-грунтов и климатических характеристик. В частности, распределение величин $\bar{d}_E$

Коэффициент вариации C_v и среднеквадратическое отклонение σ (мм) недостатков водопотребления озимой и яровой пшеницы и кукурузы

Параметры недостатков водопотребления	Озимая	Яровая	Кукуруза	Озимая	Яровая	Кукуруза
Поволжье						
$\sigma = C_v d_{E_{cp}}$	Красный Кут			Ершов		
	0,29 570	0,35 720	0,25 800	0,22 470	0,24 530	
$\sigma = C_v d_{E_{cp}}$	Отрада			Бузулук		
	0,36 360	0,40 350		0,38 490	0,45 520	
$\sigma = C_v d_{E_{cp}}$	Большая Глушица			Бугуруслан		
	0,21 400	0,35 620		0,49 400	0,44 330	
$\sigma = C_v d_{E_{cp}}$	Саратов			Новоузенск		
	0,66 830	0,62 680		0,28 570	0,35 980	
Украина						
$\sigma = C_v d_{E_{cp}}$	Херсон			Вознесенск		
	0,18 390	0,20 440		0,45 720	0,63 960	
$\sigma = C_v d_{E_{cp}}$	Клепинино			Бехтеры		
	0,35 830	0,20 480		0,30 570	0,25 450	
$\sigma = C_v d_{E_{cp}}$	Амвросиевка			Приколотное		
	0,41 660	0,40 630		0,45 370	0,46 370	
Северный Кавказ						
$\sigma = C_v d_{E_{cp}}$	Гигант			Башанта		
	0,64 570	0,75 770	0,56 1500	0,59 700	0,68 750	0,47 1390
$\sigma = C_v d_{E_{cp}}$	Котельниково			Зимовники		
	0,45 730	0,56 950	0,40 1500	0,41 615	0,62 910	0,39 620

по территории в общем хорошо согласуется с климатическими поясами, выделенными Д. И. Шашко [282], С. А. Сапожниковой [60] и др.

С севера и северо-запада на юг и юго-восток недостатки водопотребления закономерно увеличиваются. Зональность распределения $\bar{d}_E$ нарушается лишь в районах распространения аazonальных почвенных разностей (Полесье, юго-запад Украины), а также в предгорных районах Северного Кавказа, где выпадает повышенное количество осадков, в Поволжье, где часты случаи за-токов воздушных масс с суховеями.

Таким образом, несмотря на зависимость $\bar{d}_E$ от конкретных водно-физических характеристик почво-грунтов, распределение их по территории подчиняется общей географической зональности. Это послужило основой для построения карт изолиний средне-многолетних величин недостатков водопотребления различных сельскохозяйственных культур. Такие карты $\bar{d}_E$ для озимой и яровой пшеницы, кукурузы, многолетних трав и риса приведены на рис. 86—90. На этих же картах нанесены природные зоны атмосферного увлажнения. Аналогичные карты $\bar{d}_E$ для хлопчатника и сахарной свеклы (Южный Казахстан) построены А. П. Вершинным (рис. 91, 92). Недостатки водопотребления сельскохозяйственных культур и многолетних трав определены для условий возделывания их на фоне высокой агротехники и с применением паров и снегозадержания.

Для характеристики недостатков водопотребления в среднесухие годы приводятся карты изолиний этих величин 25%-ной обеспеченности (рис. 93—96). (Недостатки водопотребления 25%-ной обеспеченности соответствуют приблизительно 75%-ной обеспеченности по осадкам.)

Карты среднемноголетних величин недостатков водопотребления яровой пшеницы 25%-ной обеспеченности (рис. 94) уточнены (по сравнению с картами, опубликованными в первом издании настоящей книги) с учетом величин d_E , рассчитанных по декадным интервалам С. С. Роо (по 55 станциям ЕТС) и А. П. Вершинным (для Южного Казахстана). Анализ первой редакции карт d_E для яровой пшеницы с учетом новых данных d_E , рассчитанных по декадным интервалам, показывает, что общий характер распределения d_E по территории сохраняется. Однако сезонные величины d_E (рассчитанные по декадам) оказались несколько больше, чем полученные ранее по сезонным и месячным интервалам. Для Украины эти расхождения составляют 10—15%, а по мере продвижения на юго-восток рассматриваемой территории они достигают 20—30%. Это объясняется, по-видимому, тем, что при подекадном подсчете d_E за сезон учитываются все без исключения короткие периоды (декады) с высокими значениями d_E , в то время как при определении d_E в целом за сезон высокие d_E за отдельные периоды компенсируются малыми их значениями в другие

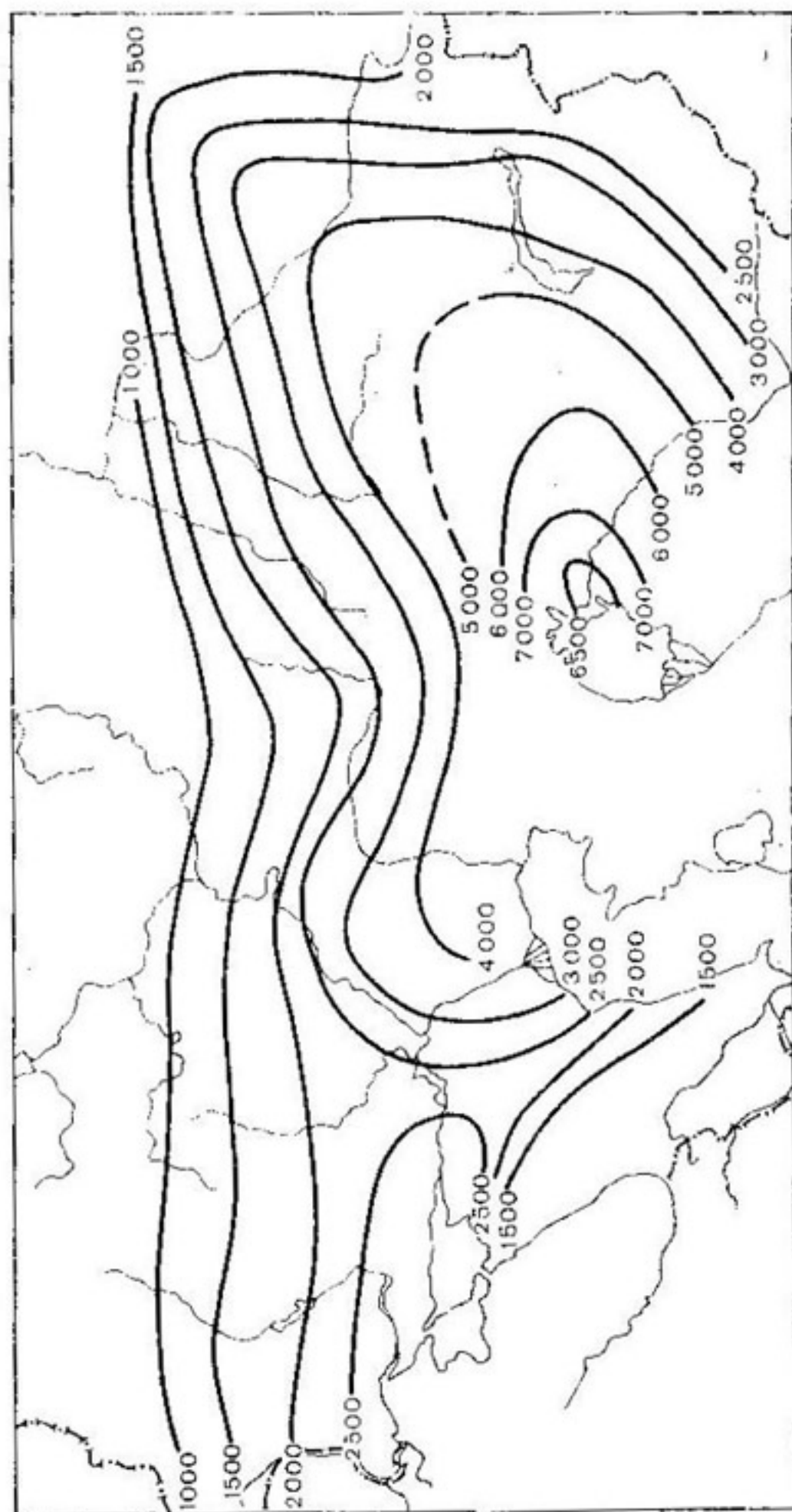


Рис. 87. Схематическая карта изолиний среднегодовых величин недостатка водопотребления яровой пшеницы за период вегетации.

Усл. обозн. на рис. 86.

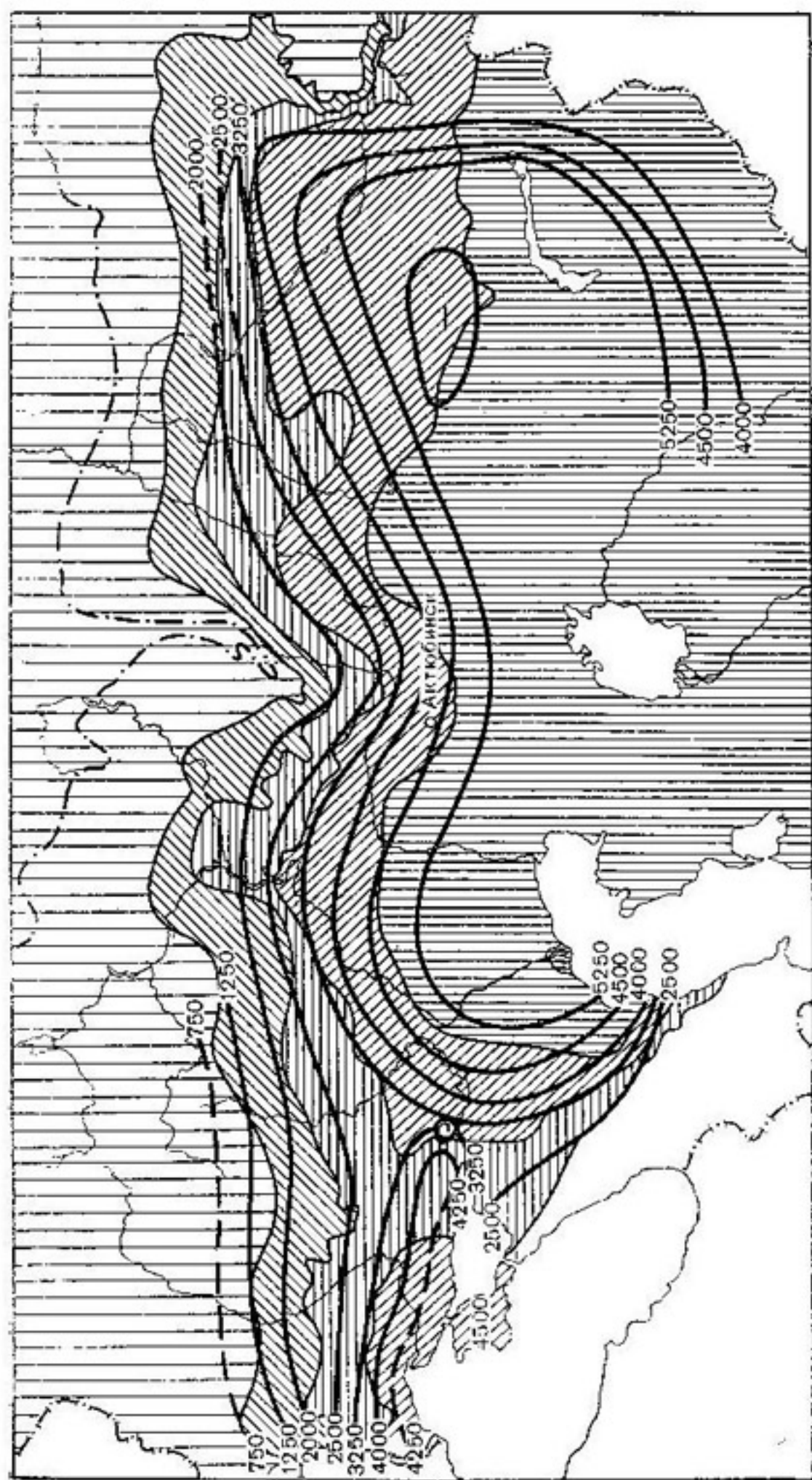


Рис. 88. Схематическая карта изолиний среднегодовых величин недостатка водопотребления кукурузы за период вегетации

Усл. обозн. на рис. 86.

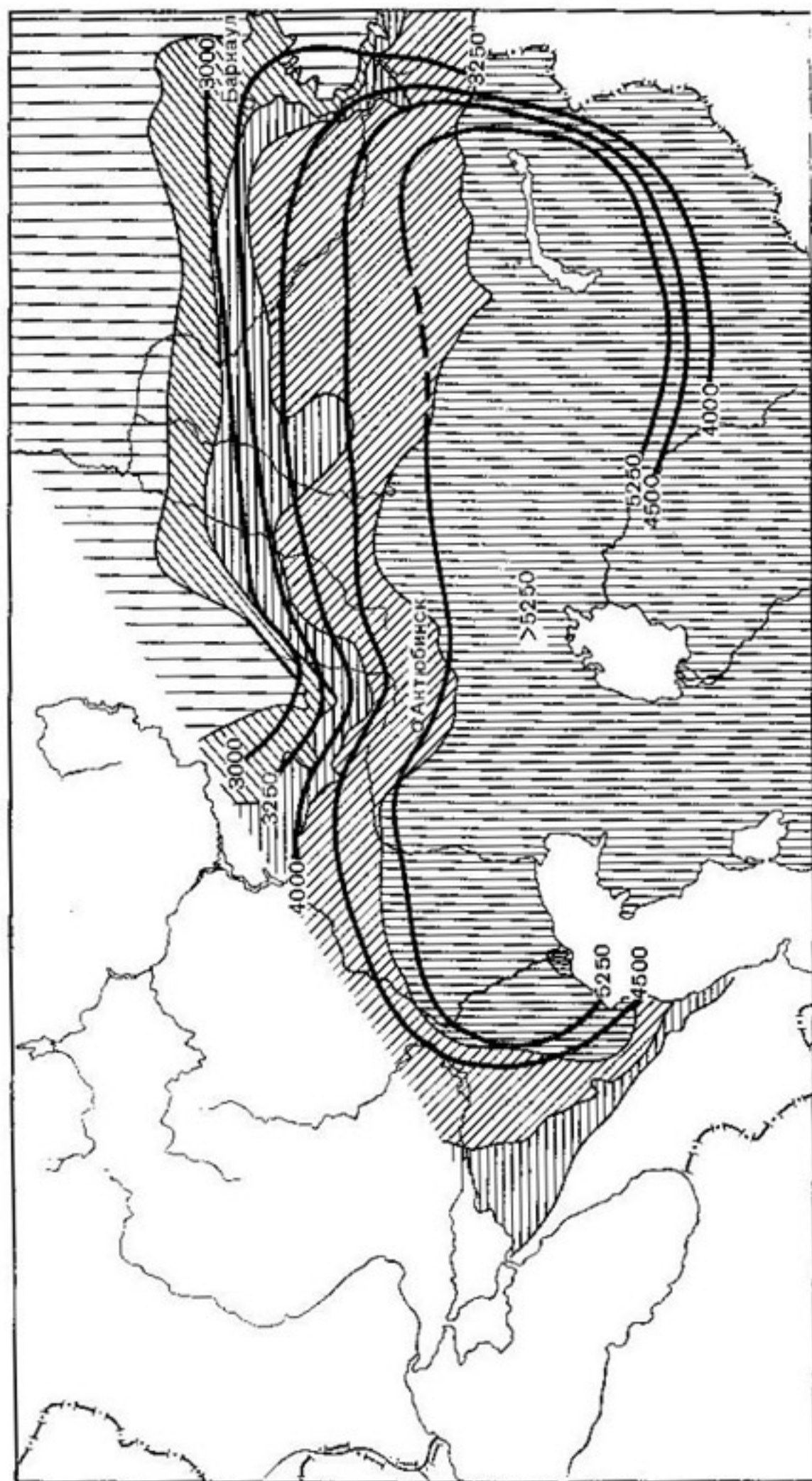


Рис. 89. Схематическая карта изолиний «среднегодовых величин недостатка водопотребления многолетних сеяных трав за май—август.

Усл. обозн. на рис. 86.

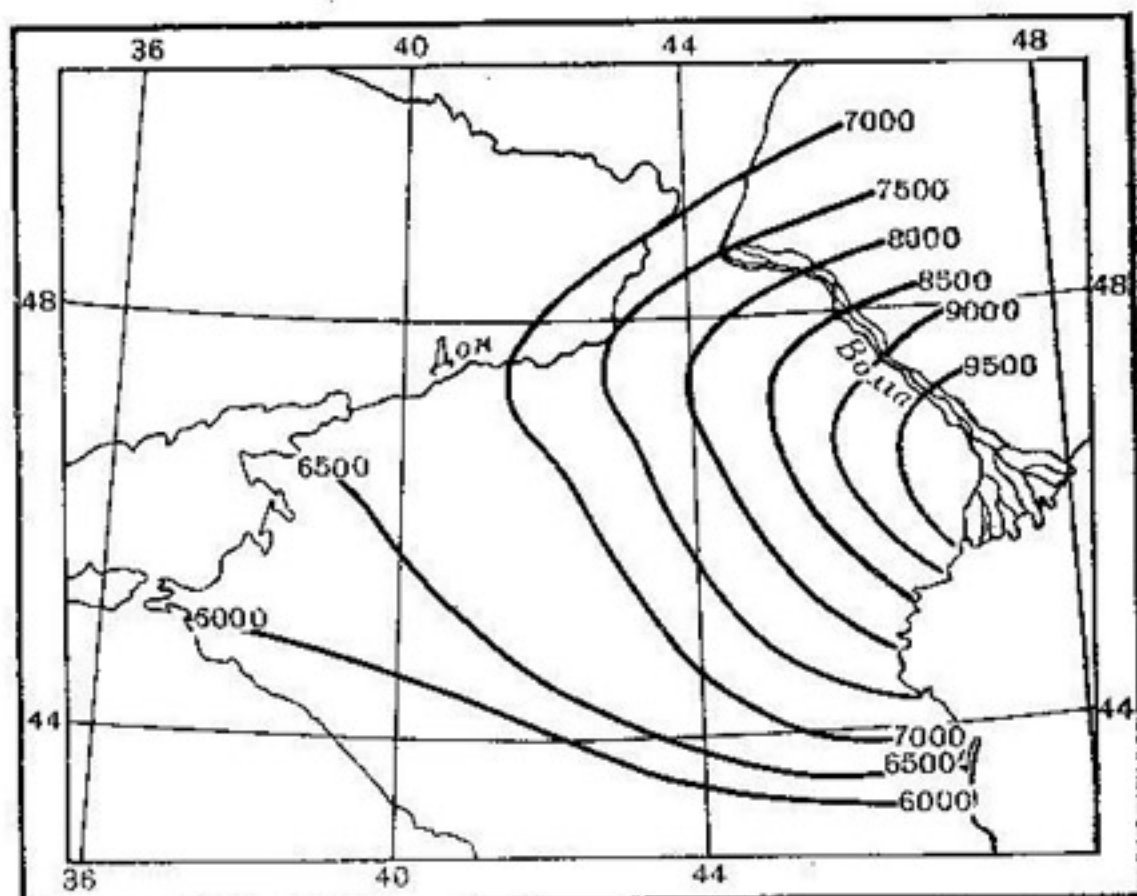


Рис. 90. Схематическая карта изолиний среднеголетних величин недостатка водопотребления риса за период вегетации.

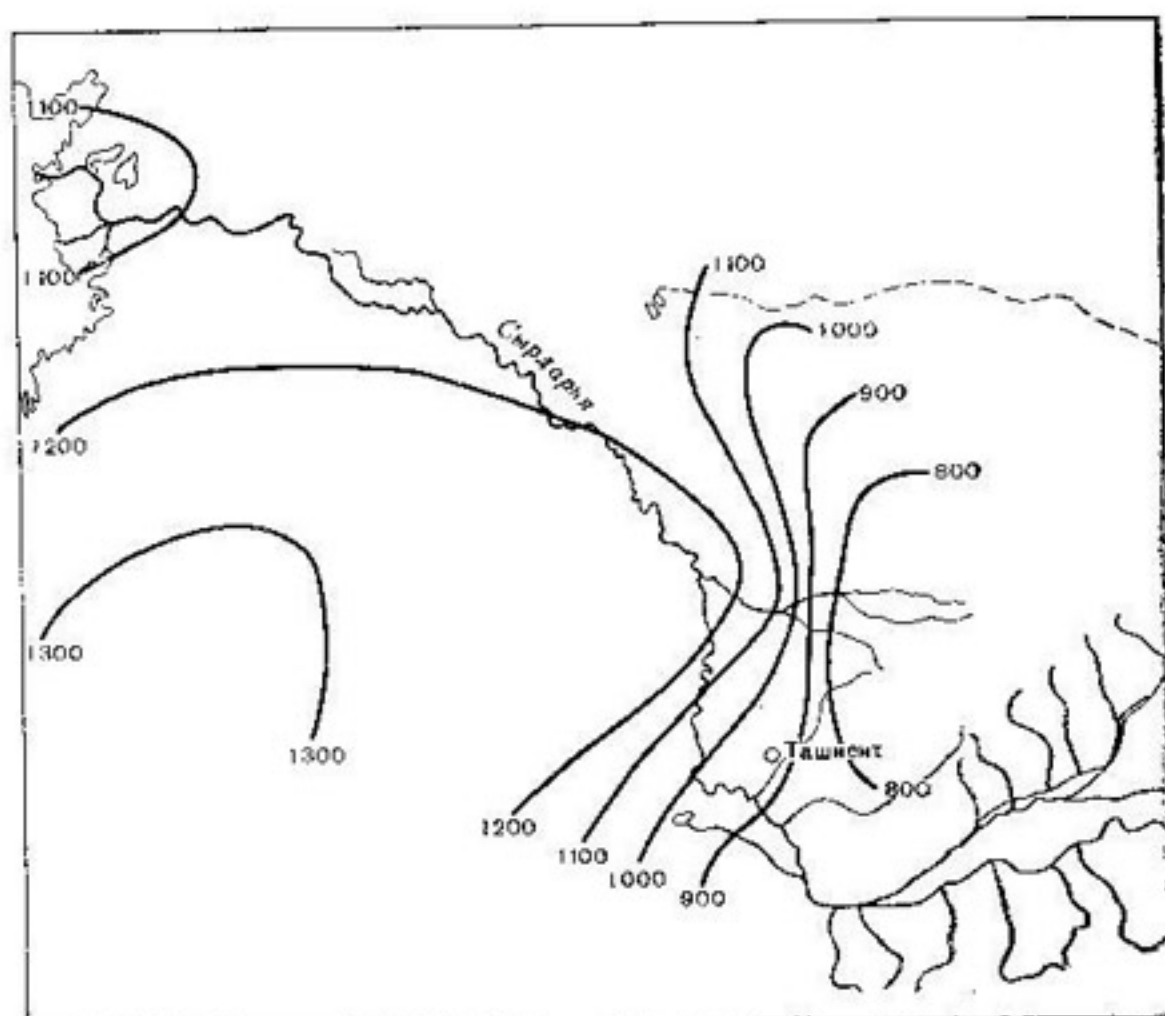


Рис. 91. Среднеголетние величины недостатков водопотребления за период вегетации хлопчатника (мм).

периоды. По мере возрастания континентальности климата этот эффект усиливается.▼

Переход от нормы $\bar{d}_E$ к недостаткам водопотребления любой другой обеспеченности можно осуществлять по графикам, представленным на рис. 97. Такие графики строятся для каждого физико-географического (мелиоративного) района.

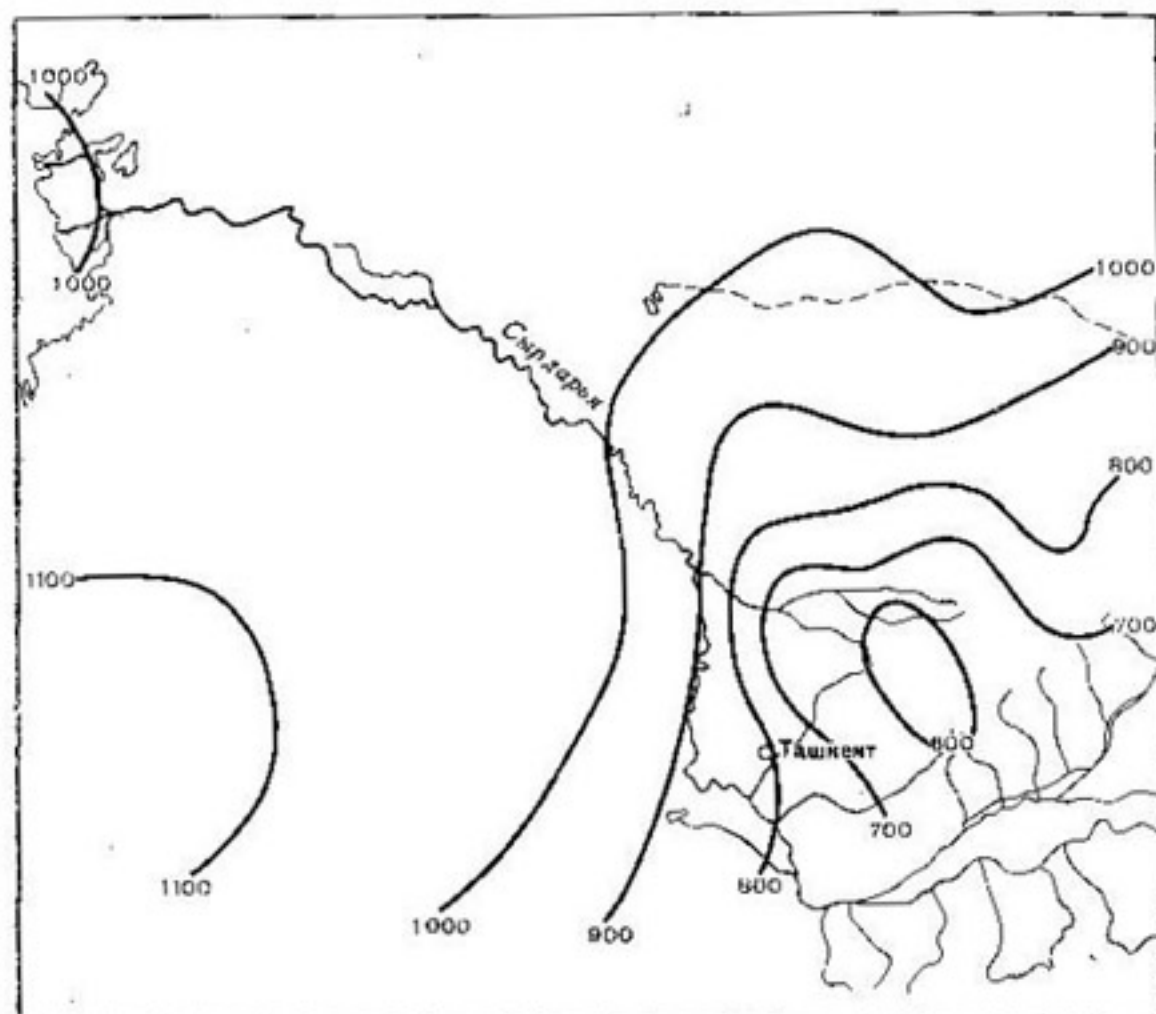


Рис. 92. Среднегодовые величины недостатков водопотребления за период вегетации сахарной свеклы (мм).

Недостатки водопотребления заданной обеспеченности $d_{E, P}$ можно определять и другим известным способом по формуле

$$d_{E, P} = \bar{d}_E (1 - C_v P),$$

где P — обеспеченность в долях единицы; $\bar{d}_E$ — среднегодовая величина недостатка водопотребления, вычисляемая из ряда или снимаемая с соответствующей карты $\bar{d}_E$; C_v — коэффициент вариации недостатков водопотребления, определяемый по аналогии.

В том и другом случаях следует иметь в виду, что недостатки водопотребления, а также C_v зависят от высоты местности.

Предлагаемые карты позволяют сделать ряд важных для сельскохозяйственного производства выводов.

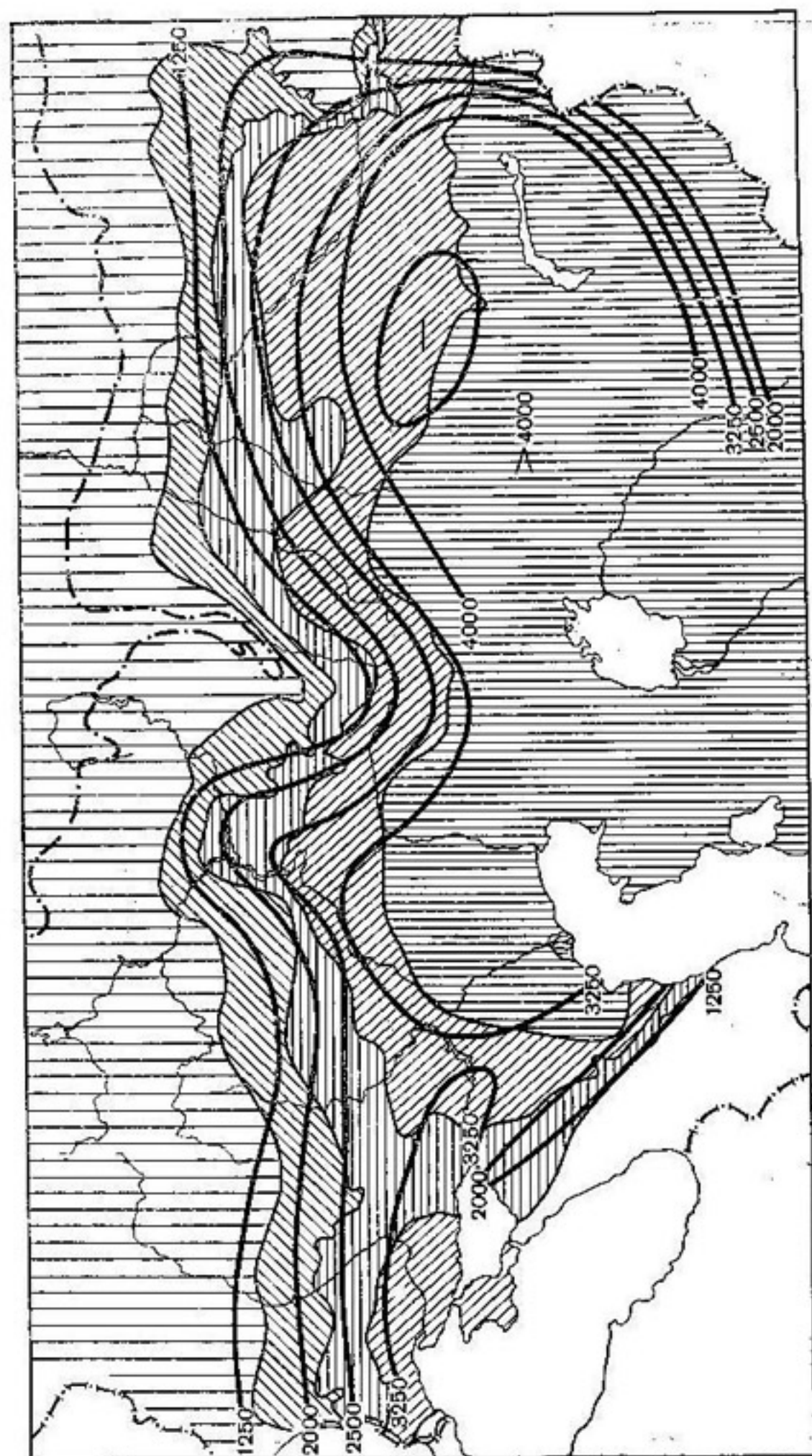


Рис. 93. Схематическая карта изолиний недостатка водопотребления озимой пшеницы 25%-ной обеспеченности за период вегетации.

Усл. обозн. на рис. 86.

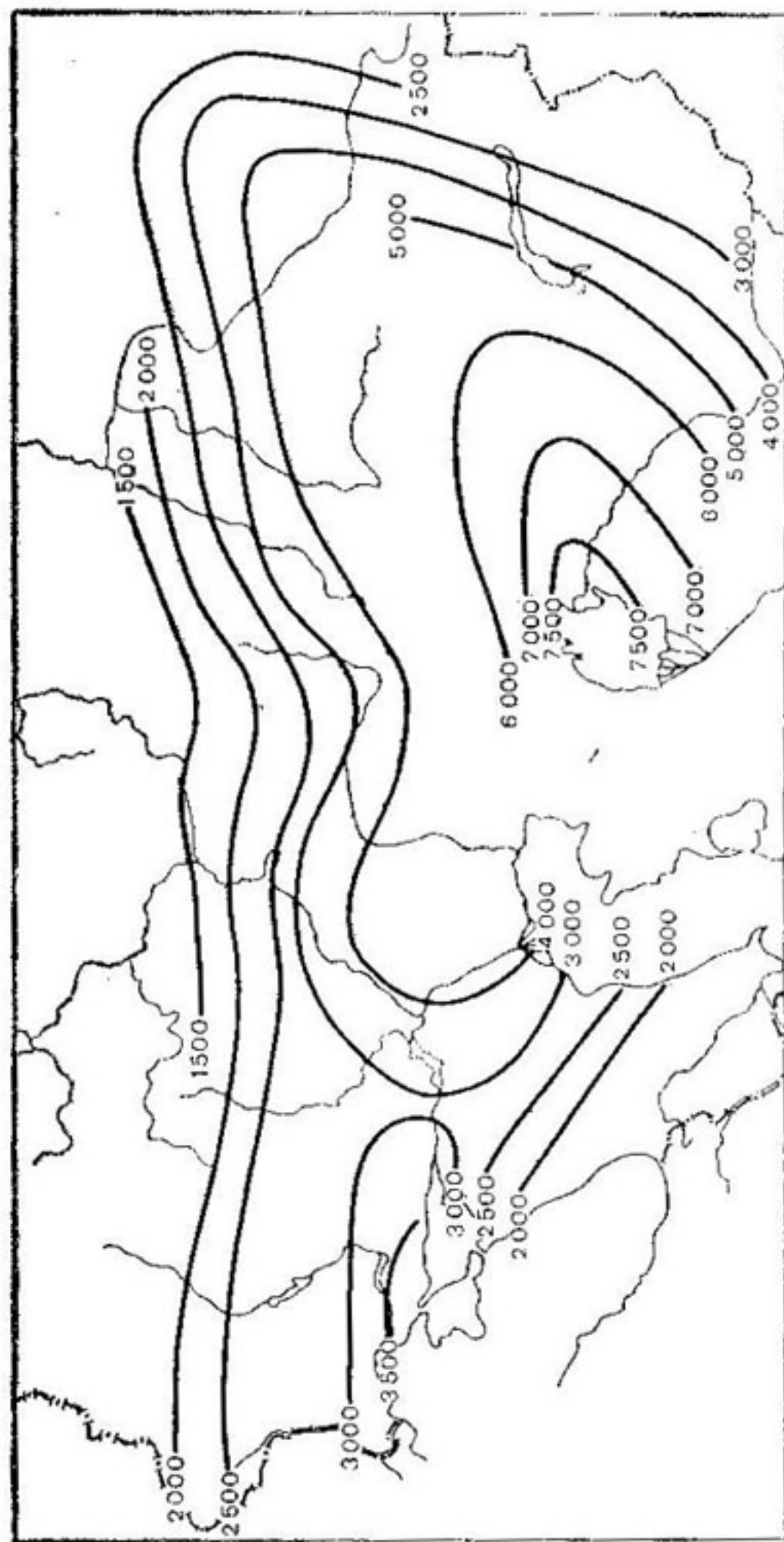


Рис. 94. Схематическая карта изолиний недостатка водопотребления яровой пшеницы 25%-ной обеспеченности за период вегетации.

Усл. обозн. на рис. 86.

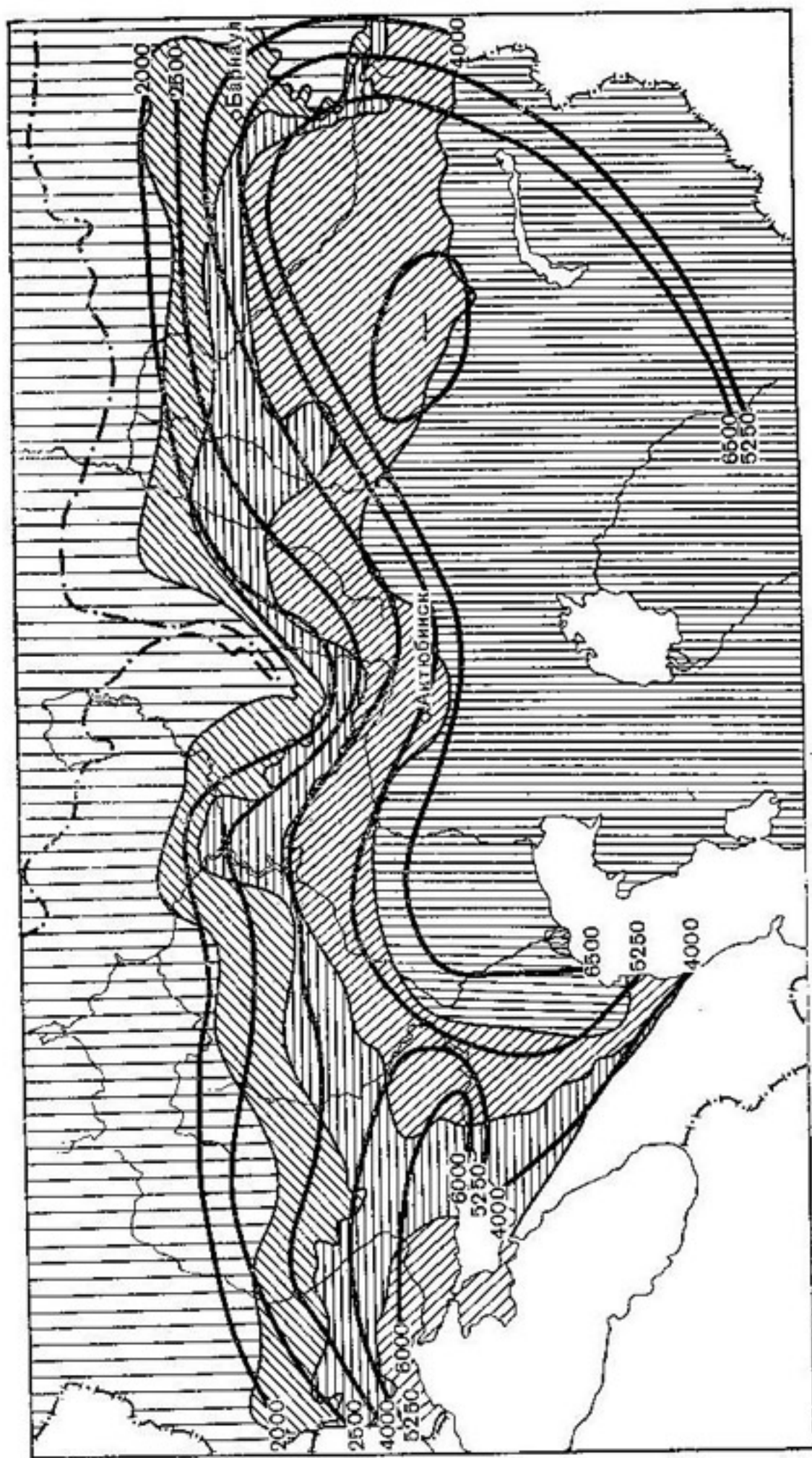


Рис. 95. Схематическая карта изолиний недостатка водопотребления кукурузы 25%-ной обеспеченности за период вегетации.

Усл. обозн. на рис. 86.

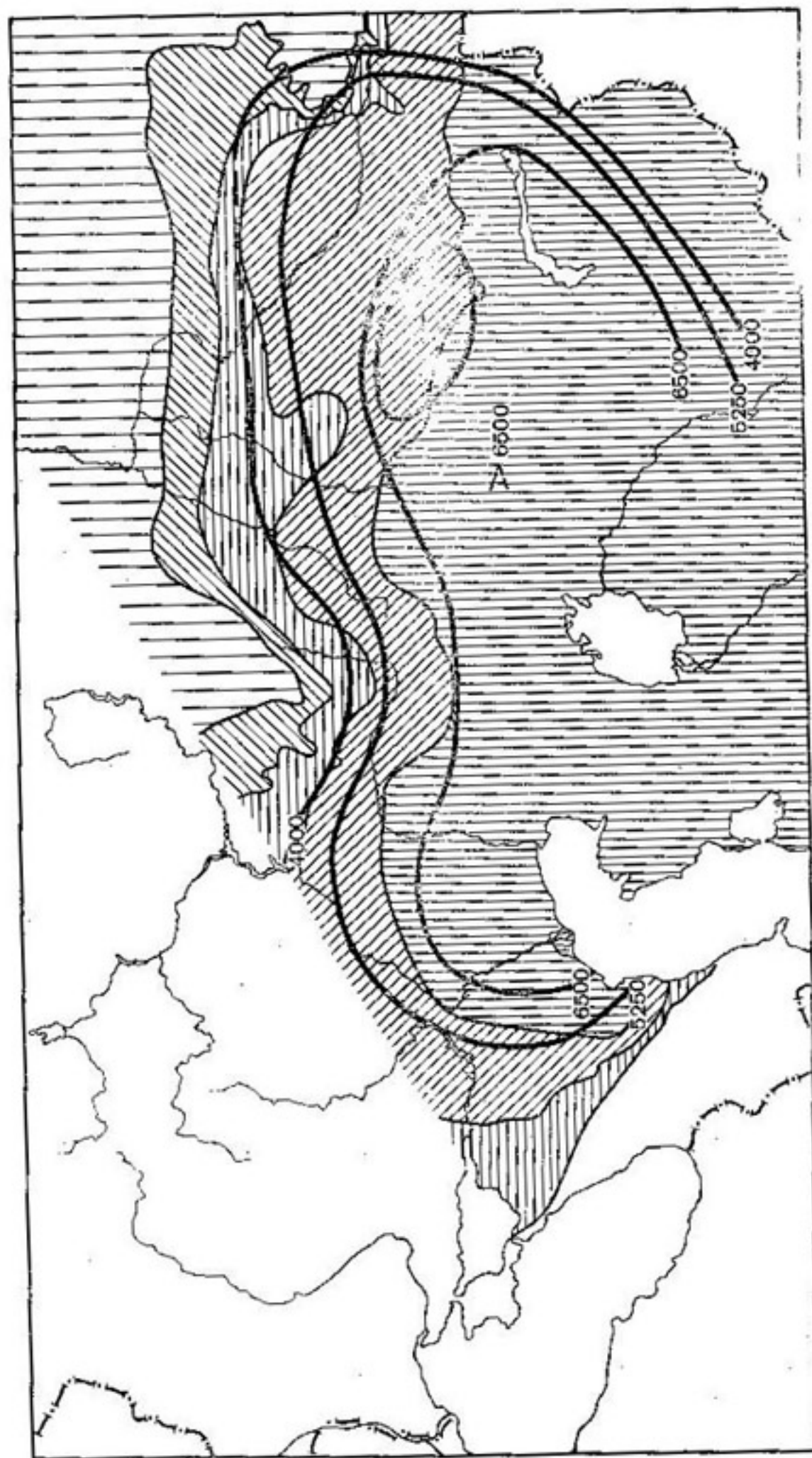


Рис. 96. Схематическая карта изолний недостатка подпогрева риса 25%-ной обеспеченности за май—август.
Усл. обозн. см. рис. 86.

Исследования и расчеты недостатков водопотребления различных сельскохозяйственных культур по конкретным (декадным, месячным и за сезон) интервалам времени показали, что рассчитанные нами значения этих величин существенно выше тех недостатков, которые обычно определяются по отношению среднегоголетних атмосферных осадков к испаряемости и дефициту влажности воздуха без учета конкретного состояния весеннего увлажнения почвы к началу посева культур, распределения осадков в период вегетации и интенсивности влагообмена в зоне аэрации.

В результате такого анализа выяснилось, например, что в лесостепной зоне, неоправданно считающейся зоной достаточного естественного увлажнения (где действительно в среднемноголетнем разрезе годовые суммы осадков близки к величине потребления влаги колосовыми зерновыми), в большом числе лет в наиболее ответственные для формирования урожая фазы развития растений наблюдаются весьма значительные недостатки влаги, снижающие урожай в 2 и даже в 3 раза.

В степной зоне эти недостатки сказываются еще сильнее и иногда приводят к полной гибели урожая.

По признаку недостатков водопотребления сельскохозяйственных культур территорию земледельческой зоны Советского Союза можно разделить на две крупные области: область достаточного увлажнения, куда входит лесная зона (I), и область недостаточного увлажнения, куда относятся лесостепная (II), степная (III), полупустынная (IV) и пустынная (V) зоны.

В лесной зоне наблюдается, как правило, избыток влаги в почве; величины недостатков водопотребления зерновых культур за период вегетации в многолетнем разрезе здесь близки к нулю, однако в засушливые годы они достигают 600—1000 м³/га. Эти недостатки водопотребления образуются чаще всего на супесчаных и суглинистых почвах (при относительно глубоком залегании грунтовых вод) в отдельные короткие (декада, месяц) бездождные периоды.

Следовательно, в лесной зоне сельскохозяйственное производство нуждается в отдельные годы в двойном регулировании увлажнения почвы (весной и осенью воду надо отводить, а в жаркие периоды — почву орошать).

В лесостепной зоне в северных районах климатические условия и условия увлажнения близки к условиям лесной, влажной зоны. Вместе с тем в районах южной половины зоны даже наименее требовательные к влаге зерновые культуры в среднесухой год 25%-ной обеспеченности недополучают 46—49% влаги, необходимой для получения нормальных урожаев, что соответствует недостатку водопотребления в 2400 м³/га для озимых и в 2600 м³/га для яровых культур.

В северной половине зоны этот недостаток составляет 1250 м³/га для озимых культур и 1300 м³/га для яровых.

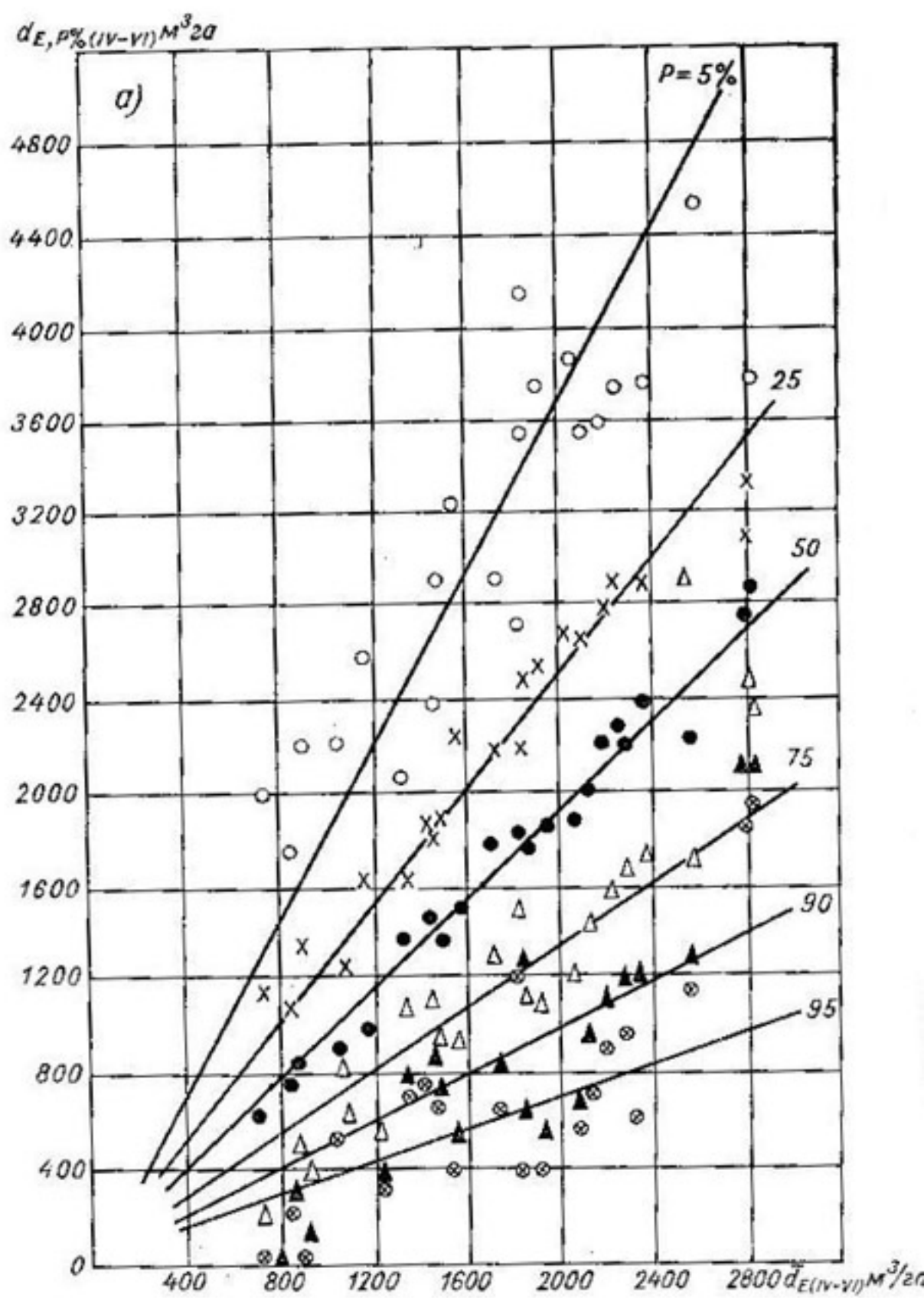
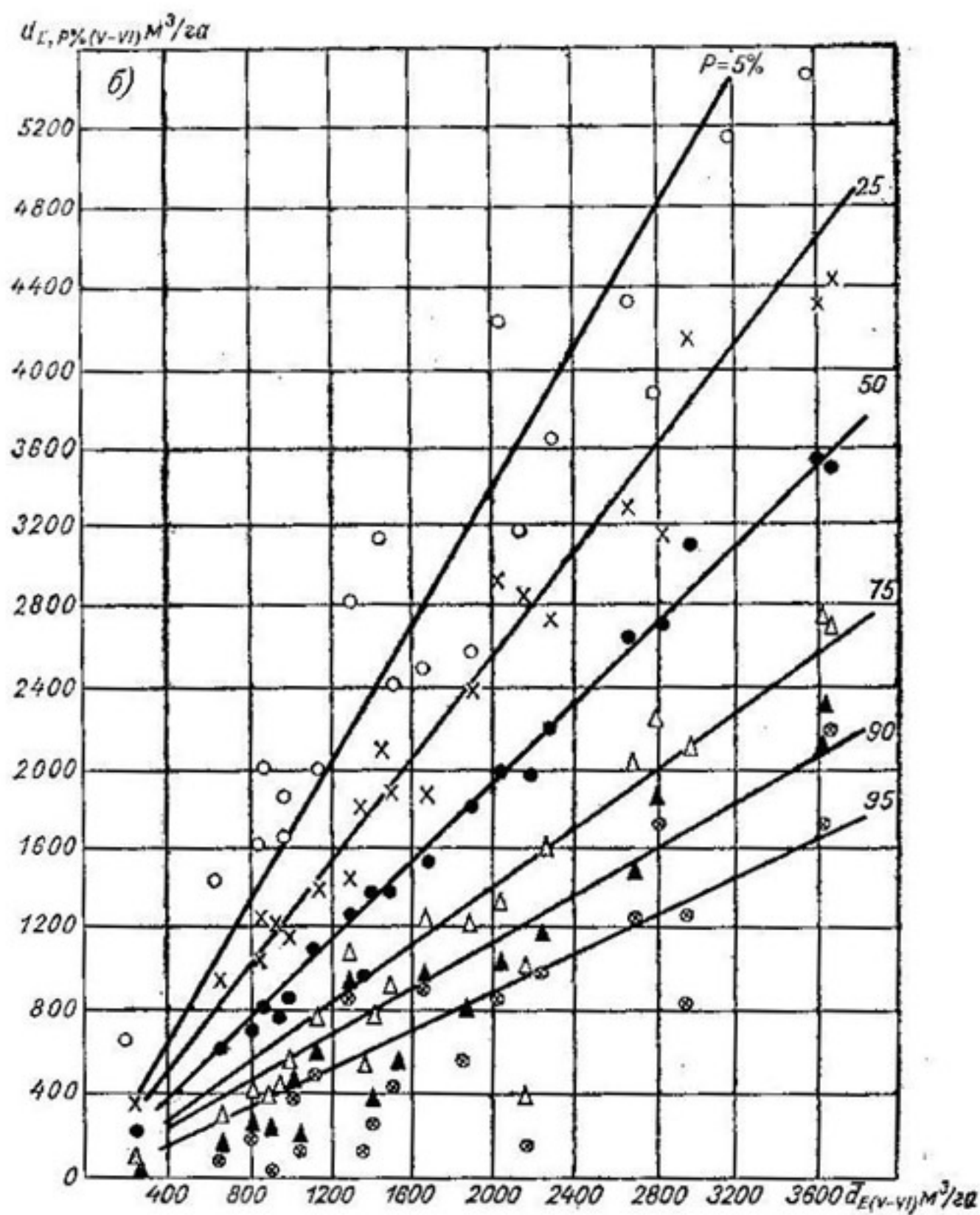


Рис. 97. Графики для перехода от среднеголетних величин недообеспечен

а — озимая пшеница (юг Украины и Северный Кавказ);



статков водопотребления $\bar{d}_E$ к недостаткам водопотребления различной
ности $d_{E, P\%}$.

б — яровая пшеница (Поволжье).

Величины недостатков водопотребления и влияние их на формирование урожая зерновых культур и трав в различных агро-климатических условиях приводятся ниже.¹

Недостатки водопотребления озимой пшеницы по паровому клину за период вегетации (без осеннего периода вегетации)

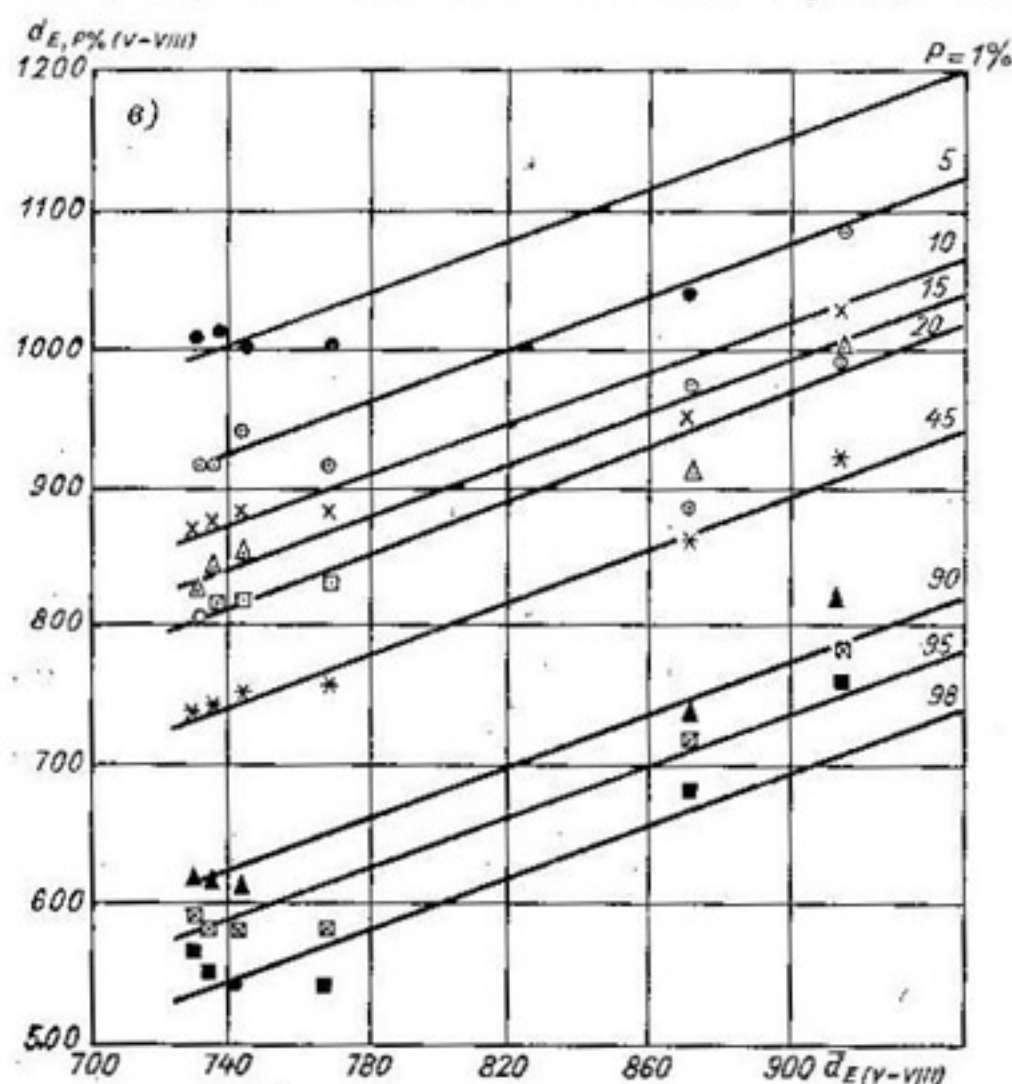


Рис. 97.

а — рис (Северный Кавказ, Ростовская, Волгоградская и Астраханская области).

25%-ной обеспеченности представлены на рис. 93, а средние многолетние недостатки $\bar{d}_E$ на рис. 86.

В целом по югу земледельческой зоны Советского Союза величины недостатков водопотребления в среднесухие годы 25%-ной обеспеченности составляют от 1250 м³/га в северных районах лесостепной зоны до 4000 м³/га в пустыне. В степной зоне они равны 2000—2500 м³/га, в сухостепной — 3250—4000 м³/га.

Применение искусственного орошения в указанных областях позволяет повысить урожай озимой пшеницы до 30—35 ц/га.

В восточных областях Казахстана (Павлодарская, Семипалатинская) недостатки водопотребления в среднесухие годы дости-

¹ Следует заметить, что возделывание озимых культур в Поволжье, Казахстане и Западной Сибири лимитируется условиями перезимовки [48, 241, 278].

гают 3500—4000 м³/га, а в средневлажные годы снижаются до 1500 м³/га. В Поволжье недостатки водопотребления озимой пшеницы в среднесухой год 25%-ной обеспеченности составляют от 1250 до 4000 м³/га. На территории Татарской АССР они равны 1250—2300 м³/га. Здесь на севере республики зерновые культуры недополучают влаги 46—50%, а на юге около 60%. В средние по увлажнению годы недостатки водопотребления снижаются всего лишь на 25—30%.

Такие большие недостатки водопотребления в этих сравнительно северных районах объясняются преобладанием почв, плохо удерживающих влагу.

Применение искусственного орошения в Северном Поволжье позволяет повысить урожай зерновых культур до 40 ц/га. Однако, поскольку здесь орошение для зерновых культур требуется не каждый год (во влажные и средневлажные годы недостатки водопотребления не превышают 500—800 м³/га), то, очевидно, применять его в ближайшее время целесообразно в ограниченных размерах на лучших и наиболее подходящих для орошения землях.

На юге Куйбышевской, в Саратовской и Волгоградской областях недостатки водопотребления в среднесухие годы 25%-ной обеспеченности достигают 2500—3250 м³/га. В этих областях сельскохозяйственные культуры недополучают 55—65% влаги.

В засушливых районах юго-восточного Поволжья недостатки влаги достигают 4000 м³/га. Зерновые культуры недополучают здесь свыше 70% влаги. В годы 50%-ной обеспеченности недостатки водопотребления в этих районах составляют 2500—2800 м³/га.

Таким образом, недостатки водопотребления в Среднем и Южном Поволжье носят весьма устойчивый характер и ликвидация их возможна только лишь с помощью орошения. Здесь целесообразно, очевидно, организовать регулярное орошение зерновых культур, что позволит получать устойчивые урожаи до 40 ц/га против современных 6—8 ц/га.

При этом необходимо иметь в виду, что в материнских породах и грунтовых водах на большей части территории Поволжья распространены щелочные породы и содовые воды. При подъеме поверхности грунтовых вод, который может произойти в результате орошения, здесь может возникнуть вторичное содовое засоление. Такой неблагоприятный процесс уже имеет место на некоторых участках действующих оросительных систем. Известно, что мелиорация почв с содовым засолением представляет большие трудности и требует крупных затрат и времени на промывки. Здесь важно строгое, физически обоснованное нормирование режима орошения, которое в сочетании с эффективным дренажом обеспечит поддержание уровней грунтовых вод на глубине, исключаяющей подъем солей в верхний (корнеобитаемый) слой зоны аэрации.

Весьма неблагоприятные условия увлажнения почвы в период вегетации озимых культур наблюдаются также в степной и сухо-

степной зонах Украины и Молдавии. Недостатки водопотребления в среднесухой год 25%-ной обеспеченности в этих районах составляют 2500—3250 м³/га, т. е. около 70% нормы оптимального водопотребления. Средне многолетние величины недостатка равны 2200—2500 м³/га, или 60% оптимального водопотребления. Урожайность озимой пшеницы на орошаемых полях достигает 45 ц/га, а на неорошаемых она равна в среднем около 17 ц/га, т. е. в два с лишним раза ниже, чем на орошаемых.

На Северном Кавказе, включая и южные районы Ставропольского края, имеют место сравнительно благоприятные условия для возделывания зерновых культур; недостатки водопотребления в среднесухой год равны 1250—2000 м³/га, т. е. около 55% оптимального водопотребления. Средне многолетние величины недостатков равны 1000—1300 м³/га, т. е. менее 50% оптимального водопотребления. Орошение зерновых культур здесь также дает значительный эффект; на орошаемых полях урожаи достигают 45 ц/га, а на неорошаемых в среднем равны 18—20 ц/га.

Необходимо отметить, что посевы озимой пшеницы страдают от недостатка влаги не только в весенне-летний период вегетации, но и в осенний. Особенно острый недостаток влаги наблюдается к началу сева озимых.

По данным С. А. Вериги и Л. А. Разумовой [48], средне многолетние запасы продуктивной влаги в районах, расположенных по линии Кировоград—Полтава—Омск—Барнаул—Семипалатинск, в пахотном слое составляют всего 20 мм и менее, а в метровом — менее 100 мм и даже менее 50 мм. Это значит, что к началу сева озимых недостатки влаги (до уровня наименьшей влагоемкости, принимаемой за оптимум) равны 800—1300 м³/га, а для среднесухих лет — 1200—1500 м³/га. Из-за сухости почвы в этих районах происходит задержка всходов озимых.

Южнее Саратова, Уральска, Целинограда запасы влаги в метровом слое менее 50 мм, а в среднесухие годы даже менее 25 мм. Здесь недостатки влаги к началу сева превышают 1300 м³/га, что еще в большей степени затрудняет произрастание озимых. Поэтому на рассматриваемой территории целесообразно применять влагозарядковые поливы.

В период весеннего роста озимые также страдают от недостатка влаги, хотя и в меньшей мере, чем осенью; особенно существенные недостатки влаги наблюдаются на юго-востоке ЕТС, в Казахстане, Западной Сибири.

В период формирования зерна влагозапасы в этих районах снижаются в среднем до 50 мм, а в отдельные годы до 25 мм и менее. В самых южных областях продуктивные влагозапасы в период вегетации озимых снижаются нередко до нуля.

Условия увлажнения почвы под яровой пшеницей в целом хуже, чем под озимой. Однако к началу сева ранних яровых, в противоположность озимым, на большей части земледельческой зоны СССР пахотный слой почвы вследствие впитывания талых вод

бывает хорошо увлажнен и обеспечивает в общем благоприятные условия всходов. В южных районах (зона IV) условия предпосевного увлажнения почвы существенно хуже (50—100 мм в метровом слое) [48].

В отдельные годы влагозапасы к началу сева здесь не достигают даже 50 мм. Поэтому всходы яровых слабо обеспечены влагой; недостатки влаги здесь составляют 800—1300 м³/га. В районе Кировограда, Воронежа, Ульяновска, Омска недостатки влаги по отношению к наименьшей влагоемкости составляют 300—800 м³/га, а в среднесухие годы они достигают 600—1100 м³/га.

После появления всходов запасы продуктивной влаги в степной и сухостепной зонах (юг и юго-восток Европейской территории СССР, Казахстан, Кулундинская степь) в пахотном горизонте уменьшаются до 22 мм и ниже, вследствие чего уже с весны наблюдается гибель яровых или слабое укоренение их, не обеспечивающее в дальнейшем нормального развития растений [48, 156, 196].

В период формирования колоса и цветка на территории, расположенной южнее Харькова, Казани, Оренбурга, Кургана, Новосибирска, запасы влаги в метровом слое значительно ниже 100 мм. В сухостепной зоне ЕТС (Ставрополье, Крым) запасы влаги менее 80—50 мм, что весьма неблагоприятно сказывается на посевах и резко снижает урожай.

В Нижнем Поволжье, в сухостепной части Казахстана, в Кулунде влагозапасы намного меньше 50 мм, в результате чего посеvy ощущают острый недостаток влаги и снижают урожай. В период налива зерна влагозапасы в указанных районах еще ниже. Нередки годы, когда влажность почвы в пахотном слое снижается до влажности завядания, что при отсутствии влаги в более глубоких слоях приводит к гибели растений.

Основной причиной неблагоприятных условий увлажнения в период вегетации зерновых является выпадение недостаточного количества атмосферных осадков. Среднегодовое количество осадков за май, июнь и июль (период вегетации зерновых культур) по линии Волгоград—Уральск—Оренбург—Караганда равно 100 мм. В Кировограде, Полтаве, Пензе, Кургане, Омске осадки не превышают 150 мм, что составляет всего 30—40% нужного количества осадков, конечно, недостаточного для удовлетворения потребности зерновых культур во влаге. Кроме того, неравномерное распределение их в период вегетации усугубляет недостаток влаги, так как длительные бездождные периоды, что часто бывает в условиях континентального климата, приводят к пересыханию почвы, угнетению растений и снижению урожая даже при достаточном количестве влаги в целом за весь период вегетации.

Карта распределения недостатков водопотребления яровой пшеницы (посеянной по зяблевой пахоте или по парам) за период вегетации для среднесухого года 25%-ной обеспеченности представлена на рис. 94, а средние многолетние $\bar{d}_E$ — на рис. 87.

Рассматривая карту, можно заметить, что величина недостатков водопотребления яровой пшеницы на большей части юга земледельческой зоны страны (особенно в степной и лесостепной зонах) на 10—20% выше, чем недостатки водопотребления озимой пшеницы. Поэтому посевы яровой пшеницы почти ежегодно вегетируют в существенно худших условиях увлажнения почвы, чем озимые, что отрицательно сказывается на формировании урожая этой культуры.

В целом по югу земледельческой зоны СССР недостатки водопотребления яровой пшеницы в среднесухой год 25%-ной обеспеченности составляют 1500—7000 м³/га. В лесостепной (II) зоне они равны 1500—2500 м³/га, а в пустынной (V) и полупустынной (IV) зонах достигают 7000 м³/га.

Наиболее засушливыми районами являются Казахстан и Поволжье. На севере Казахстана (Северо-Казахстанская, Кокчетавская, Кустанайская области) недостатки водопотребления в среднесухой год 25%-ной обеспеченности равны 2500—5000 м³/га. Иными словами, влагообеспеченность яровой пшеницы составляет 35% оптимального водопотребления. В подобных условиях увлажнения, как известно, урожаи практически не превышают количества посеянных семян. В годы 50%-ной обеспеченности недостатки водопотребления снижаются всего на 25—30% и составляют на территории северных областей Казахстана 2000—4000 м³/га. Таким образом, в среднемноголетнем разрезе посевы яровой пшеницы на территории северных областей Казахстана обеспечены влагой всего на 38—50%. Даже в средневлажные годы 75%-ной обеспеченности яровая пшеница обеспечена влагой только на 50—58%.

Нетрудно видеть, что при столь неудовлетворительном естественном увлажнении эффект от искусственного орошения в этих районах оказывается весьма значительным; урожаи яровой пшеницы при орошении составляют около 30—35 ц/га, что в 3—4 раза выше, чем на неполивных землях [196].

В юго-восточных областях Казахстана (Павлодарская, Семипалатинская) условия увлажнения почвы в период вегетации яровой пшеницы еще хуже. Здесь недостатки влаги в среднесухой год составляют 4000—5000 м³/га. В средние по увлажнению годы недостатки водопотребления снижаются на 25—30% и составляют 3500—4000 м³/га, т. е. 61—70% оптимального водопотребления.

Недостатки водопотребления в западных областях Казахстана по величине близки к недостаткам в восточных областях.

В областях Южного Казахстана недостатки водопотребления всегда высокие и устойчивые; на равнинных территориях они равны около 7000 м³/га, а в горных (в долинах и на плато) снижаются до 3000 м³/га. На равнинной территории культивирование яровых культур, впрочем, как и других сельскохозяйственных растений, без орошения практически невозможно. В пред-

горных районах богарное земледелие дает также весьма низкий эффект.

Весьма засушливой областью и трудной для возделывания яровых культур является Поволжье.

В Саратовской области недостатки водопотребления в среднесухой год 25%-ной обеспеченности составляют 3000—4000 м³/га, т. е. свыше 70% оптимального водопотребления. В средний по увлажнению год они снижаются до 2500 м³/га. Даже в средневлажные годы 75%-ной обеспеченности недостатки водопотребления составляют 1200—1500 м³/га. И лишь в очень влажные годы, которые здесь встречаются 1—2 раза в 10 лет (т. е. около 90% обеспеченности), недостатки водопотребления снижаются до 1000 м³/га.

На орошаемых землях, где недостаток влаги ликвидируется почти полностью, урожай достигают 33—38 ц/га и более.

В среднесухие годы на богаре урожай не превышает 5—6 ц/га. В среднем по Саратовской области урожай в колхозах и совхозах составляет около 10 ц/га. Таким образом, урожайность зерновых при орошении повышается в 3—4 раза.

Южные области Поволжья, а также Калмыцкая АССР относятся к весьма сухим районам. Здесь недостатки водопотребления 25%-ной обеспеченности достигают 3000—4000 м³/га, т. е. почти равны оптимальному водопотреблению.

В годы 50%-ной обеспеченности они снижаются до 2500—3000 м³/га, что составляет около 82% оптимального водопотребления. И только во влажные годы (95%-ной обеспеченности), которые здесь встречаются не чаще чем 1 раз в 8—10 лет, недостатки водопотребления снижаются до 1000 м³/га. На орошаемых землях урожай достигают 35—40 ц/га, а средние урожай на неполивных землях составляют всего 6—7 ц/га. Таким образом, урожайность при орошении увеличивается более чем в 4 раза.

Южные области Украины, Молдавии, Ростовская область также характеризуются весьма высокими недостатками водопотребления; в среднесухие годы 25%-ной обеспеченности они составляют 3250 м³/га, т. е. 75% оптимального водопотребления. В годы 50%-ной обеспеченности недостатки снижаются до 2500 м³/га, во влажные годы 95%-ной обеспеченности — не превышают 800—900 м³/га. Урожай на орошаемых землях достигают 40—42 ц/га, а на богаре порядка 17 ц/га, т. е. в два с лишним раза ниже, чем на орошаемых.

Северные (лесостепные) районы Украины также характеризуются относительно высокими недостатками водопотребления (для среднесухого года порядка 2000 м³/га), но они здесь в меньшей мере сказываются на урожайности сельскохозяйственных культур, чем, например, в районах Северного Казахстана или Западной Сибири. Дело в том, что на Украине указанные величины недостатка водопотребления составляют всего 28—30% оптимального водопотребления; в Казахстане удельный вес этих

недостатков (при одних и тех же их абсолютных размерах) поднимается уже до 60% оптимального водопотребления.

Более благоприятным районом для возделывания яровой пшеницы, так же как и для озимой, кроме лесостепной и северной части степной зоны Украины, является Северный Кавказ, включая южные районы Ставропольского края. Однако и в этом районе недостатки водопотребления в среднесухой год равны 2000 м³/га, т. е. 50% оптимального водопотребления. В годы 50%-ной обеспеченности недостатки водопотребления снижаются до 1500 м³/га.

Зона возделывания кукурузы на зерно, по данным Ю. И. Чиркова [278], ограничена с севера линией, проходящей через города Ровно, Воронеж, Куйбышев, Оренбург. Южнее этой линии созревание зерна среднеранних и гибридных сортов кукурузы типа «воронежская 76», «буковинский 1» обеспечивается по температурным условиям лишь в 80% лет. В районах Южного Урала, юга Западной Сибири и Северного Казахстана из-за ранних осенних заморозков обеспеченность созревания этих сортов составляет 35—60%. Здесь могут вызревать лишь наиболее скороспелые сорта.

Возделывание среднеспелых и позднеспелых наиболее урожайных сортов кукурузы обеспечено теплом преимущественно в засушливой зоне, где урожайность зерна и растительной массы кукурузы лимитируется в основном ресурсами влаги, за исключением западных областей Украины, предгорных районов Северного Кавказа и субтропических районов Закавказья, обеспеченных в достаточной мере и влагой и теплом.

Среднее количество осадков за период вегетации кукурузы в западных районах Украины и в предгорных районах Северного Кавказа превышает 400 мм, а в Нижнем Поволжье оно меньше 150 мм. К юго-востоку от линии Измаил—Днепропетровск—Куйбышев обеспеченность ресурсов влаги в 80% лет составляет только 250 мм. К востоку и юго-востоку от линии Кизляр—Цимлянск—Саратов—Бузулук обеспеченность ресурсов влаги в 80% лет всего 150 мм.

Таким образом, почти во всех районах возделывания кукурузы эта культура страдает от недостатка влаги. В сухостепной зоне недостаток влаги настолько велик, что возделывание кукурузы становится практически невозможным.

На рис. 95 показано распределение недостатков водопотребления кукурузы на зерно за весь период вегетации для среднесухого года 25%-ной обеспеченности, а на рис. 88 — среднемноголетние значения $\bar{d}_E$.

На территории, расположенной севернее зоны возделывания кукурузы на зерно, изолинии недостатков водопотребления проведены по данным наблюдений на полях, занятых кукурузой, возделываемой на силос.

Как видно из рассмотрения карт, величины недостатков водопотребления кукурузы существенно выше недостатков водопотребления колосовых культур, что объясняется большей продол-

жительностью вегетационного периода кукурузы, продолжающегося с мая по август включительно.

В целом в районах возделывания кукурузы на зерно недостатки водопотребления 25%-ной обеспеченности составляют 3500—6500 м³/га. На юге лесостепной зоны и на севере степной они составляют 3500—4000 м³/га, а в полупустынной и пустынной зонах уже 6500 м³/га. Это почти вдвое больше, чем для зерновых культур.

Как и для колосовых зерновых культур, наиболее неблагоприятными сухими районами для произрастания кукурузы являются Казахстан и Поволжье.

В Казахстане в зоне возделывания кукурузы на зерно недостатки водопотребления 25%-ной обеспеченности составляют 6000 м³/га и более. В годы 50%-ной обеспеченности они снижаются до 5100—5300 м³/га, т. е. до 60—85% оптимального водопотребления. В средневлажные годы 75%-ной обеспеченности недостатки водопотребления равны 3500—4500 м³/га.

В тех областях Поволжья, где по сумме температур возможно возделывание кукурузы на зерно (Волгоградская, Саратовская и юг Куйбышевской области), недостатки водопотребления в среднесухой год 25%-ной обеспеченности составляют около 4000 м³/га, т. е. 60—70% оптимального водопотребления Куйбышевской области. В Астраханской, на юге Волгоградской и в Уральской областях, а также в Калмыцкой АССР они равны 5500—5600 м³/га. В годы 50%-ной обеспеченности недостатки водопотребления снижаются до 3250 м³/га в Куйбышевской области и до 5250 м³/га (около 85% оптимального водопотребления) на юге Волгоградской, в Астраханской и на юге Уральской областей, а также в Калмыцкой АССР.

Таким образом, как в Казахстане, так и в Поволжье возделывание кукурузы (сорго) на зерно практически нецелесообразно без орошения, поскольку естественная обеспеченность осадками в подавляющем большинстве лет менее 30—35%, что совершенно недостаточно для формирования урожая. Применение орошения в указанных районах позволяет получать урожай кукурузы (сорго) на зерно до 50—70 ц/га.

На юге Украины, в северных районах Ростовской области и юго-западных районах Волгоградской области условия для возделывания кукурузы также неблагоприятны. Недостатки водопотребления кукурузы здесь в засушливые годы составляют 5200—5800 м³/га. В годы 50%-ной обеспеченности недостатки водопотребления снижаются до 4000—4500 м³/га, или до 60—70% оптимального водопотребления. В средневлажные годы недостатки водопотребления составляют уже 40—45% оптимального водопотребления, что позволяет получать средние по величине урожаи кукурузы.

На Северном Кавказе, а также в степных районах Украины и Молдавии условия возделывания кукурузы существенно улуч-

шаются. Недостатки водопотребления в среднесухие годы в этих районах порядка 4000—4500 м³/га, т. е. около 65% оптимального водопотребления. В годы 50%-ной обеспеченности они равны 3000—3250 м³/га. Следует заметить, что, как и для колосовых зерновых культур, для кукурузы режим полива в условиях неустойчивого увлажнения, т. е. в районах юга Европейской территории СССР, северо-запада и северо-востока Казахстана, должен строиться в строгой зависимости от характера гидрометеорологических условий конкретного сезона. Так, если во влажные годы для получения высоких урожаев кукурузы достаточно одного-двух поливов с нормой 700—800 м³/га, то в сухие годы нужно пять-шесть поливов с той же нормой.

Недостатки водопотребления 25%-ной обеспеченности для люцерны на территории Казахстана представлены на рис. 96, а среднемноголетние недостатки $\bar{d}_E$ — на рис. 89. Эти недостатки вычислялись для периода май—август включительно, т. е. за промежуток времени, аналогичный периоду вегетации кукурузы.

Недостатки водопотребления люцерны по своей величине близки к недостаткам водопотребления кукурузы. Это указывает на то, что их величины зависят не столько от самой культуры, сколько от продолжительности периода ее вегетации.

В южном Казахстане недостатки водопотребления 25%-ной обеспеченности достигают 6500 м³/га (около 90% оптимального водопотребления). В предгорных районах, в долинах и на плато они снижаются до 4000 м³/га. В годы 50%-ной обеспеченности недостатки водопотребления снижаются до 5250 м³/га.

В северо-западных областях Казахстана и Поволжье недостатки водопотребления 25%-ной обеспеченности равны 4500—5500 м³/га. В годы 50%-ной обеспеченности они составляют уже 65—75% оптимального водопотребления.

На севере Казахстана недостатки водопотребления в среднесухие годы снижаются до 3000—3250 м³/га.

В целом можно сказать, что в Казахстане практически нецелесообразно возделывать люцерну без орошения. Орошение полей в Казахстане, в засушливых районах ЕТС позволит повысить урожайность люцерны до 200 ц/га и более, что будет способствовать укреплению кормовой базы для развития животноводства.

На рис. 90 приведена карта среднемноголетних величин недостатков водопотребления за период вегетации риса в районе Северного Кавказа, в Ростовской и Волгоградской областях. По конфигурации изолиний эта карта имеет сходство с картами для зерновых культур. Недостатки водопотребления риса увеличиваются от 7000 м³/га на северо-западе Ростовской области и 6000 м³/га на юго-западе Краснодарского края до 9500 м³/га на востоке района в дельте р. Волги.

В заключение анализа карт недостатков водопотребления сравним значения величин $\bar{d}_E$ с подобными характеристиками С. М. Ал-

патьяева [17], А. Р. Константинова и др. [120]. Такое сравнение наиболее удобно провести по Украине, для территории которой приводятся данные указанных авторов.

Не вдаваясь в подробности, отметим, что дефициты водного баланса, вычисленные Алпатьевым, например, для озимой пшеницы, на 20—25% выше недостатков водопотребления, приведенных нами, что объясняется главным образом неучетом влажности почвы и завышением испарения в схеме расчета Алпатьева.

Недостатки влаги, приведенные на картах Константинова и других [120], на 20—25% ниже недостатков водопотребления, рассчитанных нами.

Как уже отмечалось, карты изолиний недостатков водопотребления могут быть использованы для оценки влагообеспеченности различных сельскохозяйственных культур и определения объема воды, которого не хватает для обеспечения оптимальных условий увлажнения почвы и получения высоких урожаев.

На основании карт недостатков водопотребления определяется потребность в орошении различных сельскохозяйственных культур, размещенных в конкретном физико-географическом регионе или области, и осуществляется перспективное планирование и технико-экономическое обоснование развития орошения и, в частности, оцениваются объемы перераспределения (перевоски) водных ресурсов из одних районов в другие для развития орошения и других отраслей водного хозяйства.

При этом в качестве расчетной используется 25%-ная обеспеченность недостатков водопотребления, которая приблизительно соответствует 75%-ной обеспеченности по осадкам.

Не исключена возможность использования карт недостатков водопотребления для приближенного определения режима орошения (нетто) при предварительном техническом (инженерном) проектировании конкретных оросительных систем в зоне недостаточного увлажнения. В этом случае выбор расчетной обеспеченности недостатков водопотребления должен производиться на основании экономического анализа эффекта орошения с учетом водообеспеченности орошаемой территории, а также специализации оросительной системы. За основу, вероятно, следует принимать d_E 5%-ной обеспеченности. В этом случае допускается возможность неполного обеспечения влагой в ответственные периоды вегетации растений (когда подаются так называемые форсированные расходы) 1 раз в 20 лет. Экономически это вполне оправдано. Анализ имеющихся данных показал, что хозяйственный эффект от повышения урожайности за счет более обильного орошения в годы с высоким недостатком водопотребления оказывается ниже, чем затраты на повышение капитальности оросительных сооружений, обеспечивающих полное орошение в очень засушливые годы. Это связано еще и с тем, что даже при полном орошении современными методами полива урожаи в очень сухие годы получаются все же ниже, чем в годы с более благоприятными

метеорологическими условиями. Это объясняется большим числом суховейных явлений в такие годы, против которых современные способы полива (кроме дождевания) малоэффективны. Вместе с тем снижение расчетной обеспеченности недостатков водопотребления, например, до 20% приводит к массовому недополиву сельскохозяйственных культур в каждый пятый год и недобору урожая в эти годы почти в 2 раза.

В настоящее время проектирование оросительных систем в новых районах принято производить на 95%-ной обеспеченности по осадкам (или ~5%-ной по недостаткам водопотребления). В Средней Азии, где лимитирующим фактором орошения является объем и режим стока водоисточников, проектирование оросительных систем производится по речному стоку (водоисточники) ~75%-ной обеспеченности.

Перспективное планирование осуществляется на обеспеченность 75% по осадкам или ~25% по недостаткам водопотребления.

Вопрос о расчетной обеспеченности орошения и связанной с этим капитальности оросительных сооружений и урожайности сельскохозяйственных культур разработан все еще недостаточно, особенно в новых районах орошения. Бесспорным, однако, является то, что расчетную обеспеченность проектного режима орошения при проектировании оросительных систем необходимо устанавливать не по осадкам, как это делается в мелиоративной практике до настоящего времени, а по недостатку водопотребления, являющемуся комплексной характеристикой водного баланса корнеобитаемого слоя почвы и точно определяющему потребность культурных растений в дополнительной влаге [250].

Необходимо отметить, что к аналогичному выводу независимо от нас пришел Алпатьев, опубликовавший свои предложения по этому вопросу в работе [17]. Алпатьев также ставит вопрос об отмене правила выбора расчетного года для установления проектного режима орошения по обеспеченности осадками и предлагает устанавливать расчетный год по обеспеченности дефицита водного баланса, являющегося характеристикой, по смыслу подобной недостатку водопотребления.

Задача определения расчетной обеспеченности режима орошения с учетом водного баланса ставилась еще А. Н. Костяковым [126]. Но отсутствие достаточно обоснованных методов измерения и расчета элементов водного баланса тормозило решение поставленной задачи.

При установлении объемов оросительных вод, которые необходимо подать на сельскохозяйственные поля, и оценке экономической эффективности орошения важное значение имеют зависимости урожая различных сельскохозяйственных культур от недостатка водопотребления.

По вопросу о характере подобных зависимостей в литературе нет единого мнения. Так, по Шашко [282], кривая зависимости урожая различных сельскохозяйственных культур от коэффи-

циента отношения среднегоголетних осадков к условному дефициту влажности воздуха имеет сложную форму, схожую с параболой. По Веселингу и Вейку [80], кривая зависимости урожая от недостатка влаги до оптимального испарения (или, как авторы

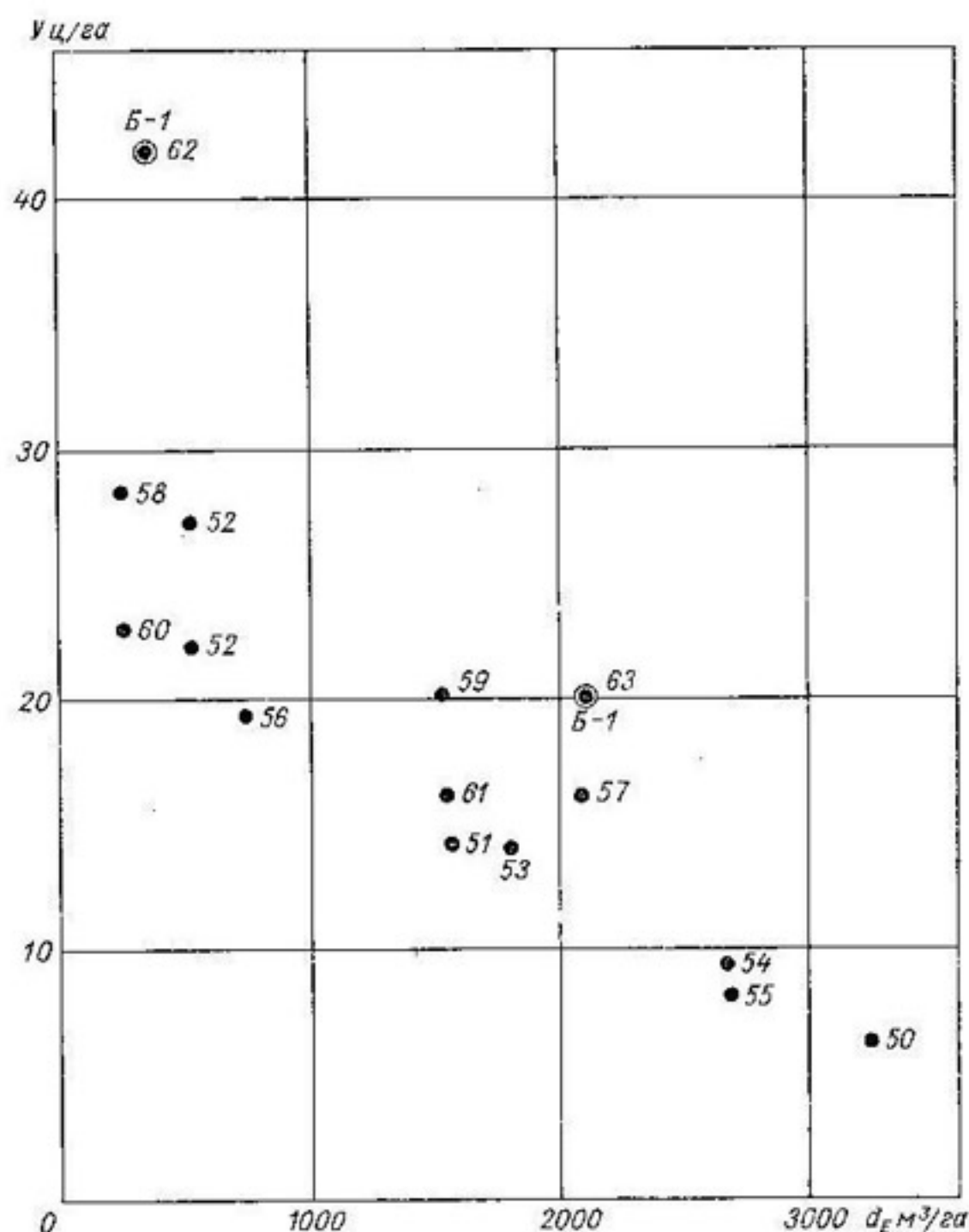


Рис. 98. Зависимости урожая Y от сезонных величин недостатка водопотребления d_E . Агрометстанция «Гигант».

Цифры у точек — годы. Б-1 — озимая пшеница сорта «безостая-1»

называют его, потенциальной эвапотранспирацией) имеет выпуклую форму.

Таким образом, зависимостям одного и того же типа различными авторами дается принципиально отличное математическое описание, что можно объяснить прежде всего отсутствием надежных экспериментальных данных.

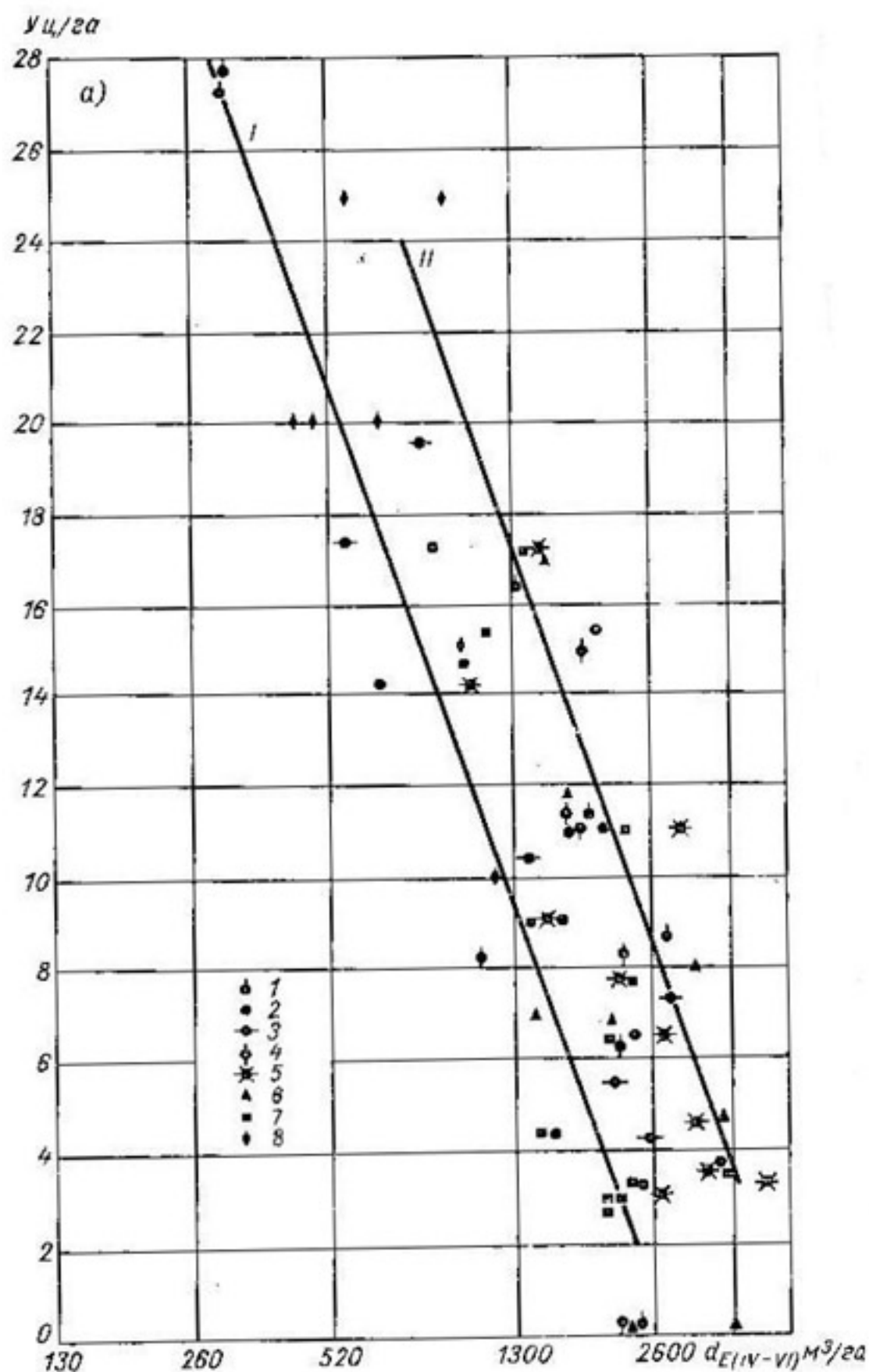
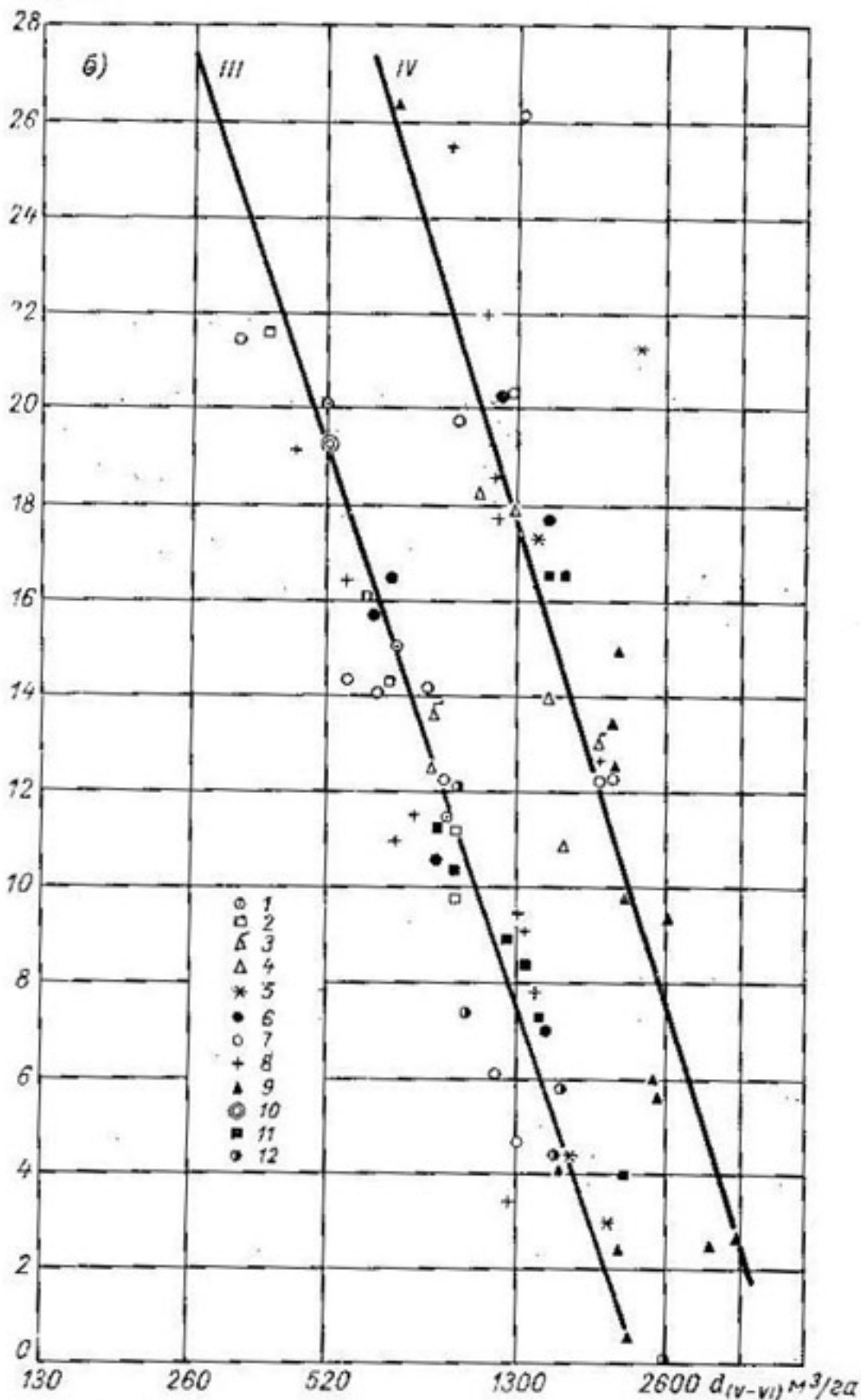


Рис. 99. Территориально общие зависимости урожая озимой (а) потребления d_E для отдельных физико-географических и ме
 I — север Ростовской области, юг Воронежской и Волгоградской обла
 пинск, 4 — Золотое, 5 — Новоузенск, 6 — Арчеда, 7 — Орлов Гай, 8 —
 2 — Пенза, 3 — Кузнецк, 5 — Аненково, 6 — Мелексс, 7 — Безво
 ное Поселение, 9 — Большая Глуши

$Y_{ц/га}$



и яровой (б) пшеницы Y от сезонных величин недостатка водоразливных районов юга Европейской территории СССР.

стей, II — юг Поволжья; 1 — Калач, 2 — Красный Кут, 3 — Урю-Чертково; III — Северное Поволжье (правобережье): 1 — Заметчино, довка: 12 — Карабулак; IV — левобережье; 4 — Казань, 8 — Крас-на, 10 — Кротовка, 11 — Безенчук.

На рис. 98 представлена зависимость урожая озимой пшеницы в свх «Гигант» от недостатка водопотребления. При построении этой зависимости использованы данные по недостаткам водопотребления, полученные по вышеизложенной методике, а также материалы по урожайности озимой пшеницы, взятые по данным госсортоучастков и частично заимствованные из работы Е. С. Улаповой [241]. В свх «Гигант» осуществляются посевы следующих сортов озимой пшеницы: «ворошиловская», «одесская-3» или «одесская-16», «приазовская», а также «безостая-I» (Б-I) и «безостая-IV» (Б-IV). Интересно отметить, что точки, характеризующие озимую пшеницу «безостая-I», отклоняются вправо от общей зависимости $Y = f(d_E)$, полученной для всех остальных сортов. Причем, чем выше урожай, тем больше отклонение. В целом приведенная зависимость вполне определенная. Это объясняется, по-видимому, тем, что недостаток водопотребления является комплексной воднобалансовой характеристикой корнеобитаемого слоя, учитывающей весь комплекс гидрометеорологических факторов (весенние влагозапасы, осадки, влагообмен в зоне аэрации, характер водопотребления и др.), оказывающих решающее влияние на формирование урожая.

Территориально общие зависимости урожая различных сельскохозяйственных культур (по данным госсортоучастков) от сезонных величин недостатков водопотребления, подсчитанных по предлагаемой методике, показаны на рис. 99.

Приведенные на рис. 98 и 99 зависимости $Y = f(d_E)$ могут быть использованы для расчета и прогноза величины урожая в зависимости от недостатка водопотребления как на отдельных сельскохозяйственных полях и массивах, так и по районам в целом.

Эти зависимости необходимы также для определения недостатка водопотребления и соответствующей ему обеспеченности $d_{E, P\%}$ по величине заданного (планового) урожая. Для этого с графика $Y = f(d_E)$ по заданному урожаю снимаются значения d_E . Затем по карте изолиний для данного пункта определяется норма $\bar{d}_E$. По известным значениям d_E и $\bar{d}_E$ по графику (см. рис. 97) определяется расчетная обеспеченность $d_{E, P\%}$.

Помножив величину $d_{E, P\%}$ на соответствующую площадь мелиоративно-пригодных земель, вычисляем объем воды, который необходимо подать на сельскохозяйственные поля (без учета потерь оросительных вод в каналах и холостых сбросов) для обеспечения оптимального увлажнения почвы.

Кроме средних многолетних недостатков водопотребления, а также d_E различной обеспеченности, при планировании орошения и при проектировании оросительных систем важно знать внутрисезонное распределение этих характеристик. Современная точность измерения основных компонентов расчетных формул недостатков водопотребления (атмосферные осадки, сток,

влажностные запасы, радиационный баланс или температура и влажность воздуха) позволяет рассчитывать d_E за декаду или по фазам развития растений. Такие расчеты были выполнены по предлагаемым формулам по 55 гидрометеорологическим станциям, расположенным в различных районах земледельческой зоны Советского Союза, и для различных сельскохозяйственных культур (озимая и яровая

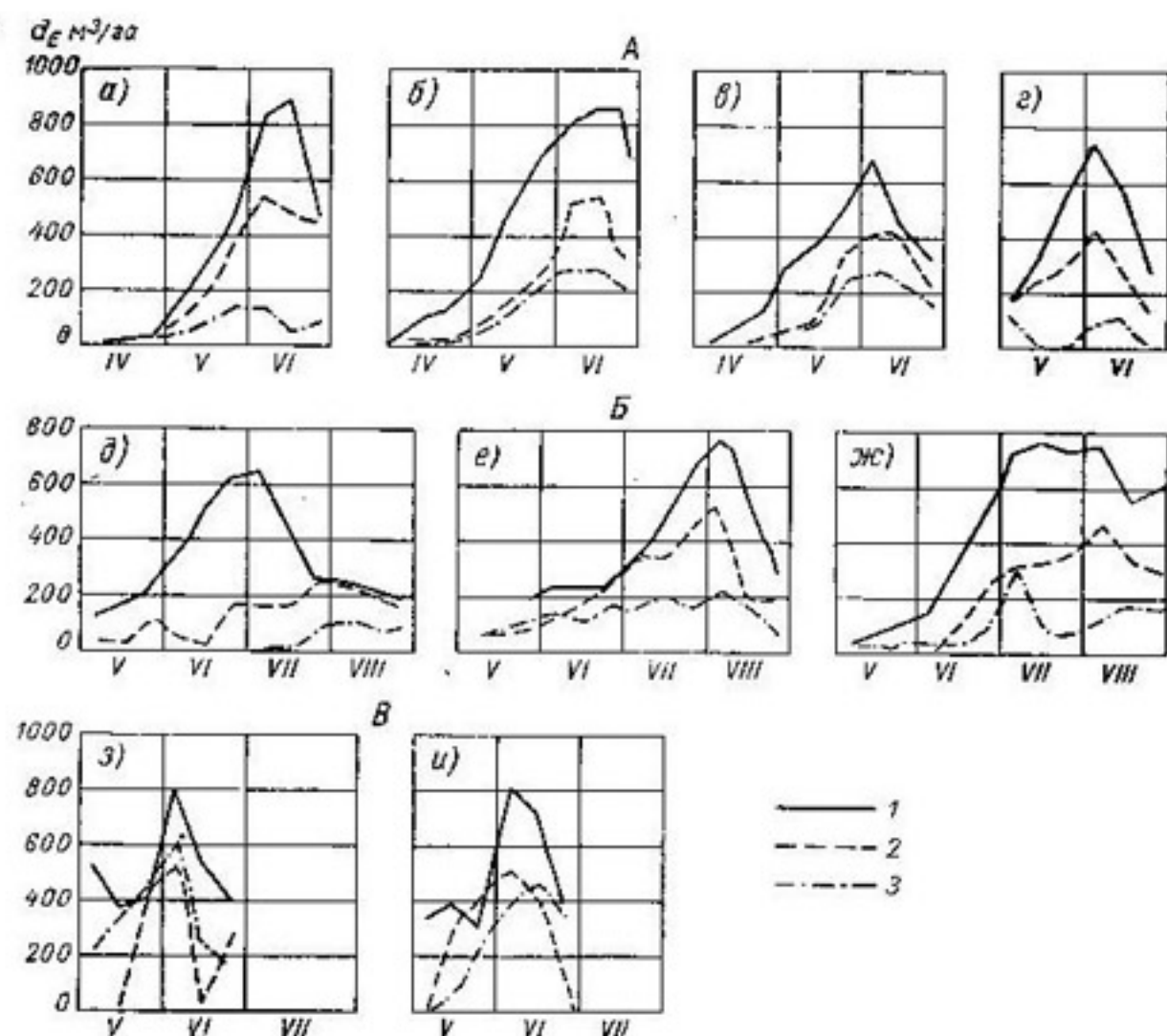


Рис. 100. Декадные величины недостатков в водопотреблении различных сельскохозяйственных культур.

А — озимая пшеница: а — Сербка, б — Зимовники, в — Мелитополь, г — Омск; Б — кукуруза: д — Сербка, е — Зимовники, ж — Мелитополь; В — яровая пшеница: з — Бузулук, и — Оренбург. 1 — сухой, 2 — средний, 3 — влажный годы.

пшеница, кукуруза, травы, хлопчатник и пр.). Результаты этих расчетов предполагается опубликовать отдельным изданием; здесь же будет дана лишь краткая характеристика внутрисезонного распределения недостатков водопотребления.

Графики хода недостатков водопотребления озимой и яровой пшеницы и кукурузы за характерные годы (сухой, средний, влажный) по отдельным пунктам представлены на рис. 100.

Как видно, в первую половину вегетационного периода (по мере возрастания напряженности гидрометеорологических элементов и развития растений) недостатки водопотребления увели-

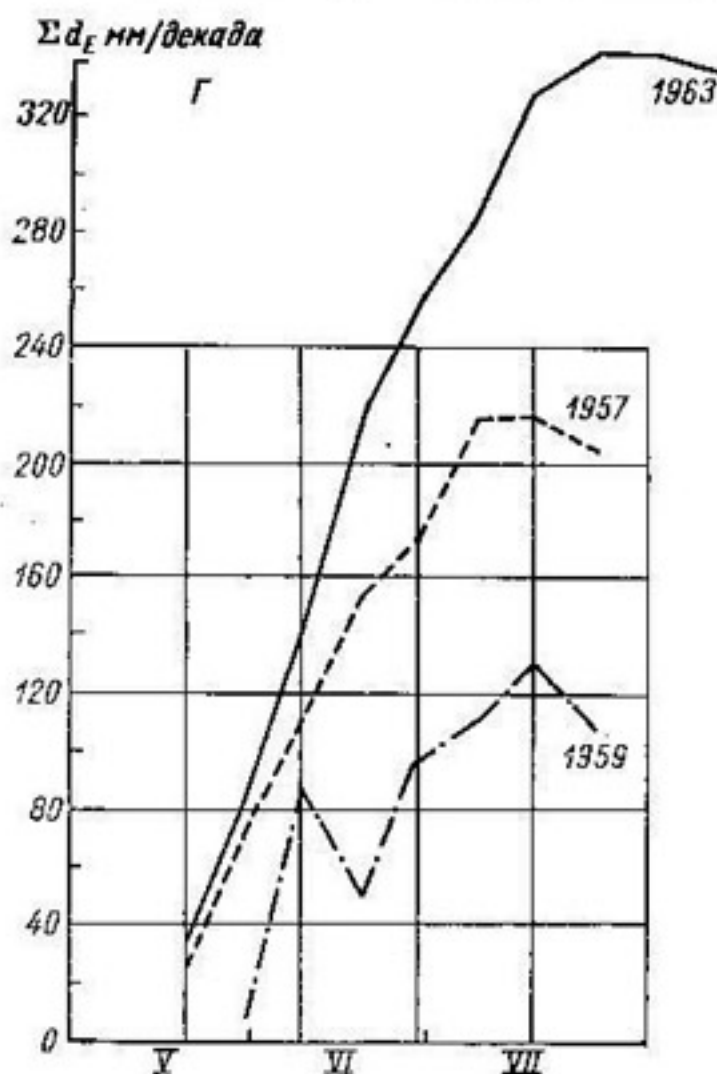
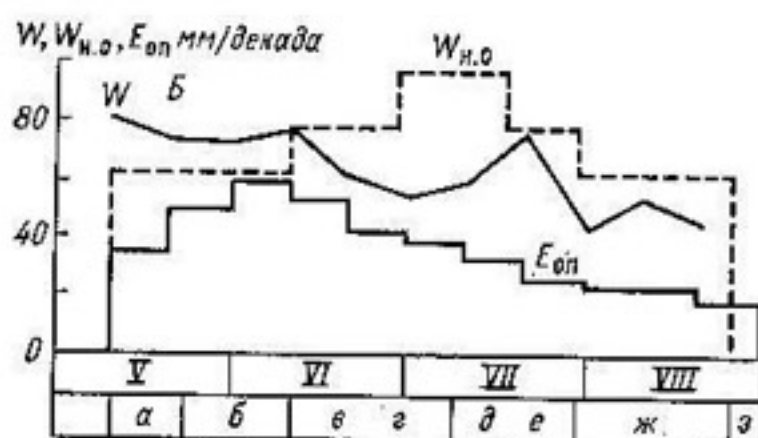
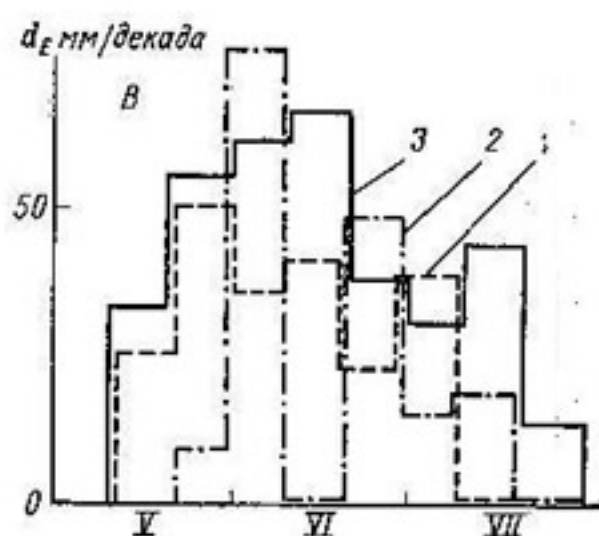
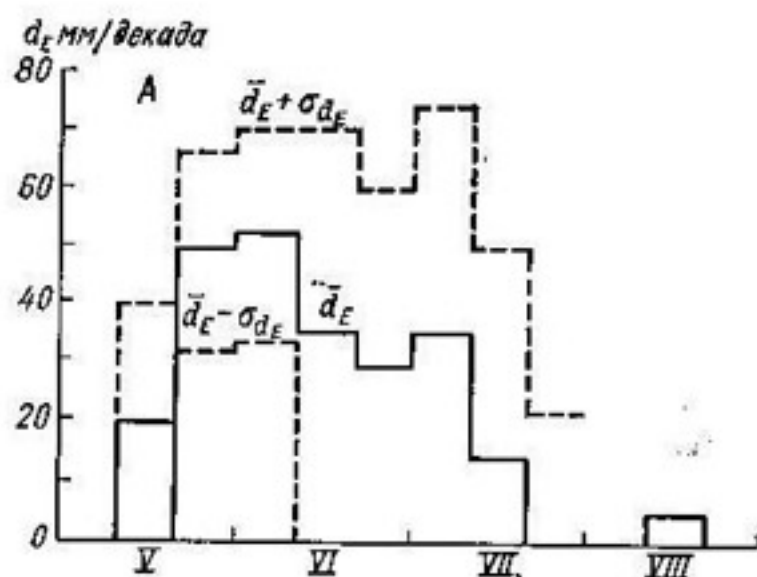
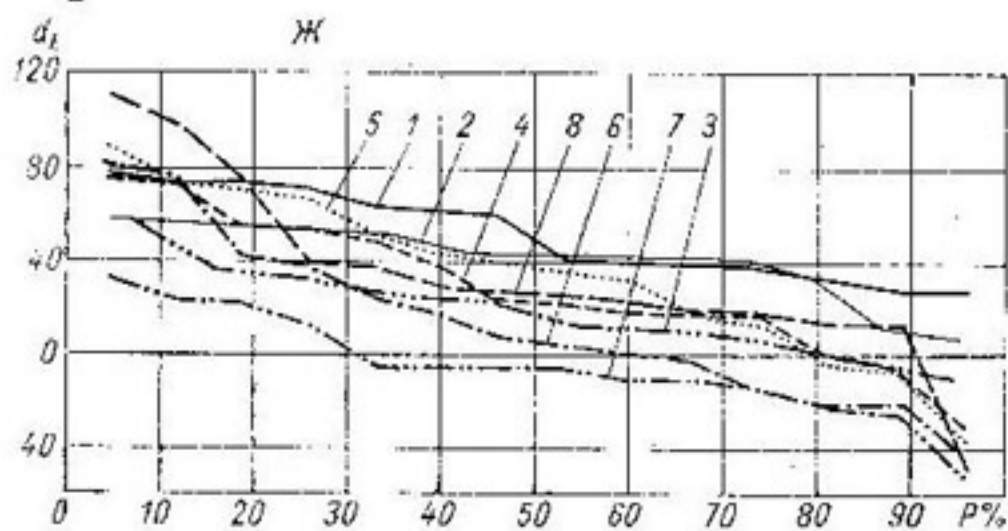
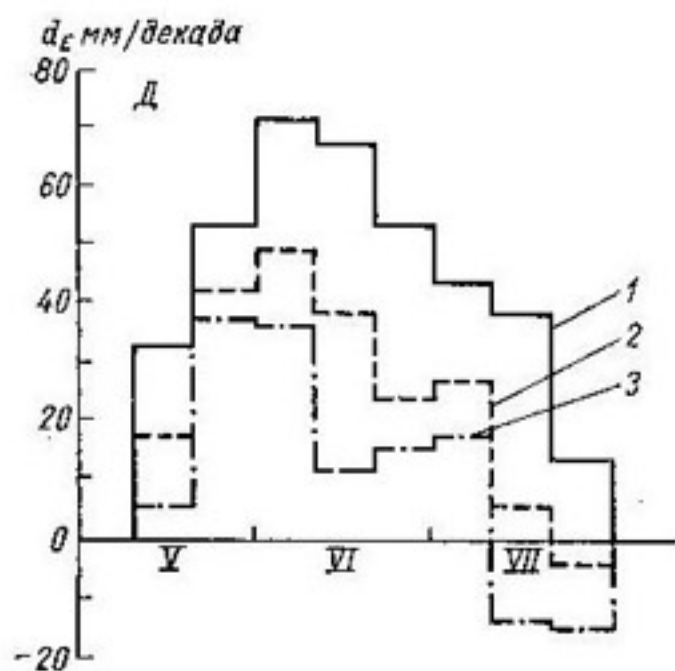
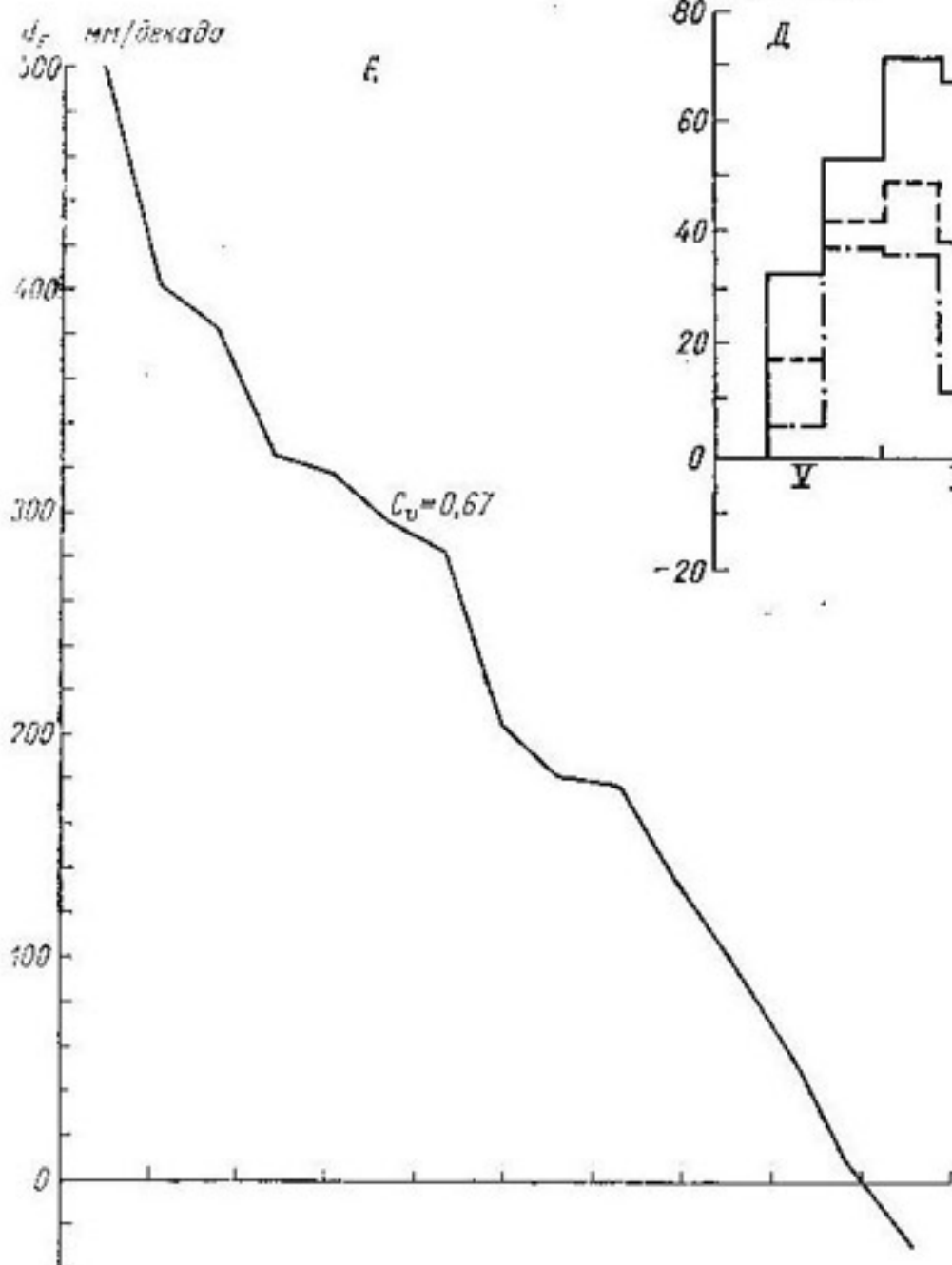


Рис. 101. Графическое определение расчетных параметров внутри-сезонного распределения недостатков водопотребления яровой пшеницы. Агрометстанция «Щербакты»

А — среднедекадные значения $\bar{d}_E$ и параметр их изменчивости (среднеквадратическое распределение) σ_{d_E} ; Б — ход основных факторов, влияющих на d_E и фазы развития растений: а — всходы — третий лист, б — третий лист — кущение, в — кущение — выход в трубку, г — выход в трубку — колошение, д — колошение — цветение, е — цветение — молочная спелость, ж — молочная спелость — восковая спелость, з — восковая спелость — полная спелость; В — ход недостатков водопотребления за характерные годы: 1 — влажный, 1957 г. ($P = 50\%$), 2 — средний, 1959 г. ($P = 76\%$), 3 — сухой, 1963 г. ($P = 24\%$); Г — интегральные кривые d_E за характерные годы; Д — фиктивное типовое распределение d_E 25 (1), 50 (2) и 75% (3) обеспеченности; Е — эмпирическая кривая d_E за сезон; Ж — эмпирические кривые d_E за отдельные декады (1 — 1/VI, $C_v = 0,36$; 2 — 3/V, $C_v = 0,35$; 3 — 2/V, $C_v = 1,02$; 4 — 3/VI, $C_v = 1,02$; 5 — 2/VII, $C_v = 1,01$; 6 — 2/VII, $C_v = 2,6$; 7 — 3/VII, $C_v = 5,4$; 8 — 1/VII, $C_v = 1,11$).



чиваются, а затем по мере созревания растений уменьшаются. Критический период, т. е. период наибольшего недостатка водопотребления, приходится, как правило, на фазу самого активного роста растений.

Изменения декадных величин недостатков водопотребления в зависимости от увлажнения года весьма существенны; например, в фазу наиболее активного развития растений от 10—15 до 800 м³/га с лишним за декаду. Это указывает на необходимость

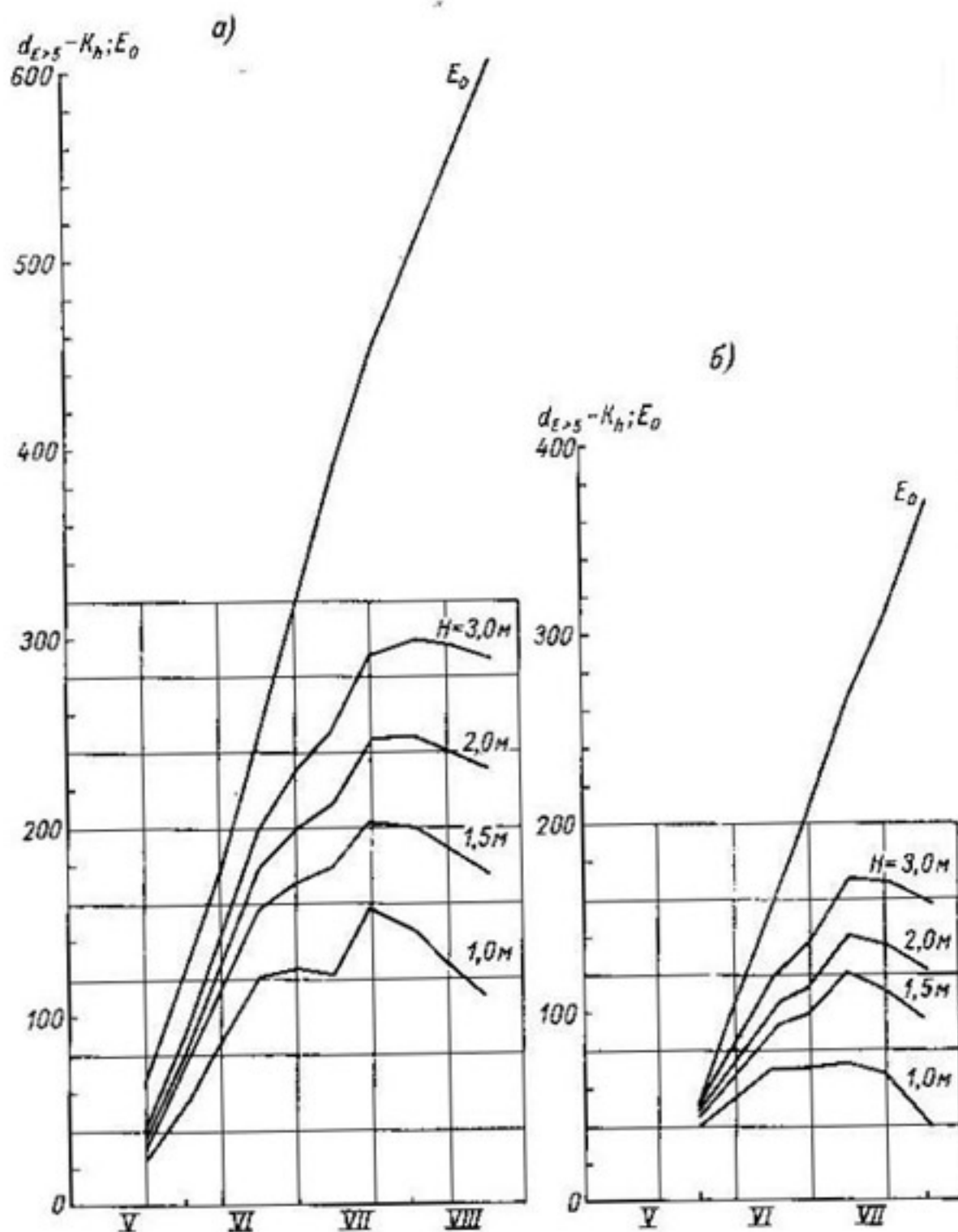


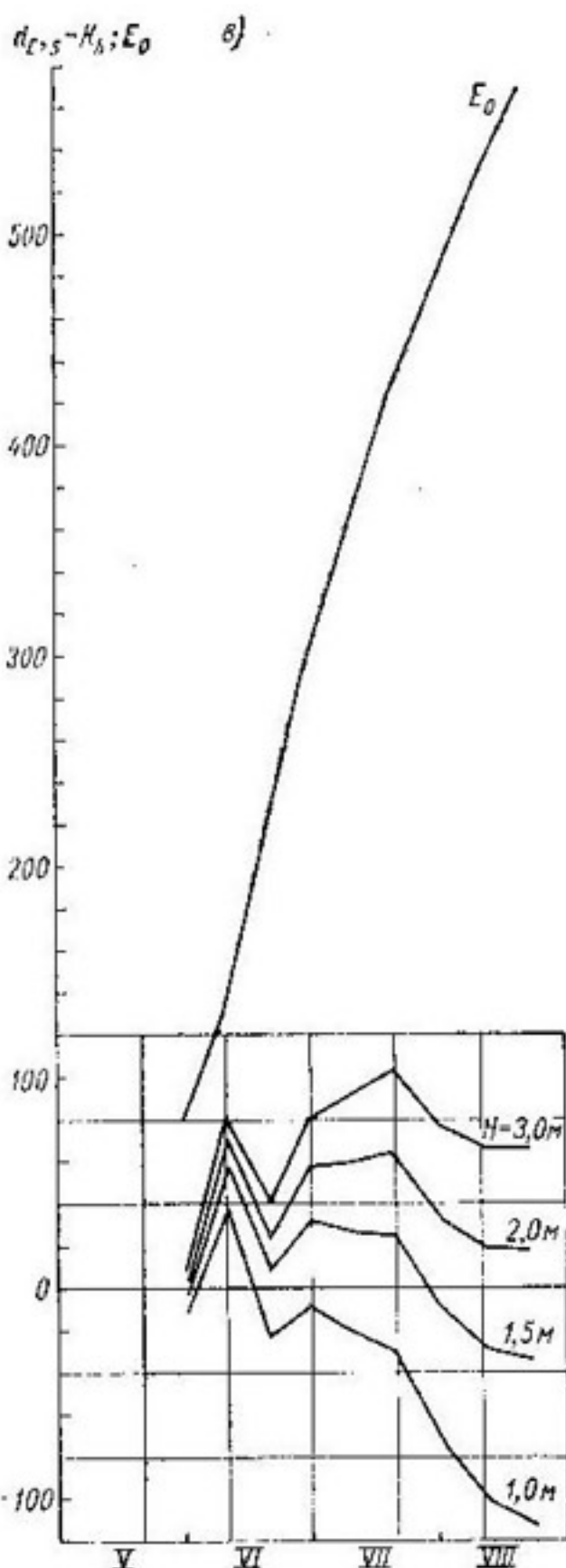
Рис. 102. Интегральные кривые недостатка водопотребления за характерного подпитывания корнеобитаемого слоя за счет грунтовых уровней. Агромет

а — сухой 1963 г. ($P = 24\%$), б — средний 1957 г. ($P = 50\%$)

учета при проектировании мелиоративных мероприятий внутри-сезонного распределения недостатков водопотребления. В частности, при проектировании режима орошения и составлении планов водопользования, а также при

определении гидромодулей и выборе конструкции оросительных систем или способов полива необходимо выполнять соответствующую обработку недостатков водопотребления: составлять графики хода и интегральные кривые недостатков водопотребления, строить кривые обеспеченности сезонных и декадных величин d_E , а также фиктивных (типовых) графиков хода последних.

Пример подобной обработки недостатков водопотребления яровой пшеницы для агрометеостанции Щербакты (Восточный Казахстан), выполненной С. С. Роо, приведен на рис. 101. Пользуясь этими графиками, можно получить необходимые сведения об особенностях и характерных чертах режима недостатка водопотребления внутри вегетационного периода и в многолетнем разрезе в данном пункте. На рис. 101 А вверх и вниз от $\bar{d}_E$ отложены величины среднего квадратического отклонения σ_{d_E} , что дает возможность оценить диапазон наиболее часто встречающихся значений d_E за каждую из декад периода вегетации. На рис. 101 Б изображен ход основных факторов, влияющих на величину дефицита водопотребления: оптимальное испарение $E_{оп}$, продуктивные влагозапасы W , нижнее значение оптимальных влагозапасов $W_{н.о}$ и фазы развития растений (определенных из среднеемноголетних дат наступления фаз). По датам пересечения W и $W_{н.о}$ определяется средняя продолжительность критического периода, когда требуются поливы.



терные годы с учетом возможного ка-
ида при различных положениях их
станции «Щербакты».

• - влажный 1959 г. ($P = 76\%$).

На рис. 101 В дается распределение d_E внутри периода вегетации за годы с обеспеченностью сезонной величины d_E , близкой к 25, 50, 75%, а на рис. 101 Г приводятся интегральные кривые декадных величин d_E за указанные выше годы. Эти два графика используются для проектирования режима орошения. На рис. 101 Е и 101 Ж представлены кривые обеспеченности сезонных и декадных d_E . На кривых обеспеченности декадных d_E выписаны декады и месяцы, а также значения коэффициента вариации C_v , вычисленного как $C_v = \frac{\sigma}{d_E}$. По этим кривым можно определить сезонные и декадные d_E различной обеспеченности, на которую принято решение проектировать оросительную систему.

Приведены также типовые (фиктивные) графики внутрисезонного распределения декадных величин d_E для обеспеченностей 25, 50 и 75% (рис. 101 Д). Они могут быть построены для любой другой обеспеченности, и их можно использовать для проектирования режима работы магистральных и хозяйственных каналов.

В настоящее время подобная обработка недостатков водопотребления выполнена сотрудниками отдела мелноративной гидрологии ГГИ (С. С. Роо, А. П. Вершинин и др.) по 55 агрометстанциям лесостепной, степной и полупустынной зон Советского Союза. Полученные результаты могут быть широко использованы для гидрологического обоснования строительства оросительных систем.

Разумеется, 55 станций недостаточно для характеристики всей обширной территории земледельческой зоны страны. Поэтому ГГИ продолжает исследования режима недостатков водопотребления для более значительного числа пунктов.

Рассмотренные выше данные по недостаткам водопотребления относятся к случаю глубокого (более 5 м от поверхности) залегания грунтовых вод, т. е. когда отсутствует связь между капиллярной зоной и корнеобитаемым слоем. Однако известно, что развитие орошения на значительных массивах почти всегда приводит к подъему уровня грунтовых вод, в результате чего недостатки водопотребления существенно уменьшаются. Для оценки возможного уменьшения недостатков водопотребления за счет дополнительного капиллярного подпитывания корнеобитаемого слоя почвы грунтовыми водами рекомендуется оценивать их на перспективу для типовых (возможных) условий залегания грунтовых вод на глубине 1,0; 1,5; 2,0; 2,5; 3,0 м (возможны и более дробные интервалы глубин).

В этом случае недостатки водопотребления при неглубоком залегании грунтовых вод $d_{E,h}$ вычисляются по формуле (158), т. е.

$$d_{E,h} = d_{E,h>5} - K, \quad (169)$$

где $d_{E,h>5}$ — недостаток водопотребления при глубоком залегании грунтовых вод ($h > 5$ м); K — расход грунтовых вод в зону аэрации, определяемый по лизиметрам. При отсутствии лизимет-

рических наблюдений величины K можно определять по формуле (106) или (107). В этом случае формула (169) получит следующий вид:

$$d_{E, h} = d_{E, h>5} - \frac{E_0}{e^{mH}} \quad (169_1)$$

или

$$d_{E, h} = d_{E, h>5} - 16,7 R_0 e^{-mH}. \quad (169_2)$$

По этим формулам вычисляется $d_{E, h}$ для всего вегетационного периода для каждой из упомянутых глубин. Такие расчеты выполняются по трем характерным годам (сухой, средний, влажный). Результаты расчета сводятся в таблице и представляются в виде интегральных кривых (рис. 102).

Ход интегральных кривых d_E , построенных с учетом подпитывания (см. рис. 102), в основном подобен таковому при глубоком залегании грунтовых вод; но при небольших глубинах (1,0; 1,5 м) особенно во влажные годы наблюдаются случаи отрицательных недостатков водопотребления, т. е. переувлажнения корнеобитаемого слоя. Это положение указывает на то, что подъем уровней грунтовых вод при орошении в данном случае может привести к переувлажнению почвы и выносу солей из грунтовых вод в корнеобитаемый слой почвы.

В заключение отметим, что при наличии модели (прогноза) уровня грунтовых вод на перспективу, полученной с учетом проектируемого режима орошения и прогноза испаряемости по формуле (169₁) или (169₂), можно дать прогноз (оценку на перспективу) режима недостатка водопотребления при неглубоком залегании грунтовых вод.

6.4. Методика расчета оросительных норм и режима орошения сельскохозяйственных культур при периодических поливах

В мелноративной практике при определении оросительных норм M_0 м³/га для сельскохозяйственных культур с периодическим режимом полива широко используется следующая формула, вытекающая из воднобалансового метода А. Н. Костякова:

$$M_0 = by - (vX + W - \Gamma), \quad (170)$$

где b — коэффициент водопотребления, м³/ц; y — проектная урожайность, ц/га; X — сумма осадков за расчетный период, м³/га; v — коэффициент использования осадков, равный $v = 1 - \phi$ (где ϕ — коэффициент стока); W — запас активной влаги в почве к моменту посева, м³/га; Γ — количество используемых растениями грунтовых вод, м³/га.

Оросительные нормы для риса (нетто) M_n , по В. Б. Зайцеву [90—92], определяются по формуле

$$M_n = (E_v + T_0 - X) + (\gamma + i + i_0) + (S_{ni} + S_n + S_o), \quad (171)$$

где E_v — испарение с водной поверхности залитого рисового поля; T_0 — транспирация растений; X — атмосферные осадки и конденсация за расчетный период; γ — свободная порозность; i — вертикальная фильтрация; i_0 — боковой отток с полей в дренажные и водоотводные каналы; S_{ni} — проточность и сбросы на рисовом поле; S_n — неорганизованные сбросы и утечки оросительных вод; S_o — заключительный сброс воды осенью при осушении полей.

Группа авторов (В. Г. Шредер, В. Ф. Сафонов, И. К. Васильев, Р. И. Паренчик, А. Р. Рифтина [198]) предлагает оросительные нормы M определять по формуле

$$M = 10k_1k_2(E_0 - X), \quad (172)$$

где E_0 — испаряемость за период апрель—сентябрь, мм; X — атмосферные осадки за тот же период, мм; k_1 — коэффициент, зависящий от вида возделываемой культуры; k_2 — коэффициент, зависящий от гидрогеологических и почвенно-мелиоративных условий. Испаряемость E_0 авторы рекомендуют определять по известной формуле Н. Н. Иванова, неправомерно отождествляющей испаряемость с испарением с водной поверхности. Коэффициенты k_1 и k_2 подбираются эмпирическим путем на основании анализа опытных режимов орошения.

Для определения элементов, входящих в эти формулы, используются экспериментальные данные, а также материалы сети Гидрометслужбы. Количество используемых растениями грунтовых вод определяют по табличным данным Б. А. Шумакова [295], Г. К. Льгова [115, 116, 145], И. А. Шарова [104, 281], Н. А. Кенесарина [108] и др. Коэффициент водопотребления b , а также испарение с водной поверхности и транспирацию определяют по опытным данным или рассчитывают по методике американских авторов Блейни и Кридла [93].

Основными недостатками этих формул являются неопределенность параметров и коэффициентов, используемых для назначения отдельных компонентов. Несоответствие формул (170)—(172) строгим уравнениям водного и теплового баланса также является источником ошибок применения их на практике. Недостаточная тепловоднобалансовая обоснованность приведенных формул и отсутствие надежных способов для определения входящих в них компонентов и параметров тормозили более широкое внедрение воднобалансового метода в практику.

В настоящее время, когда методы гидрометеорологических измерений и теория расчетов водного и теплового балансов значительно совершенствовались, стала возможной не только реализация воднобалансового принципа, но и дальнейшее его раз-

витие, а также разработка принципиально новых приемов расчета основных компонентов [35, 36].

Уравнение водного баланса орошаемого поля, на котором постоянно поддерживается оптимальное увлажнение почвы и имеет место оптимальное испарение (водопотребление), можно записать так:

$$X_1 + M + Z_0 - E_{\text{оп}} + \Delta W_{\text{оп}} + Y_{\text{п. п}_1} - Y_{\text{п}_1} + K_1 - I_1 + \\ + \Delta U_{\text{пон}} - E_{\text{в. х}} - M_{\text{сб}} = 0. \quad (173)$$

Чтобы определить количество воды, необходимое для поддержания оптимального увлажнения и водопотребления на сельскохозяйственном поле при прочих равных условиях, необходимо из уравнения (173) вычесть уравнение водного баланса того же поля до орошения

$$X - E + \Delta W + Y_{\text{п. п}} - Y_{\text{п}} + K - I + \Delta U_{\text{пон}} = 0. \quad (174)$$

Выполнив операцию вычитания и решив уравнение относительно M с заменой разности $E_{\text{оп}} - E$ на недостаток водопотребления d_E , получим формулу для определения оросительных норм:

$$M = d_E - Z_0 + E_{\text{в. х}} + M_{\text{сб}} - [(X_1 - X) + (\Delta W_{\text{оп}} - \Delta W) + \\ + (Y_{\text{п. п}_1} - Y_{\text{п. п}}) + (Y_{\text{п}} - Y_{\text{п}_1}) + (K_1 - K) + (I - I_1) + \\ + (\Delta U_{\text{пон}_1} - \Delta U_{\text{пон}})]. \quad (175)$$

Из уравнения (175) видно, что оросительная норма для любых сельскохозяйственных культур и полей с периодическим режимом полива складывается из недостатка водопотребления d_E , расхода оросительных вод на сброс $M_{\text{сб}}$, испарения с водной поверхности $E_{\text{в. х}}$ в хозяйственных каналах за вычетом инфильтрации из каналов и суммы поправок на изменение всех элементов водного баланса, возникшее в результате применения орошения.

Можно отметить, что количество осадков, выпадающих на орошаемых землях, как показывают многочисленные исследования, практически не изменяется по сравнению с осадками, выпадающими на неорошаемых землях. Поэтому разностью $X_1 - X$ можно пренебречь. Можно принять, что разности $(Y_{\text{п. п}_1} - Y_{\text{п. п}})$ и $(Y_{\text{п}} - Y_{\text{п}_1})$ взаимно уничтожают друг друга, поэтому для приближенных расчетов оросительных норм ими можно пренебречь. Аккумуляция влаги на орошаемых полях примерно в 5—6 раз больше чем на неорошаемых, и в общем разность $(\Delta U_{\text{пон}_1} - \Delta U_{\text{пон}})$ приближенно равна 10—15% осадков с положительным знаком.

Влагозапасы в почве при орошении резко повышаются, но изменение их становится существенно меньше, чем на неорошаемых полях, поскольку влажность при орошении изменяется от наименьшей влагоемкости до влажности разрыва капилляров, а на неорошаемых землях она может изменяться от наименьшей влагоемкости до влажности завядания. Тем не менее, как пока-

зывают опытные данные, поправка ($\Delta W_{\text{оп}} - \Delta W$) практически остается все же небольшой (5—8 мм за декаду, т. е. до 10% общей величины водопотребления за декаду).

Что касается интенсивности подпитывания корнеобитаемого слоя за счет грунтовых вод K_1 и K , а также инфильтрации I_1 и I , то физическая сущность их при орошении и без него существенно не изменяется, однако количественно величина последнего элемента за счет подъема уровня грунтовых вод при орошении заметно возрастает, внося глубокие изменения в водный баланс корнеобитаемого слоя. Это автоматически учитывается при расчете недостатка водопотребления. Интенсивность расхода грунтовых вод в зону аэрации при орошении при прочих равных условиях все же несколько снижается, поскольку вертикальный поток влаги постоянно погашается поливами. Поэтому поправка ($K_1 - K$) обычно составляет 3—5 мм за декаду (т. е. около 5% водопотребления) с отрицательным знаком¹. Следовательно, для приближенных расчетов в большинстве случаев можно считать, что величина поправки на поверхностную аккумуляцию влаги (с положительным знаком) в общем компенсируется величинами поправок на влагозапасы и расход грунтовых вод в зону аэрации (с отрицательным знаком). Тем не менее сумма поправок к оросительной норме, содержащихся в квадратной скобке в уравнении (175), в отдельных случаях может быть значительной, причем как с положительным, так и с отрицательным знаком, и тогда ее следует учитывать в практических расчетах; этот вопрос нуждается в специальном исследовании.

Таким образом, для приближенных расчетов формулу оросительных норм можно записать в следующем виде:

$$M = d_E - Z_0 + E_{\text{в.х}} + M_{\text{сб.}} \quad (175_1)$$

И, наконец, при производстве поливов без сбросов и оттока оросительных вод, что при хорошей организации поливного дела при нынешней поливной технике (например, капельное орошение) вполне осуществимо, а также при бетонированных каналах, т. е. при $Z_0 = 0$, оросительную норму для сельскохозяйственного поля можно вычислять по формуле

$$M = d_E - E_{\text{в.х.}} \quad (175_2)$$

В мелиоративной практике существует два вида поливов: предпосевной и вегетационный. Целью предпосевных поливов является создание оптимального увлажнения почвы к моменту всходов и укрепления корневой системы сельскохозяйственных культур. Сроки предпосевных поливов определяются в зависимости от принятых сроков посева. Сроки вегетационных поливов во многом зависят от биологических особенностей сельскохозяй-

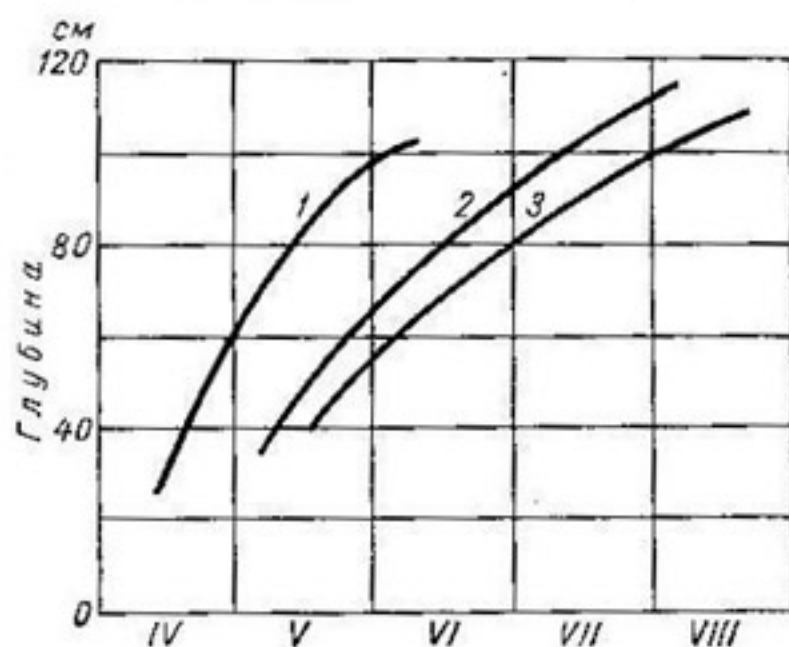
¹ В зависимости от способа полива в формуле (175) следует учитывать потери воды на испарение при поливе. Этот вид потерь особенно велик при дождевании.

ственных культур. Не рекомендуется, например, назначать сроки полива свеклы в фазу интенсивного сахаронакопления, в начальные фазы развития кукурузы (до 10-го листа), в фазы цветения растений и пр.

Еще в большей степени сроки поливов определяются ходом гидрометеорологических условий и состоянием водного баланса корнеобитаемого слоя почвы, интегральной характеристикой которых являются недостатки водопотребления. Поэтому последние и следует положить в основу определения сроков полива, которые необходимо корректировать по фазам развития растений.

Рис. 103. Изменение глубины активного влагообмена (корнеобитаемой зоны) в период вегетации. Северный Кавказ, Ростовская область и юг Поволжья.

1 — колосовые культуры, 2 — сахарная свекла и другие корнеплоды, 3 — кукуруза, подсолнечник и другие ширококорневые пропашные культуры.



Нормы полива, согласно А. Н. Костякову [126], зависят в первую очередь от водно-физических характеристик, а также от способов полива (по бороздам, дождеванием).

Максимальная величина нормы полива определяется исходя из установленных выше пределов оптимальной влажности почвы (верхний — $W_{н.в.}$, нижний — $W_{н.о.}$, влажность разрыва капилляров $W_{н.р.к.}$, которая равна примерно $0,6-0,8 W_{н.в.}$) по формуле

$$M_n = W_{н.в.} - W_{н.о.} \quad (176)$$

где

$$W_{н.о.} = \omega \frac{S}{\lambda} W_{н.в.} \quad (177)$$

Здесь S — процентное содержание солей в корнеобитаемом слое почвы h ; λ — допустимая концентрация почвенного раствора в весовых процентах (по А. Н. Костякову, она изменяется от 0,05 до 0,5% в зависимости от характера солей, вида растений и климатических условий); ω — коэффициент, равный 0,6—0,8.

Глубина деятельного слоя корнеобитаемой зоны h различных сельскохозяйственных культур, для которой определяется влажность почвы и вычисляется норма полива в зависимости от фазы развития растений и характера почво-грунтов, определяется по

обобщенным графикам (рис. 103), построенным для суглинистых почво-грунтов Северного Кавказа и юга Поволжья.

Аналогичный график был разработан В. И. Алексеевым и Н. В. Данильченко для Южного Казахстана [11]. Очевидно, что в начале вегетационного периода по мере развития корневой системы глубина h , а следовательно, и норма полива M_n возрастают,

а к концу, по мере старения корневой системы, норма полива уменьшается.

В производственных условиях величина поливной нормы корректируется с учетом способа полива; при дождевании она не превышает $600 \text{ м}^3/\text{га}$, при бороздковом способе полива колеблется от 500 — $600 \text{ м}^3/\text{га}$ до максимального ее значения, вычисленного по формуле (176).

Сроки поливов и продолжительность межполивных периодов предлагается определять исходя из расчетов недостатков водопотребления за короткие интервалы, являющихся комплексной воднобалансовой

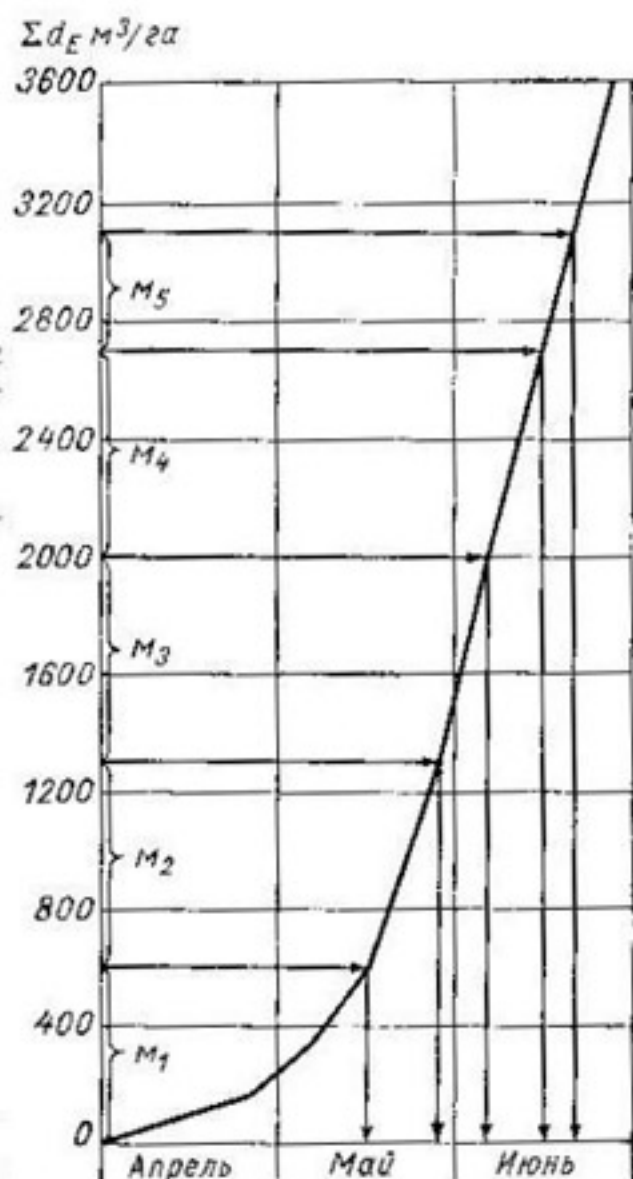


Рис. 104. Интегральная кривая декадных величин недостатков водопотребления озимой пшеницы на агрометеостанции «Зимовники» (Ростовская область, 1950 г.) и схема определения сроков полива.

характеристикой корнеобитаемого слоя почвы. Для этого графики хода недостатков водопотребления $d_E = f(t)$ (см. рис. 100) перестраиваются в интегральные кривые $\Sigma d_E = f(t)$ (см. рис. 101 Г или рис. 102).

Пример интегральной кривой d_E озимой пшеницы в очень сухой 1950 г. на агрометеостанции Зимовники (Ростовская область) и схема определения сроков полива по этой кривой приводятся на рис. 104.

Согласно этому рисунку, дата первого полива, норма которого вычислена по формуле (176), определяется следующим образом. На оси ординат откладывается первая норма полива M_1 , в данном случае равная $600 \text{ м}^3/\text{га}$; затем от точки на интегральной кривой $\Sigma d_E = f(t)$, равной $600 \text{ м}^3/\text{га}$, опускается перпендикуляр

на ось абсцисс, на которой и отсчитывается средняя дата первого полива (поливного периода); в данном случае она приходится на 16/V. Аналогично определяется средняя дата второго полива; она приходится на 29/V. Третий и четвертый поливы нормами 700 м³/га пришлись соответственно на 6 и 15/VI. Пятый (последний) полив, уменьшенный до 400 м³/га, поскольку началось созревание озимой пшеницы, пришелся на 19/VI.

Для влажных лет интегральная кривая недостатка водопотребления имеет более пологий вид и число поливов аналогичными нормами соответственно будет меньше (всего один-два полива).

Поливной режим можно рассчитать и другим способом. По формуле (176) вычисляется норма первого полива. Дата начала первого полива и продолжительность межполивных периодов $T_{м.п.}$ определяются по формуле, предложенной в работах [250, 254]:

$$W_{h.n.v} - W_{h.n.o} = E - X \div Y_n - K + I. \quad (178)$$

Компоненты этого уравнения определяются вышеописанными экспериментальными или расчетными методами. Дата первого полива наступает в тот день, когда сумма членов правой части в формуле (178) окажется равной или немного больше нормы полива, т. е. левой части этого уравнения. Причем исчисление суммы членов правой части начинается с даты начала вегетационного периода. По тому же принципу определяются норма и дата второго полива и продолжительность между первым и последующими поливами, и так до конца вегетационного периода. Суммируя поливные нормы за весь период вегетации, получаем сезонные оросительные нормы для каждой сельскохозяйственной культуры. Следует отметить, что оба способа определения режима орошения дают одинаковые результаты.

В работе [254] рассмотрен графический метод корректировки сроков полива. Согласно этому методу строится номограмма, где на оси ординат откладываются функции $f_1(t) = W_{h.n.v} - W_{h.n.o}$ и $f_2(t) = E - X \div Y_n - K + I - Z_0$, а на оси абсцисс время t (рис. 105). По номограмме легко определяется продолжительность межполивного периода $T_{м.п.}$. Для этого из точки пересечения кривых $f_1(t)$ и $f_2(t)$ опускается перпендикуляр на ось абсцисс и на ней отсчитывается величина $T_{м.п.}$. Прибавляя $T_{м.п.}$ к дате окончания предыдущего полива или дождя (с которой начат расчет $T_{м.п.}$), получаем дату очередного полива.

Необходимо отметить, что метод определения сроков полива по интегральным кривым недостатков водопотребления более удобен для составления планового режима орошения, который используется при проектировании оросительных систем. Два других: аналитический (формула 178) и графический (см. рис. 108) удобны для корректировки режима орошения в производственных условиях. Предлагаемые методы выгодно отличаются от других тем, что позволяют не только определять срок полива, но и

оценивать, какой из элементов водного баланса зоны аэрации необходимо усилить или ослабить, чтобы, например, при необходимости уменьшить или увеличить расход грунтовых вод в зону аэрации, или инфильтрацию, что в конечном итоге помогает регулировать влагообмен в зоне аэрации, предопределяющий процессы заболачивания и засоления почв.

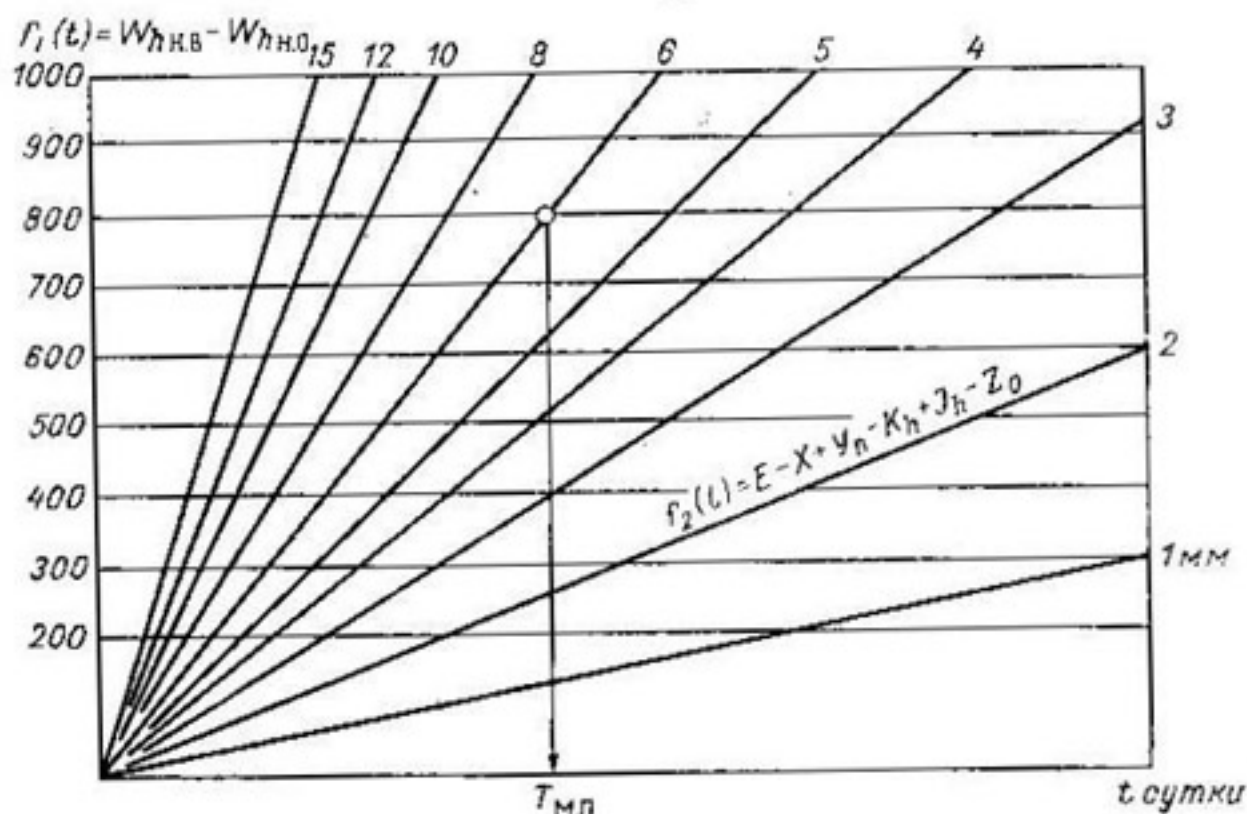


Рис. 105. Номограмма для определения продолжительности межполивного периода $T_{м.п.}$ и корректировки сроков полива для оросительных систем Ростовской и Волгоградской областей и Северного Кавказа.

Для этого по намечаемой норме полива определяется величина пополнения грунтовых вод за счет инфильтрации поливных вод (мм) по формуле

$$I = W_k - W_{н.в.} \quad (179)$$

где W_k вычисляется по формуле (57).

Затем определяется приращение уровня грунтовых вод за счет ожидаемого инфильтрационного потока от полива ΔH_I см:

$$\Delta H_I = \frac{I}{10\mu}. \quad (180)$$

Уровень грунтовых вод после полива H_k см вычисляется по формуле

$$H_k = H_n + \Delta H_I. \quad (181)$$

Зная прогноз уровня грунтовых вод, можно предвычислить величину K и, следовательно, наместить поливную норму, не допускающую пополнения запасов и подъем уровня грунтовых вод.

Кроме того, с учетом прогноза инфильтрационного потока и уровня грунтовых вод задается режим работы дренажной системы.

В заключение отметим, что предлагаемый тепловодобалансовый метод можно использовать для автоматизации регулирования водного режима корнеобитаемого слоя и зоны аэрации.

По предлагаемой методике на основании интегральных кривых недостатков водопотребления были определены оросительные нормы и режим орошения для всех основных сельскохозяйственных культур Донской, Нижнедонской, Верхнесальской, Багаевско-Садковской и Генераловской оросительных систем Ростовской и юга Волгоградской области. В качестве примера в приложении IV приведены оросительные нормы и число поливов для озимой пшеницы и кукурузы. При этом компоненты сброса воды $M_{сб}$ для упрощения расчетов приняты равными нулю. Фильтрация из каналов принималась по данным непосредственных наблюдений.

На рис. 106 представлены хронологические графики изменения по годам оросительных норм (без влагозарядковых поливов) и число поливов озимой пшеницы в сравнении с рекомендуемыми облмелиоводхозом оросительными нормами и числом поливов и применяемыми в колхозах и совхозах для составления планов водопользования.

Анализ графиков показывает, что оросительные нормы для озимых культур изменяются по годам в значительных пределах. При глубине залегания грунтовых вод более 3 м величины оросительных норм озимой пшеницы изменяются от 500 м³/га в хорошо увлажненном 1958 г. до 4100 м³/га в засушливом 1951 г. Коэффициент вариации оросительных норм равен 0,39 при среднем значении нормы 2640 м³/га. Количество поливов изменяется от одного небольшого (500 м³/га) в 1958 г. до пяти поливов в 1951 г.

В то же время, согласно «Графику примерных сроков и норм полива для поливных сельхозкультур на орошаемых землях Ростовской области, дифференцированных с учетом глубин залегания грунтовых вод», утвержденному Ростовским облмелиоводхозом, ежегодно рекомендуется проводить два полива нормами по 800 м³/га (оросительная норма 1600 м³/га). Указанная норма оказалась выше действительной потребности сельскохозяйственных полей в воде только в трех случаях из 20 лет (1952, 1958 и 1964), отличавшихся высокой увлажненностью корнеобитаемого слоя почвы. В эти годы требовался только один небольшой полив, так как на практике оказалось, что урожай озимой пшеницы на орошаемых и богарных землях были почти одинаковыми и составляли 30—35 ц/га.

Следовательно, при осуществлении поливного режима, рекомендованного Графиком, в эти годы вся поливная вода (1600 м³/га) пошла на пополнение грунтовых вод, так как расход влаги на испарение был фактически скомпенсирован атмосферными осадками.

В засушливые годы оросительные нормы и число поливов, рекомендованные Графиком, в два с лишним раза ниже действительной потребности сельскохозяйственных полей в оросительной воде,

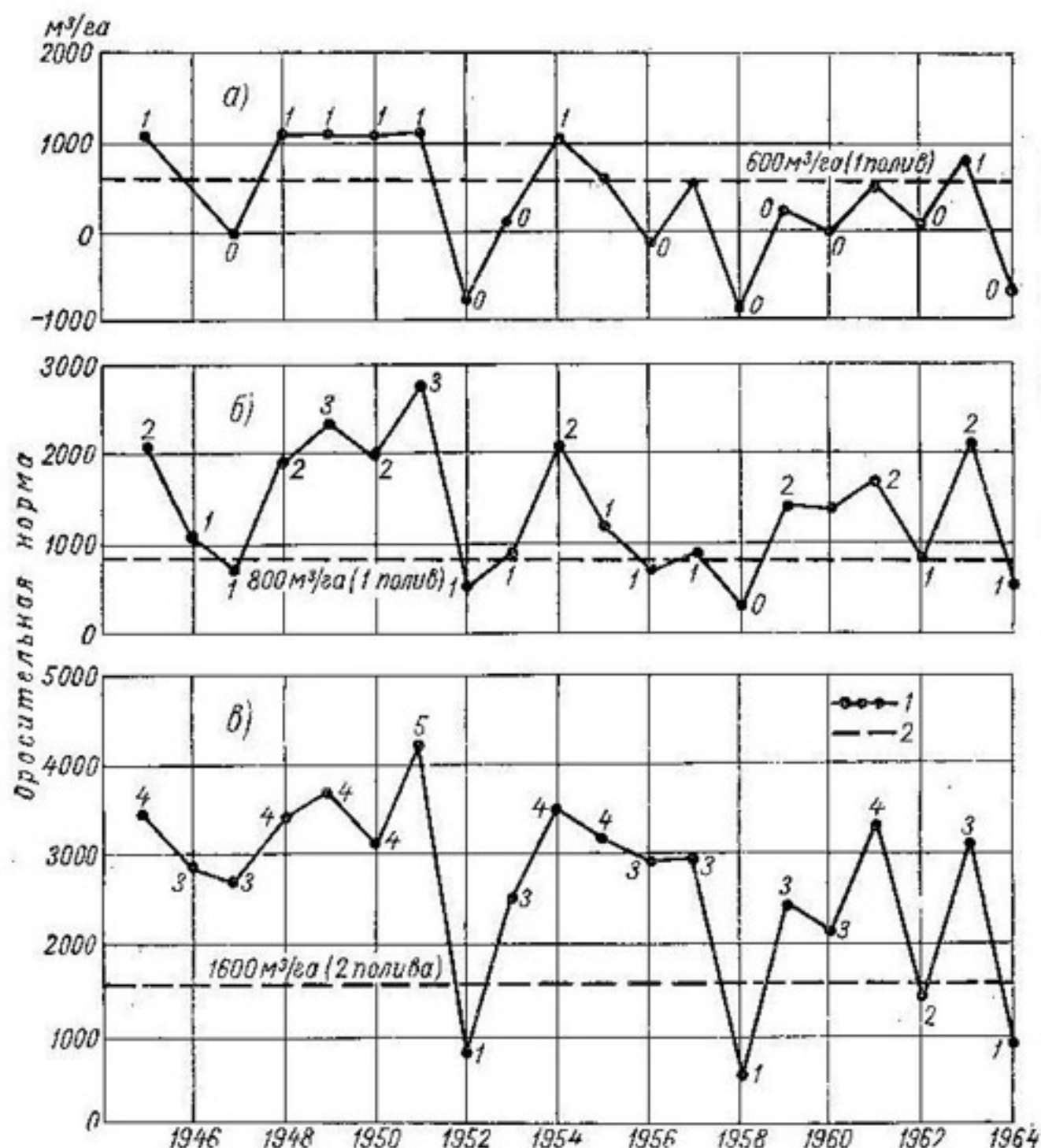


Рис. 106. Оросительные нормы и число поливов озимой пшеницы (без осенней влагозарядки), рассчитанные по предлагаемой методике (1) и рекомендованные Ростовским облводхозом (2) для орошаемых земель Ростовской области (Нижнедонская, Донская, Верхнесальская и Багаевско-Садковская оросительные системы) при различной глубине залегания грунтовых вод.

а — $H = 1 \div 2$ м; б — $H = 1,5 \div 3,0$ м; в — $H > 3$ м. Цифры у точек — число поливов.

что приводит к резкому снижению урожаев (в 3—4 раза) на орошаемых землях и, следовательно, к потере смысла организации орошаемого земледелия. В последнем случае урожай на богаре и на орошаемых землях оказываются одинаково низкими.

При глубине залегания грунтовых вод 1,5—3,0 м величины оросительных норм изменяются от 200 м³/га в хорошо увлажненном 1958 г. до 2800 м³/га в засушливом 1951 г. Коэффициент вариации оросительных норм равен 0,51 при среднем значении нормы 1380 м³/га. Количество поливов изменяется от нуля в 1958 г. до трех в 1951 г. В Графике для всех лет рекомендуется оросительная норма 800 м³/га с одним поливом.

Предусмотренная Графиком норма в пяти случаях из 20 лет оказалась выше рассчитанных оросительных норм, в остальные годы — ниже. Очевидно, в первом случае может иметь место непущное пополнение грунтовых вод за счет поливов, а во втором — недостаточное увлажнение почвы и связанное с этим снижение урожая.

При глубине залегания грунтовых вод 1—2 м из 20 лет в десяти случаях не требовалось орошения, в трех случаях наблюдалось переувлажнение почвы в корнеобитаемом слое. В остальных годах оросительные нормы изменялись от нуля до 1000 м³/га. Коэффициент вариации оросительных норм равен 0,78 при среднем значении нормы¹ 477 м³/га. В Графике для всех лет рекомендуется оросительная норма 600 м³/га.

Подводя итог вышеприведенному анализу, можно отметить, что действующие в настоящее время рекомендации по режиму орошения, в частности в Ростовской области, весьма слабо учитывают влияние глубины залегания грунтовых вод на величину оросительной нормы и число поливов. Например, для озимой пшеницы в 1961 г. на полях с глубиной залегания грунтовых вод $H > 3$ м оросительная норма равнялась 3300 м³/га, при $H = 1,5 \div 3,0$ м — норма 1800 м³/га, при $H = 1 \div 2$ м — норма 600 м³/га, т. е. минимальная величина нормы в 5 раз меньше максимальной. В то же время График рекомендует соответственно 1600, 800 и 600 м³/га, т. е. минимальная величина нормы в 2,5 раза меньше максимальной.

Ежегодные изменения гидрометеорологических условий (атмосферные осадки, температура воздуха и др.) и водного баланса корнеобитаемого слоя почвы при проектировании режима поливов Графиком не учитываются. В связи с этим интересно рассмотреть, насколько фактический режим поливов, применяемый в колхозах и совхозах, соответствует предлагаемым оросительным нормам [147].

Для этой цели ниже приводится анализ режима влажности почвы и других гидрометеорологических условий в различные по увлажненности годы в зависимости от фактического режима поливов. Исследования проводились экспедицией ГГИ и ДГМО на орошаемых полях Нижнедонской оросительной системы

¹ При подсчете средней величины и C_0 оросительной нормы отрицательные значения последней приняты равными нулю, вследствие чего среднее значение нормы M оказалось завышенным, а C_0 заниженным.

(Рябиче-Задонский и Потаповский зерносовхозы) в период с 1957 по 1965 г.

На рис. 107 представлен совмещенный график гидроизоплет, осадков, поливов, уровней грунтовых вод и основных метеорологических элементов за 1957—1960 гг. Рассматривая этот график, можно отметить, что влажность почвы, сформировавшаяся в период снеготаяния 1957 г. на поле, занятом кукурузой, на глубинах свыше 20 см в конце мая составила около 22%; в верхнем 20-сантиметровом слое в конце мая и начале июня в результате интенсивного испарения она уже не превышала влажности завядания. Первый полив начат в конце первой декады июня и закончен 25/VI, хотя по расчету его следовало начать еще в середине второй декады мая; всего на поле подано воды в среднем около 800 м³/га. Этот полив мало сказался на увлажнении почвы, так как ввиду жаркой погоды влага сразу же испарилась. Второй, более значительный по объему, полив вместе с осадками, выпавшими вслед за поливом, более заметно сказался на режиме увлажнения почвы. Вместе с дождем он привел к повышению уровня грунтовых вод на 30 см. В конце июля влажность почвы вновь снизилась до 12—13%, а в середине августа она почти достигла влажности завядания растений, что привело к резкому снижению темпов развития растений и формирования зерна и, как следствие, к снижению урожая, который составил всего 18—20 ц/га.

Это указывает на то, что двух поливов при данных гидрометеорологических условиях, как это видно по результатам расчета (согласно которому на поле I требовалось три-четыре полива), совершенно недостаточно для получения высокого урожая. Вместе с тем второй полив несколько завышен по норме и вслед за ним выпали осадки, что привело к повышению уровня грунтовых вод.

В осенний период по мере уменьшения испарения инфильтрация осадков увеличилась, что привело к увеличению влагозапасов в верхнем полуметровом слое почвы; одновременно усилилось подпитывание корнеобитаемого слоя за счет грунтовых вод; а в конце декабря началось повышение уровня.

Лето 1958 г. было оптимальным по увлажнению. За вегетационный период (апрель—август) выпало свыше 247 мм осадков, и распределение их во времени было равномерным. Начавшееся в декабре 1957 г. увлажнение почвы вследствие выпадения жидких осадков и мокрого тающего снега при очень низком испарении продолжалось также в январе и феврале 1958 г. В марте влажность почвы во всем слое превышала наименьшую влагоемкость, что привело к инфильтрации влаги до уровня грунтовых вод и к подъему последнего. К концу снеготаяния, т. е. к середине апреля, уровень грунтовых вод на поле I поднялся на 200 см, а на поле II на 150 см.

Влажность почвы в зоне аэрации к этому времени под воздействием дождей по-прежнему превышала наименьшую влагоемкость.

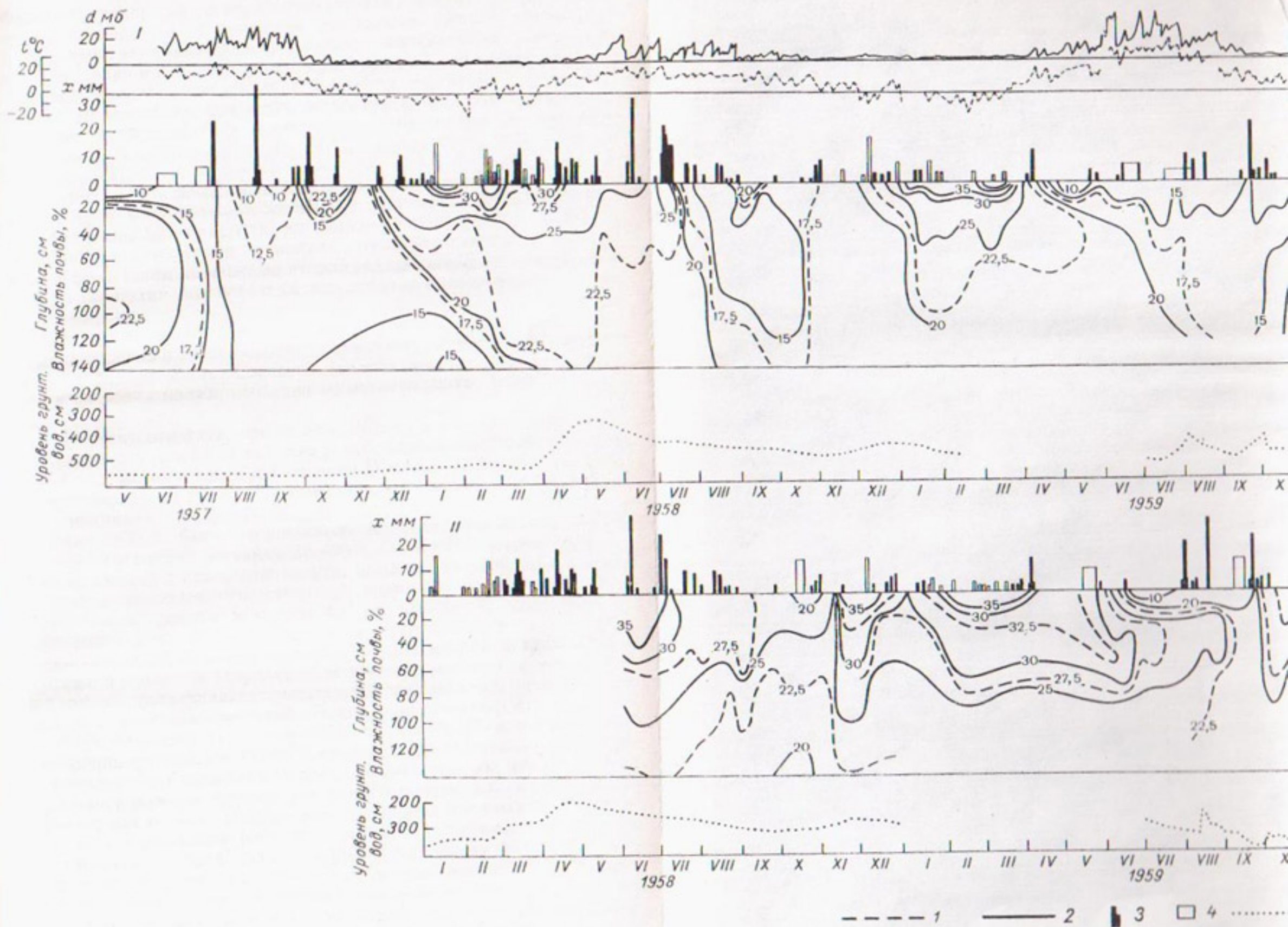
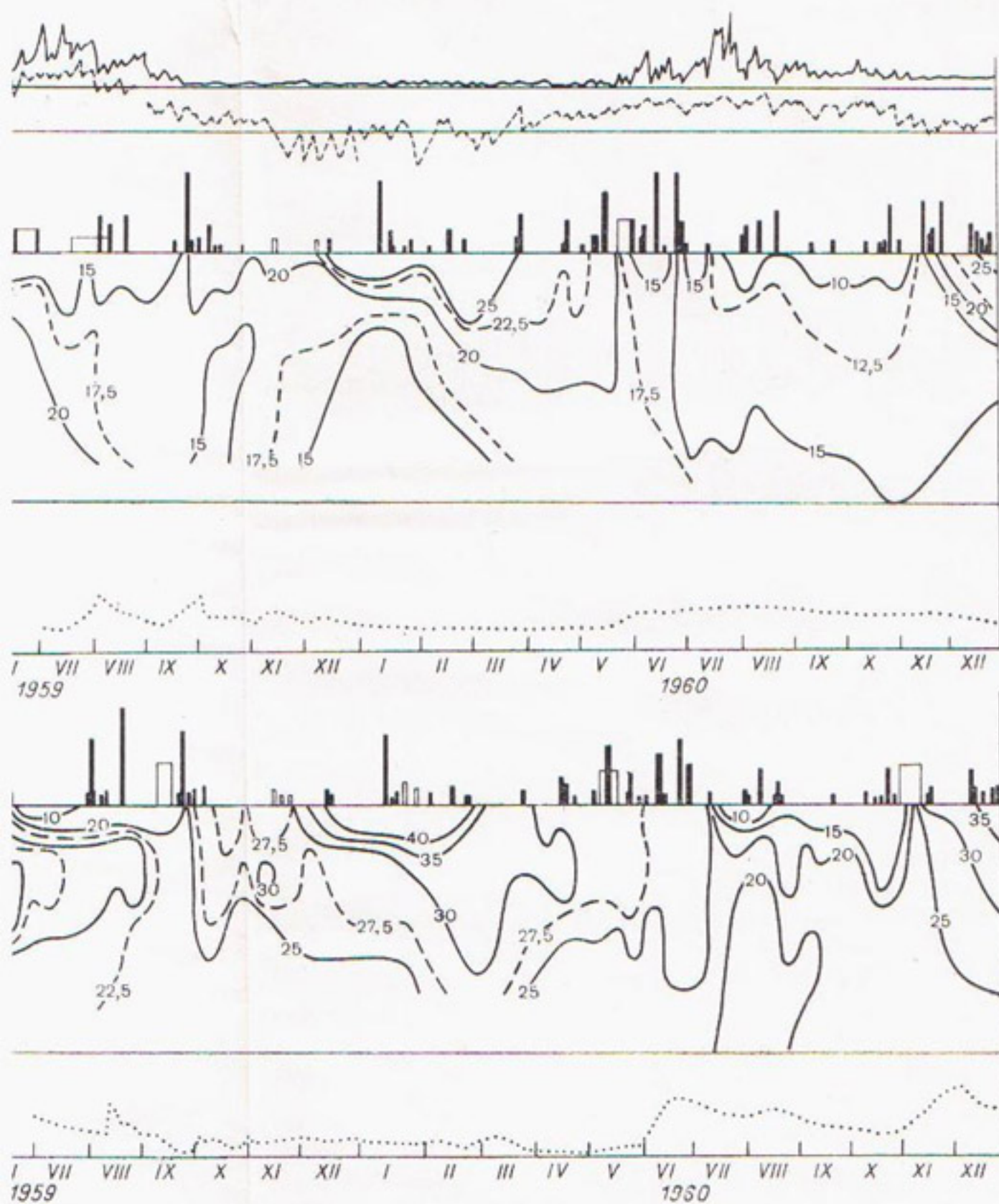


Рис. 107. Хроноизоплеты влажности суглинистых почво-грунтов на полях I и II, а также ход температуры (1) и дефицита влажности воздуха (2), режим осадков (3),



3 4 5

, режим осадков (3), полива (4) и уровня грунтовых вод (5). Пос. Восход, Ростовской области.

Однако в начале мая по мере прекращения дождей, а также повышения температуры и снижения влажности воздуха влажность почвы заметно уменьшилась, но под воздействием выпавших в начале июня и в первой декаде июля продолжительных и обильных осадков она оставалась в пределах оптимума (22—23%) вплоть до второй декады июля, несмотря на высокое испарение. Уровень грунтовых вод в это время продолжал постепенно снижаться, что указывает на расход грунтовых вод в зону аэрации.

К концу июля влажность почвы на поле I резко снизилась до критической и продолжала оставаться в таком положении до второй половины октября, т. е. до снижения температуры воздуха; на поле II в этот период влажность почвы была несколько выше, чем на поле I, тем не менее во второй декаде октября на этом поле был сделан полив виноградника, что привело к повышению уровня грунтовых вод.

В середине ноября началось резкое увеличение инфильтрации жидких осадков в более глубокие слои почвы, особенно на поле II, где был сделан полив. Согласно воднобалансовым расчетам, поливов на обоих полях, особенно на винограднике, делать не следовало.

Интересно отметить, что весной 1958 г. в период снеготаяния и выпадения дождей имело место резкое повышение уровней грунтовых вод: на поле I на 2 м и на поле II на 1,5 м. Это объясняется отсутствием стока талых и дождевых вод с полей и инфильтрации их в почву.

Лето 1959 г. было засушливым. Весенняя влажность почвы после снеготаяния составила 22—25%. За вегетационный период, т. е. за период с апреля по август, выпало около 90 мм осадков, причем в наиболее ответственный период вегетации зерновых (май — июль) осадки практически отсутствовали, что привело к пересыханию почвы. Положение усложнялось суховеями, имевшими место в конце первой и начале второй декады июня, а также в июле. В результате зерновые культуры, в том числе кукуруза, развивались замедленно; наблюдалось пожелтение листьев и угнетение растений. Полив кукурузы был сделан лишь в последней декаде июня из расчета около 840 м³/га, хотя по расчету полив требовался в начале июня. Полив был сильно растянут во времени и продолжался 12 дней. Получилось так, что еще до его окончания политые первые участки уже пересохла и нуждались в повторном поливе. Вообще этот полив был произведен слишком поздно, когда многие растения уже были угнетены и не смогли поправиться. Второй полив кукурузы по объему был таким же, но еще более растянутым во времени и тоже оказался малоэффективным. Тем не менее как первый, так и второй поливы, судя по ходу уровней, дали прибавку грунтовых вод, хотя эта прибавка вызвана в большей мере фильтрацией из каналов, чем просачиванием воды на полях до уровня грунтовых вод.

Согласно расчету, кукуруза нуждалась в трех-четыре поливах, но меньшими нормами из-за близости уровня грунтовых вод.

Урожай кукурузы в 1959 г. составлял 15—20 ц/га, т. е. не превышал урожая на богарных землях. Таким образом, неправильный режим полива без учета текущих гидрометеорологических условий свел практически к нулю эффект орошения.

Вследствие близости уровня грунтовых вод влажность почвы на поле II была значительно выше, чем на поле I, но поливы виноградника все-таки требовались. Поливы, сделанные на поле II в большей мере, чем на поле I, обеспечили поддержание оптимального увлажнения почвы на протяжении всего периода вегетации виноградника, и лишь в конце июня и начале июля отмечался недостаток влаги в почве. Однако и здесь поливы были редкими, но большими по объему, что не обеспечивало оптимального увлажнения и способствовало повышению уровней грунтовых вод.

Лето 1960 г. было средним по увлажнению: с апреля по август на исследуемом воднобалансовом участке по данным различных дождемерных постов выпало от 135 до 159 мм осадков. Наибольшее количество дождей выпало в конце мая, в июне и в первой декаде июля; распределение осадков во времени в этот период было равномерным, однако суммы выпавших осадков было далеко недостаточно для получения высокого урожая.

К зиме 1960 г. почва верхнего 30-сантиметрового слоя достигла достаточно высокого увлажнения, составляющего 20—30%. Более глубокие слои почвы были слабо увлажненными. В начале снеготаяния (первая декада марта) увлажнение почвы на поле I увеличилось и на глубине 60—80 см достигло 20%; в дальнейшем влага просачивалась в более глубокие слои, но не достигала уровня грунтовых вод. В конце марта — начале апреля в связи с повышением температуры воздуха началось интенсивное испарение, снизившее содержание влаги в верхнем 30—40-сантиметровом слое почвы до 20—22%.

В более глубоких слоях в этот период продолжалось медленное продвижение влаги вниз.

В конце мая началось интенсивное иссушение почвы; в верхнем 30-сантиметровом слое влажность снизилась до 15—16%, в связи с чем был сделан полив нормой 720 м³/га. Поливные воды быстро просочились в глубь почвы и через несколько дней достигли уровня грунтовых вод, повысив его на 4—6 см.

Более мощное повышение уровня грунтовых вод на поле I началось в середине второй декады мая, когда был включен в работу распределитель О-Х-2.

Больше поливов на этом поле не производилось, хотя в этом была явная необходимость, так как уже через несколько дней после первого полива, т. е. в начале второй декады июня (фазы формирования и созревания зерна), влажность почвы в корнеобитаемом слое стала ниже критической (снизилась до 14—15%),

что привело к снижению урожая. Согласно расчету, на поле I следовало сделать три вегетационных полива.

На виноградном поле в результате увлажнения от осадков и капиллярного подпитывания почвы от уровня грунтовых вод влажность метрового слоя почво-грунтов вплоть до второй декады июля превышала 25% сухой навески, что близко к оптимальному значению. Поэтому полив нормой около 800 м³/га лишь частично был израсходован на увлажнение почвы; большая часть поливных вод просочилась вглубь и пошла на пополнение запасов грунтовых вод, вызвав подъем их уровня в ряде мест на 100 см.

В середине июля наступило резкое повышение интенсивности солнечной радиации, температуры и дефицита влажности воздуха, вызвавшее сильное иссушение почвы. В верхнем слое почвы влажность снизилась до 5—10%, вследствие чего резко сократилось водопотребление винограда, что привело к замедлению развития плодов и снижению урожая. Выпавшие в августе осадки практически не изменили влажности почвы, и до момента сбора урожая питание растений влагой было недостаточным и осуществлялось лишь за счет нижних слоев почвы.

В итоге можно сказать, что майского полива оказалось совершенно недостаточно для обеспечения высокого урожая винограда и в то же время он привел к резкому подъему уровня грунтовых вод. Это указывает на то, что при неглубоком залегании уровня грунтовых вод поливы следует производить часто, но малыми нормами.

Таким образом, выяснилось, что на практике поливной режим назначается и осуществляется без какого-либо учета сложившейся гидрометеорологической обстановки, а также состояния водного баланса и увлажнения зоны аэрации. В засушливые годы дается недостаточное количество поливов, а сроки их не согласуются с состоянием погоды и увлажнением почвы в корнеобитаемом слое, что приводит к резкому снижению урожая и, следовательно, делает поливное земледелие малоэффективным. Во влажные годы даются излишние поливы, приводящие к пополнению грунтовых вод и, как следствие, к переувлажнению почвы. Довольно часты случаи пополнения грунтовых вод и в засушливые годы, что вызвано обычно завышением поливных норм.

Инфильтрация из каналов является одним из основных источников пополнения грунтовых вод; этому способствует без надобности длительное пребывание воды в каналах.

Во избежание этого планы водопользования необходимо составлять строго в соответствии с принятым поливным режимом, который в свою очередь, как уже упоминалось, должен в полной мере вытекать из сложившейся гидрометеорологической обстановки и состояния водного баланса зоны аэрации.

Кроме того, в районах со слабоотточными грунтами (например, Нижпедонская оросительная система) и с высокой инфильтрационной способностью почво-грунтов по вертикали, где обычно

имеют место относительно высокие потери воды из каналов, достигающие 30—40% общего объема подаваемой воды, распределительные каналы, очевидно, необходимо строить из бетонных лотков. В противном случае даже при оптимальном режиме орошения может иметь место подъем уровней грунтовых вод, заболачивание и вторичное засоление почво-грунтов, особенно на припойменных массивах орошения, где дрены ввиду слабой горизонтальной отточности почво-грунтов работают обычно не эффективно.

Нерациональные режимы поливов полей в колхозах и совхозах являются основной причиной систематического и бесконтрольного подъема уровней грунтовых вод и появления все больших площадей переувлажненных земель, где наблюдается резкое снижение урожаев. Например, на Нижнедонской и Багаевско-Садковской оросительных системах уже 40% ирригационно подготовленных земель имеют критические глубины залегания грунтовых вод. Средняя глубина до уровня грунтовых вод на Нижнедонской оросительной системе за восемь лет эксплуатации уменьшилась с 6,08 м в 1951 г. до 2,21 м в 1958 г. В последующие годы глубина колебалась около 2,0 м, уменьшаясь на отдельных значительных массивах до 1,0—0,5 м, что привело к возникновению здесь очагов вторичного засоления и заболачивания. Вместе с тем недодача поливных вод, особенно на полях с глубоким залеганием грунтовых вод, в засушливые годы приводит к резкому снижению урожаев. Очевидно, требуется коренное улучшение поливных режимов как на стадии их проектирования, так и на стадии применения в колхозах и совхозах.

Следует заметить, что полученные тепловоднобалансовым методом оросительные нормы подлежат мелиоративной корректировке в зависимости от способа подачи воды на сельскохозяйственные поля, т. е. дождевания, напуска, по бороздам и т. п. Этот вопрос в настоящей работе специально не рассматривается. Отметим лишь, что на основании экспериментальных данных [13, 271], полученных на различных почво-грунтах методами дождевания и залива сплошным слоем элементарных площадок, установлено, что минимальная скорость инфильтрации при дождевании $k_{\min}$ всегда меньше скорости при сплошном заливе $k'_{\min}$.

Коэффициент ξ , выражающий отношение между этими величинами $\left(\xi = \frac{k_{\min}}{k'_{\min}}\right)$, для суглинков равен единице¹, для обыкновенных черноземов — 0,5, для супесей и рыхлых почв, встречающихся в тальвегах, в поймах и на первых террасах долин — 0,23 и для структурного чернозема — 0,09.

Изменения этого коэффициента на различных по механическому составу и водно-физическим свойствам почвах и при различных способах орошения объясняются различной реакцией

¹ Слейтер [309] для разрыхленного слоя легкосуглинистой почвы также получил ξ равным единице.

верхнего слоя почвы на условия напорной (напуск) и ненапорной (дождевание) инфильтрации. В частности, при искусственном дождевании, как и при естественном дожде, происходит уплотнение и заиливание верхнего слоя почвы под воздействием динамического удара капель дождя по поверхности почвы, что приводит к снижению скорости инфильтрации, причем для легких почв эффект этого явления усиливается.

Существенную роль в увеличении инфильтрации при поливе напуском играет также дополнительный напор, создаваемый постоянным слоем воды. Для юга ЕТС, где преобладают суглинистые почвы, коэффициент ξ равен единице, поэтому полученные нами нормы могут быть приняты без поправок.

При капельном орошении поливной режим, определенный тепловоднобалансовым методом, можно принимать также без поправок.

6.5. Оросительные нормы и режим орошения риса

Для определения оросительных норм риса, в том числе и расхода оросительных вод на затопление чеков на рисовых полях, оборудованных инженерными сооружениями (дренаж, водоотводящие каналы, коллекторы), можно пользоваться теми же формулами, что и при периодических поливах с добавлением в них компонента M_3 — расхода оросительных вод на первоначальное затопление чеков. Перепишем уравнение (175₁) в следующем виде:

$$M = d_E - Z_0 + E_{в.х} \div M_a + M_{ор}. \quad (175_2)$$

В зависимости от степени обводненности зоны аэрации на рисовых полях можно выделить три случая: 1) грунтовые воды залегают на глубине более 3 м, что имеет место при периодических поливах; 2) грунтовые воды залегают на глубине менее 3 м, что наблюдается при периодических поливах и в начальных фазах развития риса, а также при сушке полей после затопления; 3) зона аэрации полностью затоплена.

При этом во втором случае, т. е. при неглубоком залегании грунтовых вод, кроме рассмотренных выше методов определения компонентов влагообмена в формуле (158) для недостатка водопотребления d_E и, в частности, K , целесообразно применять и другой путь, а именно, при отсутствии водообмена с нижележащими гидрогеологическими пластами величины $I-K$ можно определять по формуле

$$I - K = Y_r - Y_{п.г} - \Delta U_{гр}. \quad (182)$$

В третьем случае (при полном затоплении зоны аэрации и при наличии слоя воды на поверхности поля M_3) влагообмен сводится к одностороннему фильтрационному потоку. Тогда разность

восходящего K и нисходящего I потоков равна интенсивности фильтрации Z' :

$$K - I = Z' = Y_{п.г} - Y_{г.} \quad (183)$$

Кроме того, величина грунтового стока на рисовых полях ввиду наличия дренажной и коллекторной сети, куда частично стекают грунтовые воды, делится на две части — грунтовый сток на окружающую территорию $Y_{г.о}$ и грунтовый сток в дрены и коллекторы $Y_{г.д}$:

$$Y_{г.} = Y_{г.о} + Y_{г.д} \quad (184)$$

Следует заметить, что при определении оросительных норм для риса компонент $M_{сб}$ в вышеприведенных формулах представляет сброс воды из чеков и рисовой системы в целом для просушки полей и отток оросительной воды с чеков для поддержания проточности.

С учетом изложенного формулу для расчета оросительной нормы для риса при $Y_{п.г} = 0$ для режима затопления можно записать в виде

$$M = E_{оп} - X + (Y_{г.о} + Y_{г.д}) - Z_0 + E_{в.х} + M_з + M_{сб} + M_{пр}, \quad (185)$$

где $M_{пр}$ — расход воды на проточность.

При вычислении оросительных норм для целой оросительной системы в приведенные расчетные уравнения включаются еще два элемента: потери на фильтрацию и испарение с водной поверхности в магистральных каналах.

Для определения оросительных норм по приведенным формулам необходимо знать рациональные величины компонентов оттока и сброса оросительных вод. Сколько-нибудь научно обоснованных рекомендаций по этому вопросу в литературе не имеется, поэтому целесообразно прибегнуть к анализу опытных данных, полученных в реальных условиях для рисовых полей.

Трудность, однако, заключается в том, что на практике упомянутые два компонента — сброс и отток (точнее, сброс оросительных вод при просушке полей и отток вод с чеков при поддержании проточности воды), а также отток грунтовых вод с полей в дренаж, измеряются все вместе гидрометрическим методом в замыкающем створе и разделение их инструментальным путем непосредственно в данном створе практически невозможно. Можно лишь приближенно оценить их соотношения путем расчета водного баланса в целом для сельскохозяйственного поля или массива при наличии измерений других компонентов.

Такие исследования, как уже упоминалось, проводились на Новосадковском рисовом массиве с 1958 г. Результаты исследований и расчеты водного баланса показывают, что с чеков суммарный объем оттока $M_{от}$, сброса $M_{сб}$ и стока грунтовых вод в дренаж $Y_{г.д}$ на Новосадковском рисовом массиве в целом составляет около

2800 м³/га за декаду, т. е. 50—70% объема поданных на массив оросительных вод. Остальная часть оросительных вод пошла на испарение и грунтовый отток за пределы массива. Вместе с тем отток оросительных вод с чеков, обеспечивающий проточность воды в чеке, составляет в среднем 600—1000 м³/га за декаду, или около 20% объема поданных на чек оросительных вод; около 30% затрачено на испарение и около 5—7% — на фильтрацию. Таким образом, расход оросительных вод на испарение, проточность воды в чеках и фильтрацию в грунт составляет в среднем порядка 50—55% общего объема поданных на массив оросительных вод. Остальные 45—50% оросительных вод бесполезно сбрасываются в водоприемник. Это является главной причиной того, что на практике применяют сильно завышенные оросительные нормы против действительной потребности рисовых полей в воде [45, 88, 270].

На основании вышеизложенного, а также учитывая имеющийся опыт эксплуатации оросительных систем, величину оттока с чеков в среднем за сезон (не считая начальных и конечных фаз развития растений) можно принять равной около 80—100 м³/сутки с 1 га, против 300 м³/сутки с 1 га, применяющейся на практике в настоящее время.

Инфильтрация, согласно экспериментальным данным, принимается равной 1 мм/сутки.

Рассмотрим примеры расчета оросительных норм. В табл. 58 представлены средние многолетние величины оросительных норм для риса за весь вегетационный период для отдельных пунктов юга РСФСР, подсчитанные по формуле (185). В расчетах использованы недостатки водопотребления (табл. 59). Величины инфиль-

Таблица 58

Средние многолетние величины сезонных недостатков водопотребления, объемов оттока и сброса оросительных вод и оросительных норм для риса

Пункт	Средняя многолет- няя величина недостатка водо- потребления, м ³ /га $E_{оп} - X - Z_0 +$ $+ E_{я. х} + M_3$	Принятые вели- чины суммы $[M_{сб} + M_{от} +$ $+ (Y_{г. о} +$ $+ Y_{г. д})]$, м ³ /га	Ороситель- ная норма, м ³ /га
Константиновка	7290	8500	15 790
Котельниково	7200	8500	15 800
Зимовники	7340	8500	15 840
Дивное	7420	8500	15 920
Арзгир	7670	8700	16 041
Песчаный	8700	9000	17 133
Степная	9130	9000	18 062
Волгоград	7300	8500	15 800
Астрахань	9200	9200	18 400
Краснодар	6200	9000	15 200

Недостатки водопотребления риса, коэффициенты вариации C_v
и средние квадратические отклонения σ

Пункт	Среднемо- голетние значения $\bar{d}_E (V-VIII)$		C_v	σ , м ³ /га	Недостатки водопотребления раз- личной обеспеченности, м ³ /га									
	мм	м ³ /га			1%	5%	10%	15%	20%	45%	90%	95%	98%	
Константиновка	729	7290	0,13	820	1010	918	867	830	802	736	619	590	566	
Зимовники	734	7340	0,15	840	1011	916	867	844	816	742	616	580	550	
Дивное	742	7420	0,15	850	1008	940	884	853	818	750	616	580	542	
Песчаный	870	8700	0,10	870	1040	975	950	913	888	861	740	714	679	
Арзгир	767	7670	0,14	885	1001	920	882	844	836	760	614	583	537	
Степная	913	9130	0,10	913	1170	1090	1030	1005	995	922	822	786	758	

трации из каналов и испарения с водной поверхности (в каналах) в пересчете на площадь орошаемых полей составили около 1,5 мм, затраты оросительных вод на создание слоя затопления приняты равными 100 мм; слой сброса воды в конце вегетационного периода был 85 мм. Величина проточности взята по вышеприведенным дан-ным.

Как следует из табл. 58, величина оросительной нормы для пунктов Волгоград, Котельниково, Зимовники, Сарпа составляет около 15 800 м³/га, для более южных пунктов (Астрахань, Степная) она достигает 18 400 м³/га. В предгорных районах (Краснодар) за счет более влажного климата оросительная норма снижается до 15 200 м³/га.

По данным измерений на Новосадковском оросительном мас-сиве, а также по сведениям Ростовского облводхоза фактические оросительные нормы для рисовых плантаций Ростовской области ежегодно составляют: по Пролетарскому оросительному массиву (куда входит и Новосадковский массив) 30 000—34 000 м³/га, по Нижледонской оросительной системе — 26 630 м³/га, по Азов-ской оросительной системе — 47 530 м³/га.

Сопоставляя эти нормы с полученными нами (см. табл. 58), можно отметить, что применяемые на практике нормы в 2—3 раза превышают действительную потребность, т. е. оптимальную оро-сительную норму рисовых плантаций в воде. Если принять ве-личину оттока и сброса поливных вод не 8000—9000 м³/га, как это необходимо и достаточно для выращивания высокого урожая, а 23 000—24 000 м³/га, т. е. с холостыми сбросами около 12 000—15 000 м³/га, что необоснованно дается на практике [270], то оросительные нормы представленные в табл. 58, повысятся до 31 000 м³/га с лишним. Следовательно, завышение оросительных норм на практике происходит, как уже отмечалось, из-за чрезмерно больших и совершенно неоправданных холостых сбросов ороси-тельных вод.

К тому же когда часть сбросов ведется через чеки, тогда задерживается созревание риса, что ставит под угрозу ранних заморозков незрелый урожай или затягивает уборку урожая до начала осенней непогоды. Подобные неблагоприятные обстоятельства возникают у рисоводов Ростовской области нередко.

В приложении V приведены ежегодные величины оросительных норм для трех характерных пунктов юга РСФСР. При подсчете этих норм принята постоянная проточность для каждого года независимо от конкретных гидрометеорологических условий, в частности, отток и сброс оросительных норм принят равным 8500—9000 м³/га. В действительности же исследования термического режима воды в чеках показывают, что для поддержания благоприятных термических условий воды в чеке (не допускающих перегревания или остывания воды, ведущих соответственно к развитию сорняков и болезней, а также удлинению вегетационного периода) проточность в холодные и дождливые сезоны необходимо снижать наполовину, величину оттока доводить до 30—50 м³/сутки. В жаркие и сухие сезоны величину оттока следует повышать до 120—150 м³/сутки. Однако эти вопросы нуждаются в дальнейшем исследовании.

Из приложения V видно, что оросительные нормы по годам колеблются незначительно, например, от 14 250 до 17 600 м³/га в Арзгире и от 17 000 до 19 000 м³/га в Степной. Однако, если внести в расчет дифференцированную величину оттока (т. е. около 50 м³/сутки с 1 га во влажные и холодные сезоны и около 150 м³/сутки с 1 га в сухие и жаркие сезоны), то колебания оросительных норм по годам существенно возрастут. Например, в Арзгире наименьшая величина оросительной нормы в холодное лето в таком случае будет равна 9850 м³/га, а наибольшая в жаркое лето — 21 600 м³/га. Разрыв между наибольшей и наименьшей оросительной нормой равен 11 750 м³/га, т. е. более 70% среднемноголетней величины оросительной нормы.

Декадные величины оросительных норм за характерные годы (сухой, влажный, средний) по отдельным пунктам приведены в работе [259]. Из рассмотрения этих данных следует, что оросительная норма в сухой, влажный и средний годы отличается не только по величине, но и по внутрисезонному изменению ее декадных значений. Характер внутрисезонного режима орошения риса полностью определяется радиационным и гидрометеорологическим режимом данного года.

Резюмируя изложенное, отметим, что для того чтобы добиться существенного снижения непроизводительных затрат оросительных вод на рисовых плантациях при определении оросительных норм и поливного режима для риса, необходимо учитывать как многолетние, так и внутрисезонные изменения радиационного и гидрометеорологического режима, а также особенности водного баланса зоны аэрации. В районах с высокой фильтрационной способностью почво-грунтов, по-видимому, в самом начале необ-

ходимо проектировать в дренажно-коллекторной сети шлюзы для спуска воды при осушении и при промывках чеков и для подъема уровня воды в дренах в период вегетации риса, когда необходимость в фильтрационных потоках отсутствует.

Для дальнейшего усовершенствования предлагаемой методики расчета оросительных норм и поливного режима риса необходимо расширить программу гидрометеорологических наблюдений на орошаемых землях. Для этой цели могут быть использованы рассмотренные в настоящей работе методы наблюдений и приборы.

6.6. Методика расчета гидромодулей

Предлагаемая методика расчета недостатков водопотребления за короткие промежутки времени позволяет принципиально по-новому подойти к составлению обобщенных графиков режима орошения и определения гидромодулей. Установив функции недостатка водопотребления от времени $d_{E_i} = \varphi_i(t)$ (см. рис. 100 или 101 В) для каждой сельскохозяйственной культуры данного севооборота и помножив их на соответствующие отношения $\frac{f_i}{\tau_i}$,

получим удельные расходы воды $q = \frac{f_i d_{E_i}}{\tau_i} = q_i(t)$, которые следует подать по каналу для полива каждой сельскохозяйственной культуры в севообороте (здесь f_i — частные площади, занимаемые отдельными сельскохозяйственными культурами в процентах от общей площади севооборота F , τ_i — продолжительность поливного периода для каждой сельскохозяйственной культуры данного севооборота, определяемая в зависимости от сроков посева этой культуры и организационно-производственных возможностей проведения поливных работ). Суммируя ординаты кривых $q = q_i(t)$ для каждого расчетного интервала (декада, пентада, сутки), получим обобщенный график режима орошения, выраженный функцией расходов оросительной воды $Q = \psi(t)$, которую необходимо подать по магистральному каналу (без учета потерь на сброс и отток и на фильтрацию из каналов) для орошения всех сельскохозяйственных культур, размещенных на площади данного севооборота F . Максимум кривой $Q = \psi(t)$ с учетом потерь оросительных вод принимается в качестве расчетной величины для определения максимальной пропускной способности магистрального канала.

Кривые $Q = \psi(t)$ необходимо строить для всех лет, имеющих различную обеспеченность недостатка водопотребления: засушливых, средних и увлажняемых. Такой подход обеспечивает наиболее правильный выбор расчетного года в смысле оценки характерного изменения в период вегетации величин недостатков водопотребления $d_{E_i} = \varphi_i(t)$.

При рассмотрении ряда севооборотов аналогичным образом суммируются кривые $Q = \psi(t)$. При этом следует выбирать оптимальное количество орошаемых массивов (севооборотов), которые целесообразно объединять в единую оросительную систему.

Предлагаемая методика существенно упрощает и делает нетрудоемким и объективным процесс укомплектования обобщенных графиков режима орошения $Q = \psi(t)$ и расчета гидромодулей и подводит строго научную тепловоднобалансовую основу под методику гидролого-мелиоративного обоснования проектов оросительных сооружений. Это в свою очередь позволяет с помощью ЭВМ в короткое время рассчитать множество вариантов севооборотов и оросительных систем и выбрать оптимальные решения.

Достоинством предлагаемой методики является и то, что она при определении гидромодулей позволяет учитывать, с одной стороны, потребность в орошении каждой сельскохозяйственной культуры севооборота, а с другой, обеспечивает гибкую интерполяцию величин гидромодулей по территории, поскольку она базируется на учете особенностей режима элементов водного и теплового баланса: водопотребления, влагообмена в зоне аэрации, а также почвенных и теплоэнергетических особенностей деятельной поверхности, плавно меняющихся по территории.

На основании графиков $d_E = \varphi(t)$ были построены кривые $Q = \psi(t)$ для Нижнедонской, Богаевско-Садковской и других оросительных систем Ростовской области. При этом для обеспеченности 10% (по недостатку водопотребления) гидромодуль по предлагаемой методике оказался равным 0,60–0,65 л/(с·га) для современного севооборота, т. е. выше на 35–50% гидромодулей (0,25–0,30 л/(с·га), вычисленных по методике, принятой в современных мелиоративных инструкциях [63, 65, 173, 191], и положенных в основу проектирования указанных систем. Это обстоятельство объясняет причины острой нехватки оросительных вод на концевых участках Богаевско-Садковской и Нижнедонской оросительных систем, наблюдающейся в засушливые годы.

6.7. Предложения по организации комплексных воднобалансовых станций на орошаемых землях

По мере дальнейшей индустриализации сельскохозяйственного производства на мелиорируемых землях отставание исследований по разработке и внедрению научно обоснованных методов регулирования водно-солевого режима почвы будет наносить все более ощутимый ущерб народному хозяйству. Для развертывания этой работы необходимо на мелиорируемых землях организовать комплексные воднобалансовые станции, в задачу которых

должно входить изучение водного, водно-солевого и теплового балансов деятельного слоя, режима поверхностных и подземных вод, влаго- и солепереноса в зоне аэрации. Программа таких станций предложена автором в работах [253, 259].

Одной из оперативных задач воднобалансовых станций должно быть управление режимом орошения сельскохозяйственных полей. В настоящее время сроки и нормы полива рекомендуется определять по данным о влажности почвы, измеряемой термостатно-весовым методом. Однако этот метод не получил широкого внедрения в оперативную практику вследствие его трудоемкости. Поэтому в орошаемом земледелии сейчас господствует традиция субъективной корректировки типовых графиков полива, что как правило, не обеспечивает создания оптимального режима влажности на полях, а это приводит к снижению урожаев и ухудшению мелиоративного состояния земель в связи с их засолением и заболачиванием.

Кроме того, при неглубоком залегании грунтовых вод, когда корнеобитаемый слой почво-грунтов находится под воздействием капиллярной зоны, влажность почвы не является достаточной характеристикой влагообеспеченности и водопотребления растений, поскольку в данном случае (как показано в главе 3) растения питаются не столько за счет влагозапасов в почве, сколько за счет капиллярной влаги, поднимающейся от грунтовых вод. Особенно велик этот вид питания при высокой влагопроводности почвы, когда при отсутствии атмосферных осадков или поливов растения питаются главным образом за счет капиллярной влаги. При этом влагозапасы остаются практически постоянными на протяжении всего вегетационного периода.

По этому поводу С. Ф. Аверьянов [5] писал: «... постоянство влажности в каком-либо слое свидетельствует об отсутствии резко выраженного неустановившегося движения, но не об отсутствии движения вообще (например, влажность фитиля горящей керосиновой лампы бывает постоянной, а расход керосина на горение очевиден). Такое движение влаги в зоне аэрации (или его отсутствие) наиболее четко выявляется при введении радиоактивного или иного индикатора в виде водорастворимых солей (мало адсорбируемых скелетом грунта) и прослеживание его перемещения».

Следовательно, наиболее эффективного регулирования водно-солевого режима корнеобитаемого слоя можно добиться на основе учета не только влагозапасов в почве, но и основных элементов теплового, водного, солевого балансов зоны аэрации.

Предложенный нами тепловоднобалансовый (гидрометеорологический) метод управления поливным режимом отвечает указанным требованиям. Сущность его изложена в п. 6.6 и Руководстве [62] и состоит в том, что наряду с определением влагозапасов в почве по уравнению водного баланса, в котором учтены все основные статьи поступления и расходования влаги: атмосфер-

ные осадки, испарение, подпитывание растений грунтовыми водами оценивается величина питания грунтовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков, а также поливов и одновременно прогнозируется изменение уровня грунтовых вод. С учетом этих данных назначаются нормы и сроки поливов и устанавливается режим работы дренажных устройств.

Норма полива определяется по формулам (176) и (177). Срок очередного полива назначается исходя из упрощенного уравнения водного баланса зоны аэрации для оптимального диапазона изменения влагозапаса:

$$W_{н.в} - W_{н.о} = E - X - Y_n - K,$$

где $W_{н.в}$ — влагозапас в расчетном слое почвы при влажности, равной наименьшей влагоемкости; $W_{н.о}$ — нижний предел оптимума влагозапаса в том же слое; E — суммарное испарение; X — атмосферные осадки; Y_n — поверхностный сток с поля; K — подпитывание корнеобитаемого слоя грунтовыми водами. Размерность всех элементов — мм или м³/га.

Из вышеприведенного уравнения следует, что необходимость в очередном поливе возникает тогда, когда интегральная сумма составляющих водного баланса, стоящих в правой части уравнения, достигнет величины поливной нормы. Практически определение срока полива сводится к вычислению алгебраической суммы членов правой части уравнения за заданные интервалы времени (пятидневки, декады) и сложению этих сумм нарастающим итогом, пока не будет достигнуто условие, описываемое рассматриваемым уравнением. Расчет ведется в табличной форме [62].

Самым ответственным и сложным этапом во всей работе по назначению норм и сроков поливов является определение конкретных значений элементов водного баланса. В настоящее время наиболее надежные результаты могут быть получены при непосредственном измерении составляющих баланса на том поле, для которого предстоит определить срок очередного полива. Уже сейчас имеются хорошо зарекомендовавшие себя методы расчета некоторых элементов баланса и разрабатываются методы переноса значений составляющих баланса с одного поля, на котором они измеряются, на все окружающие поля.

Суммарное испарение измеряется методом теплового баланса или лизиметрами. Теплобалансовая (лизиметрическая) площадка должна быть организована на основных полях севооборота. Суммарное испарение с данной или другой культуры на сельскохозяйственных полях, расположенных в радиусе до 20 км от теплобалансовой площадки, определяется по формуле

$$E^* = E \frac{\beta^* (W_n^* + W_k^*) 2\gamma}{\beta (W_n + W_k) 2\gamma^*}. \quad (186)$$

В этой формуле звездочками отмечены параметры сельскохозяйственного поля, для которого необходимо определить испаре-

ние. W_n^* , W_n — определяются по данным непосредственных измерений влагозапасов в начале вегетационного периода; W_k^* , W_k — по формуле (57); β^* , β — по табл. (16, 16а); γ , γ^* — вычисляются по данным непосредственных наблюдений, либо оцениваются приближенно по табл. 17.

При отсутствии тепловоднобалансовых наблюдений суммарное испарение можно определять по формуле (56).

Таким образом, для реализации тепловоднобалансового метода определения норм и сроков полива (в радиусе 20 км от тепловоднобалансовой установки) необходимо определить непосредственно на каждом поле или на группе аналогичных полей начальные (в конце снеготаяния) влагозапасы термостатно-весовым методом, атмосферные осадки по осадкомеру, поливную норму и величину подпитывания корнеобитаемого слоя по формулам (106) или (107). Глубина залегания уровня грунтовых вод измеряется в скважине на поле. Для этого необходимо оборудовать на полях осадкомерные посты и смотровые гидрогеологические скважины, а также определять на них раз в год в конце снеготаяния влагозапасы в метровом слое почвы. Результаты наблюдений на осадкомерных постах и гидрогеологических скважинах необходимо передавать по каналам связи на опорную воднобалансовую (агрогидрометеорологическую) станцию, которая должна сообщать в хозяйства прогнозы норм и сроков полива. В этих целях можно использовать действующие воднобалансовые станции или создать новые.

При назначении норм и сроков полива учитывается не только состояние погоды, но и водно-солевой баланс сельскохозяйственного поля. Для этого по формулам (179)—(181) определяется величина пополнения грунтовых вод от полива и предвычисляется уровень грунтовых вод после полива. На основании этих данных уточняется норма и срок полива, а также задается режим работы дренажа.

Тепловоднобалансовый (гидрометеорологический) метод в 1971—1973 гг. проходил производственные испытания на сельскохозяйственных полях в отдельных колхозах и совхозах Ростовской, Волгоградской и Саратовской областей. Результаты испытаний, изложенные в работах А. С. Волкова и М. С. Азарий [8, 57], показали, что влагозапасы в почве, определенные тепловоднобалансовым методом [формула (57)], хорошо соответствуют измеренным термостатно-весовым способом (рис. 108). Среднеквадратические отклонения вычисленных величин влагозапасов от измеренных не выходят за пределы 10—18 мм (при средних влагозапасах в метровом слое 240—280 мм), что составляет ошибку 3—10%. Иными словами, ошибка определения срока полива не превышает 1—2 суток, что вполне приемлемо для практики.

Коэффициент корреляции между вычисленными и измеренными влагозапасами равен 0,97.

Урожай на полях, где нормы и сроки полива определялись по методике ГГИ, и урожай на контрольных полях, на которых

нормы и сроки назначали по измеряемой термостатно-весовым методом влажности почвы, получен практически одинаковым, и на 20—30% больше урожая на полях, где поливной режим поддерживался совхозами на основе типовых графиков водопользования.

В процессе испытаний был выявлен ряд преимуществ гидрометеорологического метода по сравнению с другими, в частности:

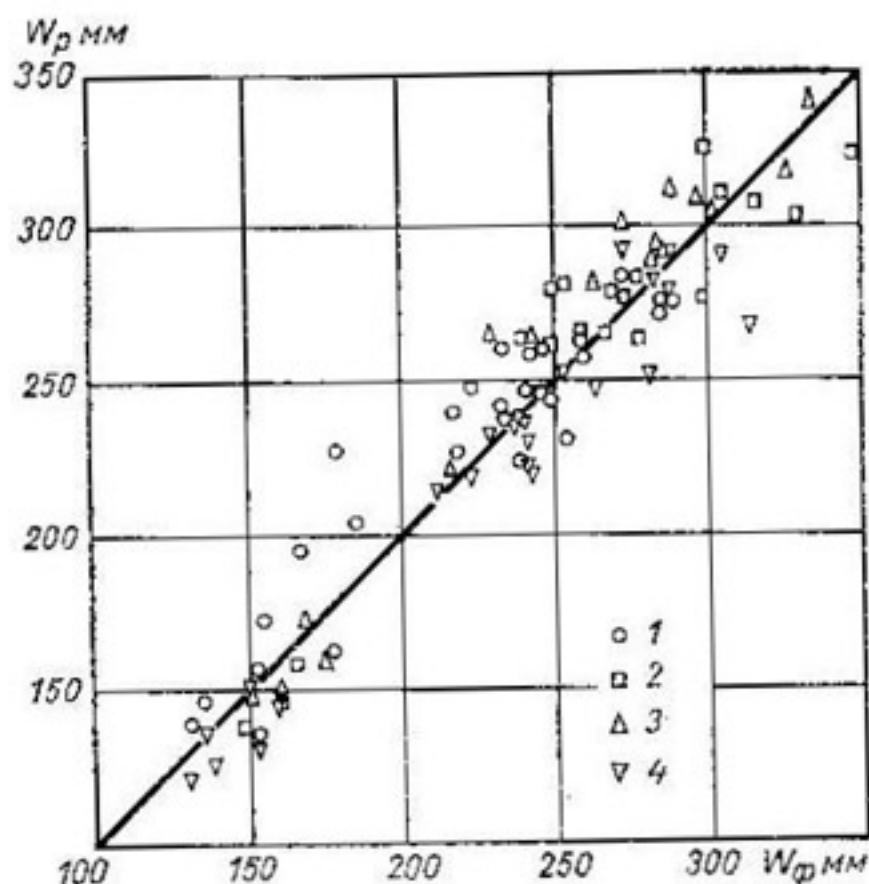


Рис. 108. Связь рассчитанных величин влагозапасов в метровом слое почвы W_p с измеренными W_{ϕ} .

1 — свх Энгельский Саратовской области, 1971—1972 гг., яровая пшеница; 2 — свх Золотиревский Ростовской области, 1971—1972 гг., озимая пшеница; 3 — свх Елжидский Ростовской области, 1971—1972 гг., озимая пшеница; 4 — свх и колхоз им. Карла Маркса Саратовской области, 1973 г., яровая пшеница.

1. Метод позволяет уточнять нормы и сроки полива в зависимости от хода температуры и влажности воздуха.

2. Возможна оценка величины инфильтрационного питания и корректировки поливного режима на основании результатов такой оценки.

3. Значительно более низкая удельная (на 100 га посевов) себестоимость обслуживания орошаемых площадей, что обеспечивается обоснованной экстраполяцией данных об агрометеорологическом режиме на территории в радиусе до 20 км от метеостанции, ведущей комплекс наблюдений.

Основные компоненты, входящие в предлагаемые формулы для расчета влажности почвы и определения поливного режима (радиационный баланс или температура и влажность воздуха, осадки,

глубина залегания грунтовых вод и др.), поддаются автоматическому измерению и дистанционной передаче.

Следовательно, предлагаемая воднобалансовая и агрометеорологическая сеть на орошаемых землях может быть использована для организации автоматического управления поливами в зависимости от текущих погодных условий, состояния водного баланса зоны аэрации и фазы развития растений. Для этого необходимо автоматизировать наблюдения за основными компонентами (радиационный баланс, расход грунтовых вод в зону аэрации, осадки, температура и влажность воздуха и пр.). В качестве датчиков можно использовать следующие приборы: для радиационного баланса — термоэлектрический радиационный балансомер, для градиентов температуры и влажности воздуха — термоэлектрические термометры и пр. Однако эти вопросы еще требуют дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексные исследования водного, солевого и теплового балансов орошаемых земель начаты Государственным гидрологическим институтом в 1957 г. В дальнейшем активное участие в этих исследованиях стали принимать различные научные и производственные организации Министерства мелиорации и водного хозяйства СССР и некоторые научные и оперативные организации Гидрометслужбы СССР.

Настоящая работа, равно как и первое издание книги «Гидрология орошаемых земель», является первой попыткой подвести итоги этим исследованиям.

Можно утверждать, что предложенная теория и схема организации комплексных экспериментальных исследований на орошаемых землях, основанная на совместном использовании уравнений водного, водно-солевого и теплового балансов и анализе динамических уравнений влаго- и солепереноса в деятельном слое почво-грунтов, позволила получить надежную исходную информацию для обоснованного решения ряда современных проблем мелиоративной гидрологии.

В процессе полевых экспериментальных исследований особое внимание уделялось повышению точности наблюдений за счет внедрения новых приборов и оборудования, а также увеличения повторности наблюдений, проведения многократных измерений (съемок) отдельных элементов (влажность и содержание солей в почве, испарение, минерализация грунтовых вод и др.) во многих точках исследуемой территории.

Новая обширная информация позволила усовершенствовать существующие или разработать новые методы определения суммарного испарения, элементов вертикального влагообмена в зоне аэрации, стока и возвратных вод с орошаемых полей, водного и водно-солевого балансов, режима орошения.

Предложенный тепловоднобалансовый метод расчета суммарного испарения с сельскохозяйственных полей позволяет рассчитывать его величины за конкретные месяцы, декады и межфазные периоды с достаточной для практики точностью. Рекомендуются формулы для расчета величин расхода грунтовых вод в зону аэрации и инфильтрационного питания их за счет атмосферных осадков и оросительных вод. Метод расчета инфильтрационного питания основан на использовании доступной гидрометеорологической

информации и может быть использован для прогноза уровней грунтовых вод.

В книге приводится теоретическое обоснование предложенного автором тепловоднобалансового метода прогнозирования сроков и норм полива по недостатку (дефициту) водопотребления характеризующего недостаток воды на поле. Это новая комплексная характеристика водно-воздушного состояния корнеобитаемого слоя почвы с учетом подпитки его грунтовыми водами, действительной потребности растений в воде, солнечной радиации и других компонентов природной среды, влияющих на развитие растений.

С помощью этого метода можно определять режим орошения в зависимости от текущих гидрометеорологических условий конкретных лет и вегетационных периодов, что создает возможность поддерживать увлажнение почвы в оптимальных пределах при любых погодных условиях. Показано, что такой подход к определению режима орошения не только повышает урожайность сельскохозяйственных культур, но и способствует экономии водных ресурсов особенно в годы повышенной увлажненности и содержанию полей в хорошем мелiorативном состоянии. Применение ЭВМ для определения режима орошения тепловоднобалансовым методом будет способствовать повышению оперативности регулирования водно-солевого режима зоны аэрации и применению автоматических методов полива.

В настоящее время существуют два направления изучения и прогноза засоления почв на орошаемых землях: воднобалансовое и физико-химическое. Опыт показывает, что наиболее плодотворные результаты могут быть получены на основе совместного использования этих двух методов. В этом случае необходимо детальное изучение динамики изменения процессов засоления и влаго-солеобмена в зоне аэрации во времени и по площади как на стадии проектирования, так и в период эксплуатации оросительных систем. Это подход может обеспечить правильное решение вопроса о выборе технических средств для эффективного регулирования водно-солевого режима почв, в частности, способов орошения, типов дренажных систем и характера их эксплуатации.

В работе изложено содержание обоих методов прогноза засоления, рассмотрены взаимосвязи элементов водного и солевого балансов орошаемых полей и с учетом интенсивности передвижения солей в зоне аэрации составлены примеры прогнозов водно-солевого режима отдельных орошаемых массивов.

Проблема оценки влияния орошаемого земледелия на водный баланс речных бассейнов и водные ресурсы возникла сравнительно недавно, когда началось интенсивное развитие мелiorации земель, вызвавшее существенное изменение элементов водного баланса и в первую очередь стока. Вначале к решению этой проблемы наметился чисто эмпирический подход (метод сравнения). В последующем выяснилось, что изменение одного, например, вод-

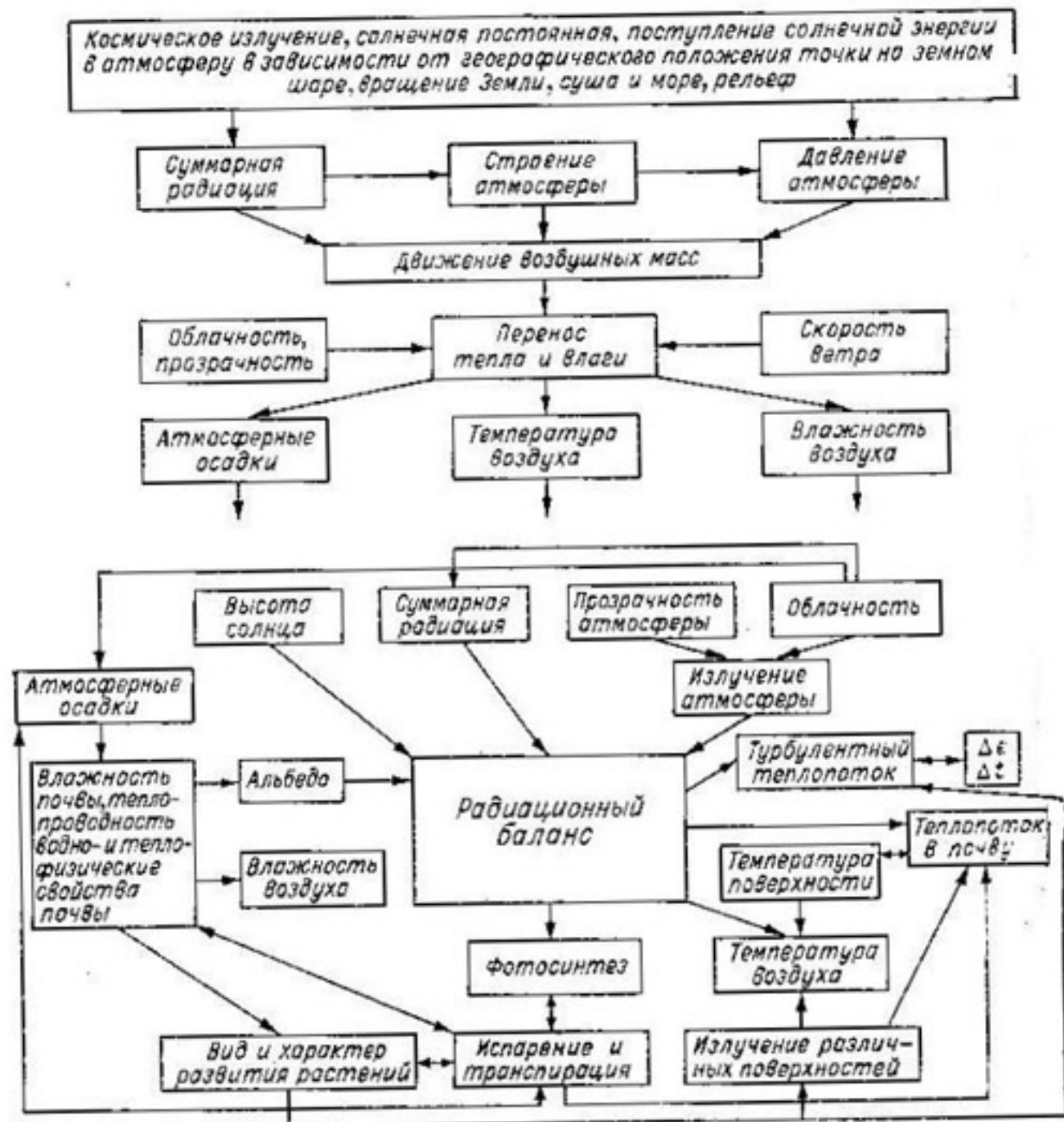
ного фактора почвы приводит к коренному преобразованию солевого и теплового ее режима. Это накладывает свой отпечаток на водный режим. В связи с этим для оценки влияния орошаемого земледелия на водный баланс речных бассейнов и водные ресурсы необходимо учитывать сложный комплекс гидрологических, гидрогеологических, метеорологических и других факторов.

В книге предлагаются теоретически обоснованные методы определения безвозвратных потерь и возвратных вод, рекомендуется методика прогноза изменения речного стока с учетом намечаемых планов развития мелиорации и введения в эксплуатацию новых орошаемых площадей. Предвычисление стока некоторых речных бассейнов с развитым орошением, выполненное предлагаемым методом, показывает, что в недалеком будущем даже при современных темпах развития орошения можно ожидать существенного снижения стока некоторых крупных рек.

Следует особо подчеркнуть, что наряду с изменением водного баланса речных бассейнов и уменьшением стока оросительные мероприятия (орошение, промывка засоленных земель и пр.) способствуют повышению минерализации речных вод. В некоторых случаях она уже повысилась в 2—3 раза и более. Анализ результатов экспедиционных исследований и предварительные расчеты показывают, что пределом использования водных ресурсов в некоторых бассейнах с развитым орошением может явиться не столько количественное, сколько их качественное истощение. Однако в настоящее время отсутствуют данные для совместного решения указанных проблем. Некоторые из предлагаемых в книге методов расчета и прогноза водно-солевого режима почво-грунтов, инфильтрационного питания грунтовых вод и возвратных вод с орошаемых территорий, норм и сроков полива различных сельскохозяйственных культур рассчитаны на использование достаточно полной и надежной информации об элементах водного, водно-солевого и теплового балансов орошаемых земель, получаемой пока еще с помощью специальных экспедиционных исследований.

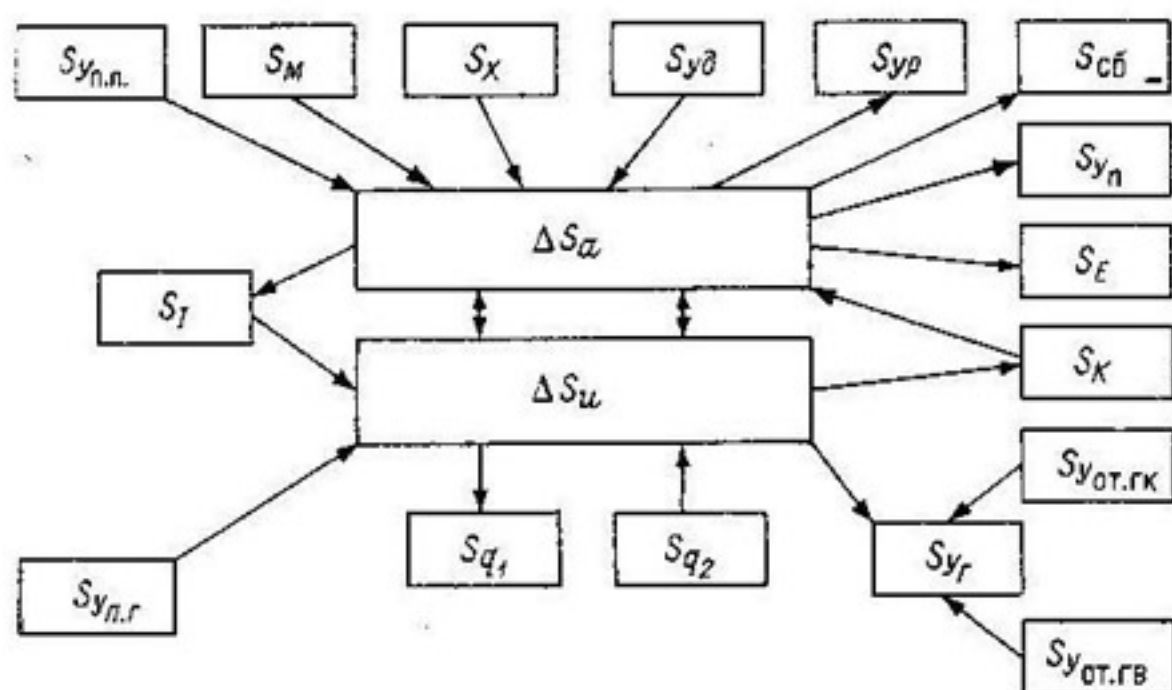
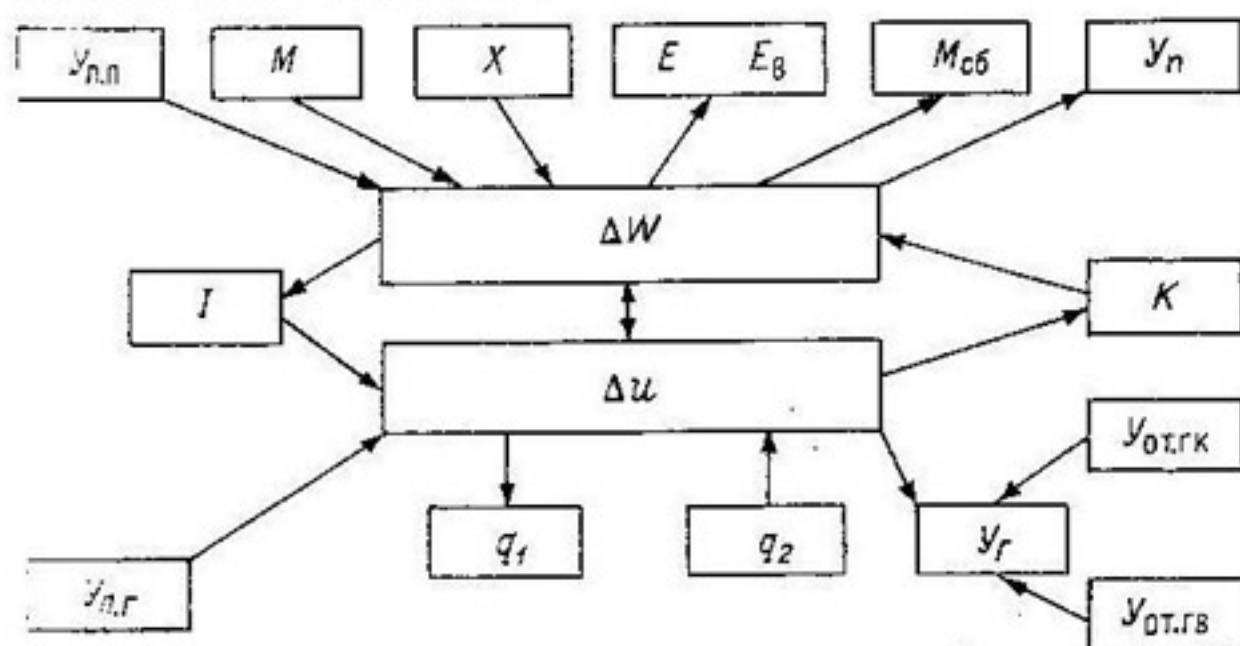
Для массового внедрения предлагаемых методов в практику орошаемого земледелия необходимо создать на орошаемых землях специальную сеть воднобалансовых станций, программой которых являлось бы комплексное изучение водного и водно-солевого, а также теплового баланса деятельного слоя на орошаемых землях.

СХЕМА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ОСНОВ



$Y_{от. гк}$, $Y_{от. гв}$ — отток грунтовых вод по коллекторам и в глубокие слои грунта боковые слои грунта; остальные усл. обо

НЫХ ФАКТОРОВ ВЛАГООБОРОТА



$S_{ot.rk}$, $S_{ot.gb}$ — вынос солей с грунтовыми водами по коллекторам и в глущения см. в тексте на с. 12, 13, 317

ДЕКАДНЫЕ И МЕСЯЧНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА (мм), ПО ГПИЛ

Уровень грунто- вых вод в ГПИЛ, м	элемент водного баланса	Апрель			Май			Июнь			сумма за месяц		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3			
												сумма за месяц	сумма за месяц
Арысь-Туркестанский орошаемый массив, пос. Старый Икан, поле № 43, хлопчатник, 1969 г.													
0,7	K	0,0	0,0	0,0	0,0	6,5	15,6	11,6	33,7	7,5	25,7	16,7	49,9
	I					0,6			0,6	4,5		0,3	4,8
	X	5,7	19,2	16,8		10,8	3,0	5,2	19,0				
	M												
	E	10,6	19,1	25,3	55,0	18,6	21,1	25,7	65,4	28,0	32,5	28,5	56,5
	ΔW	-4,9	0,1	-8,5	-13,3	-1,9	-2,5	-8,9	-13,3	54,9	-6,8	60,2	147,6
1,3	K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,7	5,7	-23,9	8,6	-15,3	-46,0
	I					1,0	2,9		3,9	1,9		4,6	15,1
	X	1,7	1,5	1,3	4,5	1,0	3,0	5,2	19,0	5,6		2,6	8,2
	M	5,7	19,2	16,8	41,7	10,8							
	E	10,7	17,3	24,4	52,4	16,8	20,9	17,0	54,7	47,9	21,1	53,0	100,9
	ΔW	-6,7	0,4	-8,9	-15,2	-7,0	-20,8	-6,1	-33,9	47,7	-12,5	45,3	114,1
2,0	K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	I					2,2			2,2	14,9		6,0	20,5
	X	10,2	4,9	0,3	15,4	2,2		5,2	19,0				
	M	5,7	19,2	16,8	41,7	10,8	3,0			79,7		80,9	160,6
	E	11,9	17,9	21,6	51,4	15,4	16,9	13,8	46,1	36,7	24,9	41,1	103,0
	ΔW	-16,4	-3,6	-5,1	-25,1	-6,8	-13,9	-8,6	-29,3	28,1	-24,9	33,8	37,0
Таласский орошаемый массив, пос. Новоивановка, сахарная свекла, 1970 г.													
1,4	K		23,3	5,6	28,9	9,4	11,7	13,3	34,4	34,8	37,3	47,8	119,9
	I		22,7	3,0	25,7	2,3		1,0	3,3		3,0	5,8	8,8
	X		23,6	4,7	28,3	11,1	3,3	36,8	51,2		5,6		5,6
	M											43,2	43,2
	E		16,0	12,8	28,8	18,9	23,6	52,0	94,5	43,4	57,4	112,9	213,7
	ΔW		-6,5	5,5	-1,0	0,7	8,6	2,9	12,2	8,6	17,5	24,0	50,1

**ОРОСИТЕЛЬНЫЕ НОРМЫ И ЧИСЛО ПОЛИВОВ ОЗИМОЙ
ДЛЯ ДОНСКОЙ, НИЖНЕДОНСКОЙ, ВЕРХНЕСАЛЬСКОЙ**

Культура	1945	1946	1947	1948	1949	1950	1951	1952
----------	------	------	------	------	------	------	------	------

При

Озимая пшеница	3400	2850	2700	3400	3650	3100	4150	850
	4	3	3	4	4	4	5	1
Кукуруза	4000	4000	3100	5100	5800	4600	5900	2600
	5	5	4	6	7	5	7	3

При H —

Озимая пшеница	2100	1100	700	1900	2350	2000	2750	600
	2	1	1	2	3	2	3	1
Кукуруза	3100	3100	2800	3900	4100	4050	4200	3000
	4	4	4	5	5	5	5	4

При H =

Озимая пшеница	1100	—	0	1100	1100	1100	1100	—650
	1	—	0	1	1	1	1	0
Кукуруза	(2000)	(2000)	1600	1800	1500	1300	1700	—500
	(4)	(4)	3	3	3	2	3	~

Примечание. Первая строка — оросительная норма, м³/га; вторая строка — чи

ПШЕНИЦЫ (БЕЗ ОСЕННЕЙ ВЛАГОЗАРЯДКИ) И КУКУРУЗЫ
И БОГАЕВСКО-САДКОВСКОЙ ОРОСИТЕЛЬНЫХ СИСТЕМ

1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

$H > 3$ м

2500	3400	3150	2850	2900	600	2400	2100	3300	1400	3100	1000
3	4	4	3	3	1	3	3	4	2	3	1
2700	4200	4200	3400	4100	1000	3600	2400	3900	2800	4500	3000
3	5	5	4	5	1	4	3	5	3	5	4

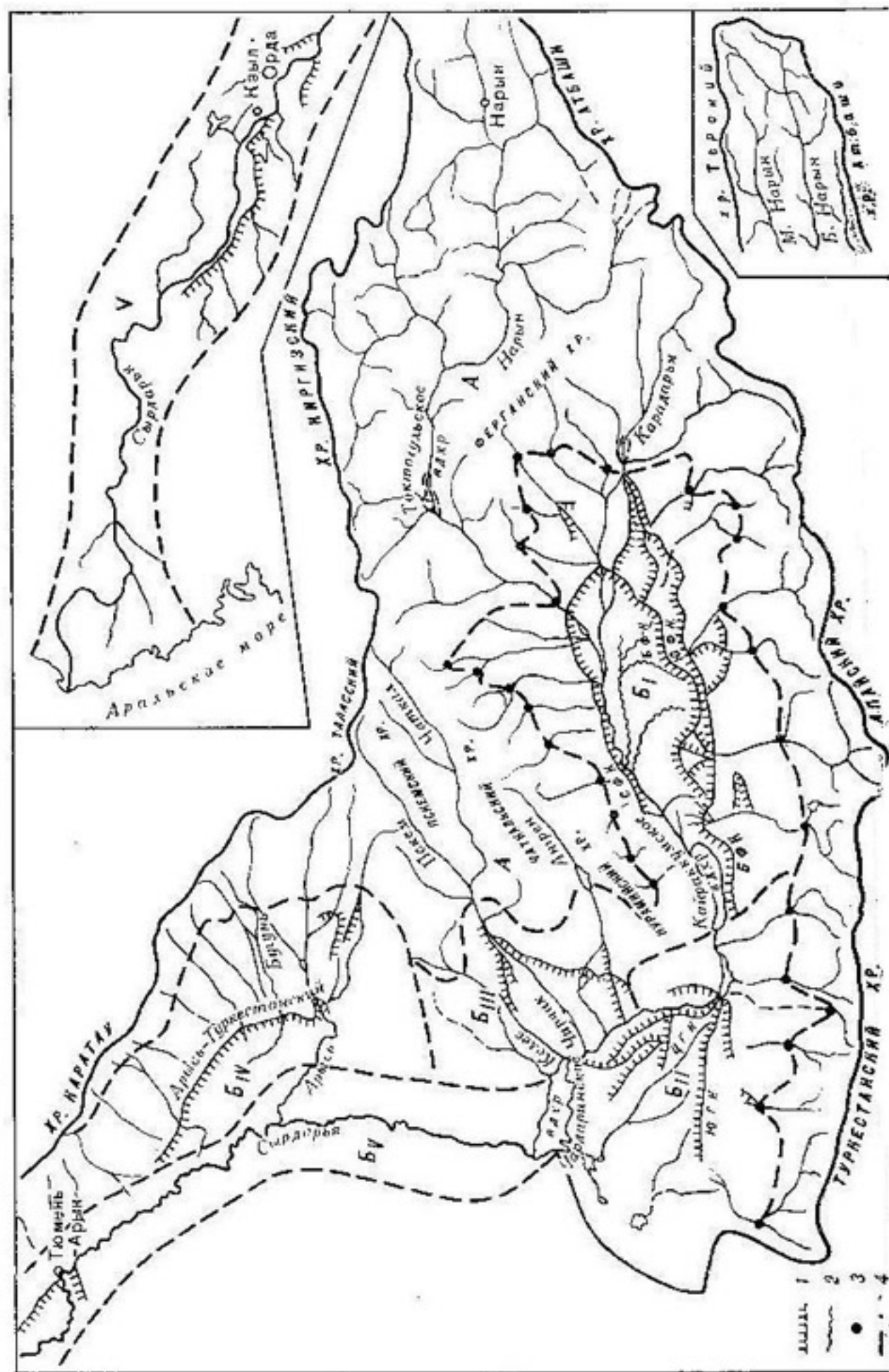
$2 \div 3$ м

900	2050	1200	700	900	350	1400	1400	1650	950	2100	650
1	2	1	1	1	0	2	2	2	1	2	1
1400	3400	3500	3400	4200	800	3000	2100	3000	2600	4000	1500
2	4	4	4	4	1	4	3	4	3	5	3

$1 \div 2$ м

100	1000	600	-100	500	-750	300	0	500	100	800	-550
0	1		0		0	0	0		0	1	
1000	1500	1500	200	1500	-800	650	600	1000	600	1000	-800
2	3	3	0	3	0	1	1	2	1	2	0

СХЕМА ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ БАСЕЙНА р. СЫРДАРЬИ (зоны формирования и погребения стока)



**СЕЗОННЫЕ ВЕЛИЧИНЫ НЕДОСТАТКА ВОДОПОТРЕБЛЕНИЯ,
ОТТОКА И ОРОСИТЕЛЬНЫХ НОРМ РИСА (м³/га)**

Год	d_E	A	M	d_E	A	M	d_E	A	M
Арзгир				Степная			Песчаный		
1925	6580	8700	15 280						
1926	7130	8700	15 830						
1927	7730	8700	16 430						
1932	6210	8700	14 910						
1934	7840	8700	16 540						
1935	9160	8700	17 860	9 740	9000	18 740	9230	9000	18 230
1936	9340	8700	18 040	10 460	9000	19 460	9240	9000	18 240
1937	6470	8700	15 170	8 760	9000	17 760	7090	9000	16 090
1938	8810	8700	17 510	9 640	9000	18 640	9510	9000	18 510
1939	6900	8700	15 600	9 960	9000	18 960	7200	9000	16 200
1941	5830	8700	14 530	9 030	9000	18 030			
1943	7590	8700	16 290						
1944	6900	8700	15 200	8 310	9000	17 310			
1945	5830	8700	14 530						
1946	7920	8700	16 620	7 870	9000	16 870	8150	9000	17 150
1947	6830	8700	15 530				7910	9000	16 910
1948	8230	8700	16 930	9 360	9000	18 360			
1949	6850	8700	15 550	9 060	9000	18 060	8150	9000	17 150
1950	7810	8700	16 510	8 780	9000	17 780	8060	9000	17 060
1951	6970	8700	15 670	9 710	9000	18 710	8060	9000	17 060
1952	5570	8700	14 270	6 990	9000	15 990	7830	9000	16 830
1953	7870	8700	16 570	9 180	9000	18 180	8520	9000	17 520
1954	7310	8700	16 010	9 510	9000	18 510	7780	9000	16 780
1955	7180	8700	15 880	9 380	9000	18 380	8420	9000	17 420
1956	6380	8700	15 080	8 770	9000	17 770	8340	9000	17 340
1957	8930	8700	17 630	9 550	9000	18 550	7730	9000	16 730
1958	6930	8700	15 630	7 930	9000	16 930	7730	9000	16 730
1959	8840	8700	17 540	9 970	9000	18 970	9590	9000	18 590
1960	6240	8700	14 940	8 630	9000	17 630	7450	9000	16 450
1961	7130	8700	15 830	9 260	9000	18 260	7070	9000	16 070
1962	8640	8700	17 340	9 260	9000	18 260	8420	9000	17 420
1963	7050	8700	15 750	8 780	9000	17 780	8530	9000	17 530
1964	7670	8700	16 370	8 670	9000	17 670	7050	9000	16 050

Примечание. Здесь $d_E = E_{оп} - X - Z_0 + E_{в.х} \div M_3$; $A = M_{сб} \div M_{ог} - (Y_{г.о} \div Y_{г.д})$.

A — зона формирования стока; Б — зона рассеивания и потребления стока:
I — Ферганский район, II — Голодная степь, III — ЧАКИР, IV — Арысь-Туркестанский оросительный район, V — низовья. 1 — канал, 2 — коллектор,
3 — гидрометрический створ, 4 — граница зон.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамова М. М. Передвижение воды в почве при испарении. — «Труды почвенного института», 1953, т. 41, с. 71—145.
2. Аверьянов С. Ф. Зависимость водопроницаемости почво-грунтов от содержания в них воздуха. — «Доклады АН СССР. Нов. сер.», 1949, т. 69, № 2, с. 141—144.
3. Аверьянов С. Ф. Приближенная оценка роли фильтрации в зоне «капиллярной каймы», — «Доклады АН СССР. Нов. сер.», 1949, т. 69, № 3, с. 309—312.
4. Аверьянов С. Ф. Горизонтальный дренаж при борьбе с засолением орошаемых земель. М., Изд. АН СССР, 1959. 84 с.
5. Аверьянов С. Ф. Некоторые вопросы предупреждения засоления орошаемых земель и меры борьбы с ним в Европейской части СССР. — В кн.: Орошаемое земледелие Европейской части СССР. М., «Колос», 1965, с. 90—152.
6. Аверьянов С. Ф. Расчет горизонтального дренажа при борьбе с засолением орошаемых земель. — В кн.: Мат-лы к техническим указаниям и нормам проектирования оросительных систем. Изд. Гипроводхоза, МСХ СССР, 1958.
7. Аверьянов С. Ф., Цюй Сян-Е. О расчете дренажа при наличии инфильтрации. — «Изв. АН СССР. Отд-ние техн. наук», 1957, № 3, с. 115—124.
8. Азарий М. С., Волков А. С. Результаты испытаний тепловодно-балансового метода определения поливного режима яровой пшеницы в засушливом Поволжье. — «Труды ГГИ», 1972, вып. 199, с. 221—247.
9. Алексин О. А. Химический анализ вод суши (при стационарном их изучении). Л., Гидрометеониздат, 1954. 199 с.
10. Алексеев Г. А. Динамика инфильтрации дождевой воды в почву. — «Труды ГГИ», 1948, вып. 6, с. 43—72.
11. Алексеев В. И., Данильченко Н. В. Расчет поливного режима сельскохозяйственных культур методом дефицита испаряемости. — «Гидротехника и мелiorация», 1960, № 8, с. 10—15.
12. Алексеевский Е. Е. Перспективы орошаемого земледелия на юге РСФСР и Украины и задачи сельскохозяйственной науки. — В кн.: Орошаемое земледелие в Европейской части СССР. М., «Колос», 1965, с. 5—16.
13. Алиев И. Г. Теория и расчет инфильтрационных поливов по бороздам. — В кн.: Прогрессивная техника полива сельскохозяйственных культур Баку, Азербайджанское гос. изд., 1963, с. 267—279.
14. Алпатыев А. М. Влагооборот культурных растений. Л., Гидрометеониздат, 1954. 248 с.
15. Алпатыев А. М. Биофизические основы влагопотребления орошаемых культур. — В кн.: Орошаемое земледелие в Европейской части СССР. М., «Колос», 1965, с. 54—67.
16. Алпатыев А. М. Влагообороты в природе и их преобразование. Л., Гидрометеониздат, 1969. 323 с.
17. Алпатыев С. М. К вопросу о расчетной обеспеченности дефицита водного баланса при проектировании орошения. — В кн.: Водное хозяйство. Вып. 2. Киев, «Урожай», 1965, с. 5—17.
18. Алпатыев С. М. О поливных режимах сельскохозяйственных культур. — В кн.: Орошаемое земледелие в Европейской части СССР. М., «Колос», 1965, с. 185—190.

19. Алпатьев С. М. Исследования динамики водопотребления орошаемых культур. — «Труды УкрНИИГиМ», 1956, вып. 77/3, с. 33—60.
20. Алпатьев С. М. Состояние и задачи орошения сельскохозяйственных культур на Украине. — «Вестник сельскохозяйственной науки», 1963, № 12, с. 3—11.
21. Алпатьев С. М. Поливной режим сельскохозяйственных культур в южной части Украины. Киев, Изд. МСХ УССР, 1965. 88 с.
22. Андреев В. Г. Внутригодовое распределение стока. Л., Гидрометеониздат, 1960. 327 с.
23. Ардия М. М. Влияние водно-воздушного режима почвы на рост, развитие и урожайность кукурузы. — «Труды ГГИ», 1969, вып. 158, с. 59—71.
24. Ариушкина Е. В. Руководство по химическому анализу почв. Изд. МГУ, 1970. 487 с.
25. Аскаченский А. Н. Орошение и обводнение земель в СССР, М., Сельхозгиз, 1961. 87 с.
26. Аскаченский А. Н. Орошение и обводнение в СССР. М., «Колос», 1967. 216 с.
27. Астапов С. В. Мелиоративное почвоведение (практикум 2). М., Сельхозгиз, 1958. 367 с.
28. Астапов С. В. Высота капиллярного поднятия воды в почвах. — «Почвоведение», 1927, т. 22, № 3.
29. Ассинг И. А. [и др.]. Почвы Казахской ССР. Вып. 7. Алма-Ата. «Наука», 1967. 366 с.
30. Аткарская Т. Н. Возвратные воды орошаемых земель Ферганской долины. — «Метеорология и гидрология», 1970, № 10, с. 63—71.
31. Барон В. А. К вопросу прогноза солевого режима почво-грунтов. — «Вопросы мелиоративной гидрогеологии», 1967, вып. 3.
32. Барон В. А., Юсова Э. Н. К вопросу о прогнозе гидрохимического режима подземных вод на основе методов химической гидродинамики. — «Вопросы мелиоративной гидрогеологии», 1968, вып. 9.
33. Биндеман Н. Н. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. М., Госгеолтехиздат, 1963. 203 с.
34. Бирюкова А. П. Влияние орошения на водный и солевой режим почв Южного Заволжья. М., Изд. АН СССР, 1962. 266 с.
35. Бончковский Ф. Н., Николаев А. В. Поливные режимы хлопчатника в условиях Таджикистана. — В кн.: Мат-лы объединенной научной сессии по хлопководству, т. 3. Ташкент, 1957. 14 с.
36. Бончковский Ф. Н., Чаповская Е. В., Шейкин Г. Ю. Поливные режимы сельскохозяйственных культур по природно-хозяйственным областям Таджикской ССР. Душанбе, Сельхозгиз, 1962. 62 с.
37. Братышев П. И. Орошение пшеницы и других культур в США. — «Гидротехника и мелиорация», 1966, № 12, с. 36—56.
38. Будаговский А. И. Испарение почвенной влаги. М., «Наука», 1964. 243 с.
39. Будаговский А. И. Впитывание воды в почву. М., Изд. АН СССР, 1955. 139 с.
40. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеониздат, 1956. 256 с.
41. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях. Л., Гидрометеониздат, 1948. 153 с.
42. Будыко М. И. [и др.] Изменения климата в связи с планом преобразования природы. Л., Гидрометеониздат, 1952. 207 с.
43. Вархотов Т. Л., Игнатюк Г. Л. Развитие мелиорации в СССР и задачи советской гидрологии. — «Труды ГГИ», вып. 171, 1971, с. 39—48.
44. Вахалов Э. И. Влияние подстилающей поверхности на соотношение составляющих радиационного баланса в условиях Яванской долины. — «Труды Таджикского НИИ почвоведения», 1972, т. 15, вып. 2.
45. Величко Е. Б. Развитие рисосеяния на юге РСФСР и Украины. — В кн.: Орошаемое земледелие в Европейской части СССР. М., «Колос», 1965, с. 219—231.

46. В е л и ч к о. Е. Б. Рациональное использование воды при возделывании риса. Краснодар, Кн. изд-во, 1965. 196 с.
47. В е р и г и Н. Н. Некоторые вопросы химической гидродинамики, представляющие интерес для мелиорации и гидротехники. — «Изв. АН СССР. Сер. техн. науки», 1953, № 10, с. 1369—1382.
48. В е р и г о С. А., Р а з у м о в а Л. А. Почвенная влага. Л., Гидрометеоздат, 1973. 328 с.
49. В е р и г о С. А. Методика составления прогноза запасов продуктивной влаги в почве и оценки влагообеспеченности зерновых культур. — В кн.: Сб. методических указаний по анализу и оценке сложившихся и ожидаемых агрометеорологических условий. Л., Гидрометеоздат, 1957, с. 143—164.
50. В е р ш и н и н А. Н. Применение метода теплового баланса для определения суммарного испарения на примере орошаемых земель Ростовской области. — «Труды ГГИ», 1967, вып. 146, с. 39—52.
51. В е р ш и н и н А. П. Изменение гидрометеорологического режима под влиянием орошения. — «Труды ГГИ», 1972, вып. 167, с. 147—159.
52. В е р ш и н и н А. П. Горизонтальная изменчивость испарения на орошаемых сельскохозяйственных полях. — «Труды ГГИ», 1969, вып. 158, с. 3—20.
53. В л а д и м и р о в А. Г. Мелиоративная гидрогеология. Госгеолтехиздат, 1960. 175 с.
54. Водобалансовые исследования на орошаемых землях. — «Труды ГГИ», 1969, вып. 158, 179 с. (Под ред. С. И. Харченко).
55. В о с к о в А. И. Воздействие человека на природу. М., Изд. АН СССР, 1963. 251 с.
56. В о л к о в А. С. О репрезентативности лизиметрических наблюдений. — «Труды ГГИ», 1971, вып. 170, с. 55—78.
57. В о л к о в А. С. Испытание гидрометеорологического метода определения поливного режима колосовых сельскохозяйственных культур в Ростовской области. — «Труды ГГИ», 1972, вып. 199, с. 137—184.
58. В о л о б у е в В. Р. Об общей закономерности в процессах изменения солевых запасов в почвах орошаемых и мелиорируемых земель. — «Почвоведение», 1964, № 5, с. 47—56.
59. В о л ь ф ц у н И. Б. Расчеты элементов баланса грунтовых вод. Л., Гидрометеоздат, 1972. 271 с.
60. Вопросы агроклиматического районирования СССР. Изд. МСХ СССР, 1958. 132 с.
61. В о с к р е с с е н с к и й К. П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Л., Гидрометеоздат, 1962. 546 с.
62. Временное руководство по определению норм и сроков полива тепловодно-балансовым методом. Л., Изд. ГГИ, 1971. 30 с.
63. Временные технические указания по проектированию рисовых оросительных систем. М., Изд. МСХ СССР, 1962.
64. Г а н д и н Л. С. К вопросу трансформации профиля ветра. — «Труды ГГО», 1956, вып. 33.
65. Г а р а ж а М. С. Режим орошения сельскохозяйственных культур. — В кн.: Мат-лы к техническим условиям и нормам проектирования оросительных систем. М., Изд. Гипроводхоза, 1958 с.
66. Г а ф у р о в В. К. Комплексное исследование теплового и водного балансов орошаемого хлопкового поля в зоне Каракумского канала им. В. И. Ленина. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. наук. 1969. 22 с.
67. Г е р а р д и И. А. Воду сибирских рек — засухливым землям юга. — «Гидротехника и мелиорация», 1972, № 12, с. 13—23.
68. Г е р а р д и И. А. Особенности природных и мелиоративных условий зоны недостаточного увлажнения и проблемы перераспределения стока речных бассейнов на территории СССР. — В кн.: Мат-лы к всесоюзному совещанию по мелиорации почв. Изд. Союзводпроект, 1969. 104 с.
69. Гидрогеология СССР. Т. 36. Южный Казахстан. М., «Недра», 1970. 472 с.
70. Г л о б у с А. М. Исследование передвижения воды в почвах и грунтах под влиянием температурного градиента. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. наук. 1962. 19 с.

71. Г л у ш к о в В. Г. Вопросы теории и методы гидрологических исследований. М., Изд. АН СССР, 1961. 415 с.
72. Г о р б у н о в а И. Г. Методика расчета суммарного испарения на орошаемых полях. — «Труды ГГО», 1967, вып. 214, с. 87—96.
73. Г о р ю н о в Н. С. Орошение сельскохозяйственных культур и мелиорация засоленных почв. Алма-Ата, «Кайнар», 1970. 150 с.
74. Г р а б о в с к а я О. А. Процессы рассоления почв долины Южного Таджикистана при мелиорации. — «Труды Таджикского НИИ почвоведения», 1961, т. 10. 274 с.
75. Г р и г о р ь е в А. А., Б у д ы к о М. И. Классификация климатов СССР. — «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1959, № 3, с. 3—18.
76. Д а н и л ь н и А. И. Омический метод измерения влажности почвы с применением угольных электродов в стекловолокне. — «Труды НИИГМП», 1957, вып. 5, с. 52—78.
77. Д а н и л ь ч е н к о Н. В. К расчету поливных норм при орошении сельскохозяйственных культур. — «Труды КазНИИВХ», 1965, т. 4, с. 29—43.
78. Д а в и т а я Ф. Ф., М е л ь н и к Ю. С. Проблема прогноза испаряемости и оросительных норм. Л., Гидрометеониздат, 1970. 71 с.
79. Д о л г о в С. И. Исследование почвенной влаги и ее доступности для растений. Изд. АН СССР, 1948, 208 с.
80. Дренаж сельскохозяйственных земель. (Пер. с англ.) М., «Колос», 1964. 719 с.
81. Д р о з д о в О. А., Г р и г о р ь е в а А. С. Влагооборот в атмосфере. Л., Гидрометеониздат, 1963. 314 с.
82. Д у н и н - Б а р к о в с к и й Л. В. О водном балансе орошаемой территории. — «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1956, № 5, с. 61—73.
83. Д у н и н - Б а р к о в с к и й Л. В. Физико-географические основы проектирования оросительных систем (районирование и водный баланс территории). М., Изд. МСХ СССР, 1960. 167 с.
84. Д у н и н - Б а р к о в с к и й Л. В. Развитие ирригации и судьба Аральского моря. — В кн.: Проблемы преобразования природы Средней Азии. М., «Наука», 1967, с. 75—84.
85. Е ж о в а М. В. Исследование возможности орошения подземными минерализованными водами в условиях Северо-Запада РСФСР. Автореф. дисс. на соискание учен. степени канд. наук. 1970. 29 с.
86. Е м е л ь я н о в В. А. Гамма-лучи и нейтроны в полевых почвенно-мелиоративных исследованиях. Теория и практика применения гамма-лучей и нейтронных методов. М., Госатомиздат, 1962. 223 с.
87. Е р е м е н к о Г. В., У с м а н о в А. Дополнительные источники орошения в Западной Фергане. — «Труды САНИИРИ», 1967, вып. 113, с. 183—204.
88. Е р ы г и н П. С. Физиологические основы орошения риса. М.—Л., Сельхозгиз, 1950. 208 с.
89. Ж и х а р е в а Г. А., К у р м а н г а л и е в А. Б., С о к о л о в А. А. Почвы Казахской ССР. Вып. 12 — Почвы Чимкентской области. Алма-Ата, 1969. 409 с.
90. З а й ц е в В. Б. Рисовая оросительная система. М., «Колос», 1964. 303 с.
91. З а й ц е в В. Б. Структура оросительной нормы риса. — В кн.: Краткие итоги научно-исследовательских работ за 1957 г. Кубанской оросительной станции. Краснодар, 1958.
92. З а й ц е в В. Б. Некоторые вопросы развития орошения риса на Северном Кавказе. — «Гидротехника и мелиорация», 1963, № 12, с. 3—17.
93. Зарубежный опыт расчета режима орошения сельскохозяйственных культур. М., Изд. Гипроводхоза. 1961. 90 с.
94. З у б е н о к Л. И. Обоснование метода расчета месячных сумм испарения — В кн.: Мат-лы междуправительственного совещания по проблеме изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши. Валдай, Изд. ГГИ, 1966, с. 220—231.
95. И в а н о в К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны и расчеты водного режима болотных массивов. Л., Гидрометеониздат, 1957. 500 с.

96. И в а н о в К. Е. Вопросы движения воды в осушенных торфяных залежах и причины их переувлажнения. — «Труды ГГИ», 1960, вып. 89, с. 37—91.
97. И в а н о в К. Е., Х а р ч е н к о С. И. Состояние вопроса и задачи регулирования испарения с почвы. — В кн.: Мат-лы междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Валдай, Изд. ГГИ, 1964, с. 185—203.
98. И в а н о в Н. Н. Зоны увлажнения земного шара. — «Изв. АН СССР сер. геогр. и геофиз.», 1941, № 3, с. 261—288.
99. И в а н о в Н. Н. Об определении величин испаряемости. — «Изв. ВГО», 1954, т. 86, № 2, с. 189—196.
100. И в а н о в Н. Н. Мировая карта испаряемости. Л., Гидрометеиздат, 1957. 39 с.
101. И л ь я с о в А. Т. Сток и водный баланс речных бассейнов Киргизии. — «Труды САНИГМИ», 1969, вып. 43 (58). 295 с.
102. К а м е н с к и й Г. Н. К методике определения коэффициента (недостатка насыщения и водоотдачи) в уравнениях неустановившегося движения грунтовых вод. — «Труды Лабор. гидрогеологических проблем АН СССР», 1955, т. 12, с. 48—56.
103. К а п л и н с к и й М. И. Некоторые результаты балансовых исследований в Чуйской впадине. — В кн.: Изучение элементов водного баланса, режима и техники орошения. Фрунзе. Изд. КиргНИИВХ, 1965, с. 7—25.
104. К а р л о в Е. М. К вопросу определения поливных норм. — «Почвоведение», 1969, № 11, с. 95—101.
105. К а ц Д. М. Режим грунтовых вод в орошаемых районах и его регулирование. М., Сельхозгиз, 1963. 365 с.
106. К а ц Д. М. Контроль режима грунтовых вод на орошаемых землях. М., «Колос», 1967. 183 с.
107. К е л л е р Р. Воды и водный баланс суши. (Пер. с нем.) М., «Прогресс», 1965. 435 с.
108. К е н е с а р и н Н. А. Влияние глубины залегания и химизма грунтовых вод на урожайность хлопчатника. — «Вестник АН КазССР», 1948. № 2 (3), с. 66—70.
109. К и р и л л о в а Т. В. О влиянии орошения на радиационные характеристики деятельной поверхности. — «Труды ГГО», 1952, вып. 37 (399), с. 7—12.
110. К о в д а В. А. Происхождение и режим засоленных почв. Ч. 1. М., Изд. АН СССР, 1946. 568 с.
111. К о в д а В. А. Водный и солевой баланс местности и орошаемых почв. — В кн.: Почвы аридной зоны как объект орошения. М., «Наука», 1968, с. 105—136.
112. К о в д а В. А., Е г о р о в В. В. Оценка ландшафтов для ирригации и дренажа. — В кн.: Почвы аридной зоны как объект орошения. М., «Наука», 1968, с. 72—104.
113. К о в д а В. А. Процессы современного соленакопления (галогенеза) в почвах и водах. — «Почвоведение», 1947, № 11, с. 672—679.
114. К а л ю ж н ы й И. Л. [и др.]. Теплофизический метод расчета потерь талых вод на инфильтрацию в мерзлую почву. — «Метеорология и гидрология», 1972, № 1, с. 76—82.
115. К о л п а к о в В. В. Основные принципы расчета поливных режимов сельскохозяйственных культур для районов Южной Украины и Северного Крыма. — «Изв. ТСХА», 1954, № 2 (3), с. 95—128.
116. К о л п а к о в В. В. Методика воднобалансовых расчетов по регулированию запасов воды в почве и установлению сроков и норм полива сельскохозяйственных культур. — «Доклады ТСХА» 1962, вып. 74, с. 27—36.
117. К о н с т а н т и н о в А. Р. Испарение в природе. Л., Гидрометеиздат, 1968. 532 с.
118. К о н с т а н т и н о в А. Р., Х а р ч е н к о К. И. Оценка испаряемости в районе Сальских степей. — «Труды ГГИ», 1956, вып. 57 (111), с. 73—85.
119. К о н с т а н т и н о в А. Р. [и др.]. Исследование режима испарения с сельскохозяйственных полей. — «Труды ГГИ», 1961, вып. 91, с. 76—109.

120. Константинов А. Р. [и др.]. Тепловой и водный режим Украины. Л., Гидрометеиздат, 1966. 592 с.
121. Константинов А. Р., Астахова Н. И., Левенко А. А. Методы расчета испарения с сельскохозяйственных полей. Л., Гидрометеиздат, 1971. 126 с.
122. Конторщиков А. С. О методах расчета испарения и запасов почвенной влаги при агрометеорологическом обслуживании сельскохозяйственного производства. — В кн.: Мат-лы междуведомственного совещания по проблеме изучения испарения с поверхности суши. Валдай, Изд. ГГИ, 1961. с. 12—26.
123. Коровин Е. П. Растительность Средней Азии и Южного Казахстана. Кн. 1. Ташкент, Изд. АН УзССР, 1961. 452 с.
124. Корчунов С. С. [и др.]. Изучение водного режима осушенных торфяных залежей. — «Труды ВНИИТП», 1960, вып. 17. 102 с.
125. Костин И. С. Орошение в Поволжье. М., «Колос», 1971. 223 с.
126. Костяков А. Н. Основы мелиорации. М., Сельхозгиз, 1960. 621 с.
127. Кочетков А. П. Поливы хлопчатника в Гиссарской долине. Душанбе, 1958.
128. Крестовский О. И., Капотова Н. И., Капотов А. А. Методы учета изменения запасов воды на поверхности водосборов в почво-грунтах зоны аэрации и запасов грунтовых вод. — В кн.: Мат-лы семинара по расчетам водного баланса речных водосборов и организации комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений. Валдай, Изд. ГГИ, 1966, с. 67—102.
129. Крылов М. М. Основы мелиоративной гидрологии Узбекистана. Ташкент, Изд. АН УзССР, 1959, 235 с.
130. Кузник И. А. Влияние оросительной системы на гидрологический режим орошаемого массива. — «Метеорология и гидрология», 1951, № 6, с. 36—41.
131. Кузьмин П. П. Теоретическая схема расчета интенсивности снеготаяния. — «Труды ГИИ», 1950, вып. 24, с. 5—23.
132. Кулик М. С. Оценка засушливых явлений. — В кн: Сборник методических указаний по анализу и оценке сложившихся и ожидаемых агрометеорологических условий. Л., Гидрометеиздат, 1957, с. 53—83.
133. Лайхтман Д. Л. Физика приземного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1961. 253 с.
134. Лапшова Л. П. Сравнение различных методов определения испарения на орошаемом поле Вахшской долины Таджикистана. — «Труды ГГО», 1968, вып. 230.
135. Лебедев А. В. Методы изучения баланса грунтовых вод. М., Госгеолтехиздат, 1962. 191 с.
136. Лебедев А. В. Прогноз изменения уровня грунтовых вод на орошаемых территориях. М., Госгеолтехиздат, 1957. 176 с.
137. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд. АН СССР, 1931, 288 с.
138. Легостаев В. М., Коньков Б. С. Мелиоративное районирование. Госиздат УзССР, 1951, 191 с.
139. Лейбензон Л. С. Движение природных жидкостей и газов в пористой среде. М.—Л., Гостехиздат, 1947. 244 с.
140. Леонов Е. А. Дренажно-коллекторный сток на орошаемых землях. — «Труды ГГИ», 1969, вып. 158, с. 72—82.
141. Летунев П. А. Некоторые закономерности передвижения воды и солей в орошаемых почвах и значение травопольной системы земледелия в борьбе с засолением. — В кн.: Вопросы освоения земель Средней Азии. М., Изд. АН СССР, 1955, с. 184—243.
142. Лислей Р. К., Колер М. А., Паулюс Д. Л. Х. Прикладная гидрология. Л., Гидрометеиздат, 1962. 758 с.
143. Литвинцев А. Ф., Шумаков Б. А. Направление научно-исследовательской работы ЮжНИИГиМ и итоги его работы. — «Труды ЮжНИИГиМ», 1958, вып. 5, с. 3—19.
144. Львович М. И. Человек и воды. М., Географгиз, 1963. 567 с.
145. Львов Г. К. Орошаемое земледелие в предгорьях Северного Кавказа. Орджоникидзе, Северо-Осетинское кн. изд-во, 1963. 171 с.

146. Л ь г о в Г. К. Биологическое обоснование поливного режима сельскохозяйственных культур в предгорьях Северного Кавказа. — В кн.: Биологические основы орошаемого земледелия. «Наука», 1966, с. 46—56.
147. М а г а к о в (М а г а к я н) Г. Л. Влияние эксплуатации оросительных каналов на водный режим орошаемого массива. — В кн.: Влияние орошения на режим грунтовых вод. Изд. АН СССР, 1959, с. 182—202.
148. М а к с и м о в Н. А. Избранные работы по засухоустойчивости и зимостойкости растений. Т. 1. Изд. АН СССР, 1952. 576 с.
149. М а с т и н с к а я С. Б. Составление прогноза запасов продуктивной влаги под картофелем и многолетними травами. — В кн.: Сборник методических указаний по анализу и оценке сложившихся и ожидаемых агрометеорологических условий. Л., Гидрометеоиздат, 1957, с. 196—210.
150. Материалы наблюдений Дубовской научно-исследовательской гидрологической лаборатории.
Вып. 1, 1949—1953. Изд. ГГИ, 1960. 279 с.
Вып. 2, 1954—1960. Изд. ГГИ, 1967.
151. М е з е н ц е в В. С. Метод гидроклиматических расчетов и опыт его применения для районирования Западно-Сибирской равнины по признакам увлажнения и теплообеспеченности. — «Труды Омского сельскохозяйственного ин-та», 1957, т. 27, 121 с.
152. М е з е н ц е в В. С. Формы аналитической зависимости суммарного испарения от влажности почвы и теплоэнергетических ресурсов. — «Труды Омского сельскохозяйственного ин-та», 1960, т. 12, 41, с. 122—133.
153. Методика анализа гидрохимического режима грунтовых вод в связи с его прогнозом при орошении. Изд. ВСЕГИНГЕО, 1971. 155 с.
154. Методические указания управлениям Гидрометслужбы № 84. Производство комплексных воднобалансовых наблюдений на пунктах опорной сети. Л., Гидрометеоиздат, 1973. 160 с.
155. Методические указания управлениям гидрометслужбы № 80. Л., Гидрометеиздат, 1971. 31 с.
156. М е щ а н и н о в а Н. Б. Агрометеорологическое обоснование орошения зерновых культур. Л., Гидрометеиздат, 1971. 127 с.
157. М и л т р о н Ф. П. Поступление и расход воды в сухих и засушливых зонах. — В кн.: Растение и вода. Л., Гидрометеоиздат, 1967, с. 5—63.
158. М и р з а е в С. Ш. О составлении прогнозных карт изменения запасов подземных вод под влиянием орошения. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР. Вып. 4. Ташкент, Изд. АН УзССР, 1967, с. 65—69.
159. М и р к и н С. Л. Водные мелиорации в СССР и пути их развития. М., Изд. АН СССР, 1960. 282 с.
160. М и ч у р и н Б. Н. Доступность влаги для растения и зависимости от структуры и плотности сложения почв и грунтов. — В кн.: Вопросы агрономической физики. Л., Сельхозгиз, 1957, с. 56—57.
161. М и ч у р и н Б. Н. Испарение воды почвой. — В кн.: Основы агрофизики. Физматгиз, 1959. с.
162. М о п и н А. С., О б у х о в А. М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы. — «Труды Геофиз. ин-та», 1954, № 24, с. 163—187.
163. М о р о з о в А. Т. Закономерности передвижения растворов в почвах и грунтовых водах. — В кн.: Труды 8 объединенной сессии АН ТССР. Ашхабад, 1956, с. 239—262.
164. М о с н е н к о Н. А. Агрогидрологические основы орошения в степной зоне (на примере Западной Сибири и Северного Казахстана). Л., Гидрометеиздат, 1972. 214 с.
165. М у р с а е в А. Х. [и др.] Цифроаналоговый вычислитель для определения составляющих теплового баланса подстилающей поверхности и некоторых параметров влагообеспеченности сельскохозяйственного поля. — «Изв. ЛЭТИ», 1967, вып. 65, ч. 2.
166. М у ш к и н И. Г. Влагообеспеченность сельскохозяйственных полей. Л., Гидрометеиздат, 1971. 256 с.

167. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Агрометеорологические наблюдения на станциях и постах. Ч. 1, вып. 2. Л., Гидрометеоиздат, 1963. 308 с.

168. Натальчук М. Ф. [и др.]. Внутрихозяйственное водопользование в Вахшской долине. Сталинобад, Таджикгосиздат, 1959. 78 с.

169. Невский С. П. Использование климатических данных для расчета норм орошения. Агрометеорологическое обслуживание орошаемого земледелия (тезисы). М., 1966.

170. Нерпин С. В., Розеншток Ю. Л., Салоян М. Г. Некоторые вопросы теплового и водного режима почвы. — В кн.: Доклады ВАСХНИЛ. М., «Колос», 1964, вып. 3, с. 39—43.

171. Нерпин С. В., Чудновский А. Ф. Физика почвы. «Наука», 1967. 583 с.

172. Неуструев С. С. Почвенно-географический очерк Чимкентского уезда Сырдарьинской области. — «Труды почвенно-ботанической экспедиции по исследованию колонизационных районов Азиатской России». Ч. 1. Почвенные исследования, 1908 г. Вып. 7. СПб. 1910. 50 с.

173. Нормы и технические условия проектирования оросительных систем (проект). Вып. 1. М., Гипроводхоз, 1966.

174. Орошение и обводнение земель в СССР. М., «Колос», 1964. 317 с.

175. Основы агрофизики. Сборник статей. Под ред. А. Ф. Иоффе и И. Б. Ревута. М., Физматгиз, 1959. 903 с.

176. Парфелова Н. И. Количественная оценка процессов миграции солей в условиях орошения. — «Вопросы мелиоративной гидрогеологии», 1968, вып. 9.

177. Пахчанян Г. Г. Методика определения испарения с сельскохозяйственных полей и почвы. — «Доклады АН АрмССР», 1964, т. 38, № 2, с. 119—124.

178. Пепман Х. Л. Растение и вода. Л., Гидрометеоиздат, 1968. 306 с.

179. Персхрист С. М. Орошение земель юга Украины. Изд. АН УССР, 1962. 274 с.

180. Петипов Н. С. Физиология орошаемых сельскохозяйственных растений. — В кн.: Тимирязевские чтения. Т. 14. Изд. АН СССР, 1962. 159 с.

181. Петипов Н. С. Физиологические основы рационального режима орошения и минерального питания главных сельскохозяйственных культур. — В кн.: Орошаемое земледелие в Европейской части СССР. М., «Колос», 1965. с. 16—53.

182. Петров Е. Г. Орошение в овощеводстве. М., Сельхозгиз, 1949.

183. Петров Е. Г. Влагозарядковое орошение озимой пшеницы и других культур. — В кн.: Орошаемое земледелие в Европейской части СССР. М., «Колос», 1965, с. 280—296.

184. Поляков Б. В. Изменение влажности почв и прогноз их просыхания. — «Труды ЦИП», 1947, вып. 4 (31), с. 156—181.

185. Полянов Б. Б. Геоморфологические условия распределения продуктов выветривания. — В кн.: Географические работы. М., 1952, с. 366—380.

186. Попов В. П. Почвенные испарители и лизиметры. — Труды Млеевской садово-огородной опытной станции, 1929, вып. 20. 88 с.

187. Попов В. П. Баланс влаги в почве и показатели степени сухости климата УССР. — «Научные записки», 1948, т. 7, вып. 1, с. 5—82.

188. Попов И. В. Основы инженерно-геологического грунтоведения. Ч. 1. М., Гостехиздат, 1941.

189. Попов О. В. Методы изучения и расчета подземного питания рек. — «Труды ГГИ», 1964, вып. 114, с. 5—86.

190. Попов О. В. Применение гидравлического почвенного испарителя в зоне недостаточного увлажнения. — «Труды ГГИ», 1956, вып. 57, с. 125—146.

191. Прогрессивные методы строительства оросительных рисовых систем и возделывание риса. Тезисы докладов, М., изд. Госземводхоза РСФСР, 1964. 154 с.

192. Процеров А. В. Оценка влагообеспеченности яровой пшеницы (овса и ячменя). — В кн.: Сборник методических указаний по анализу и оценке сложившихся и ожидаемых агрометеорологических условий. Л., Гидрометео-

издат, 1957, с. 49—53.

193. Процеров А. В. К вопросу расчета суммарного испарения по графикам Б. В. Полякова. — «Метеорология и гидрология», 1951, № 8, с. 25—28.

194. Пушкарёв В. Ф. Исследование методов наблюдений над испарением с почвы. — «Труды ГГИ», 1954, вып. 45 (99), с. 5—65.

195. Разумова Л. А. Пространственная изменчивость и способы учета влажности почвы на орошаемых полях. — «Труды ЦИП», 1965, вып. 145, с. 3—29.

196. Разумова Л. А., Мещанинова Н. Б. Реакция зерновых культур на засуху и суховеи в районы наибольшей эффективности орошения. — «Труды ГМЦ», 1967, вып. 9, с. 93—105.

197. Разумова Л. А., Мещанинова Н. Б. Метод агрометеорологического обслуживания орошаемого земледелия при возделывании зерновых культур. — В кн.: Агрометеорологические аспекты повышения продуктивности земледелия. Л., Гидрометеиздат, 1970, с. 102—109.

198. Расчетные значения оросительных норм сельскохозяйственных культур в бассейнах рек Сырдарья и Амударья. Ташкент, Изд. Средазгипроводхлопок, 1970. 292 с.

199. Рахимбаев Ф. М. Солевой баланс почво-грунтов на орошаемом массиве в Южном Хорезме. — «Гидротехника и мелиорация», 1967, № 8, с. 79—84.

200. Рачинский А. А. Потери воды и коэффициент полезного действия оросительных систем Хорезмской области. — «Вопросы гидротехники», 1965, вып. 29, с. 21—35.

201. Рекомендации по расчету суммарного испарения с естественных угодий и сельскохозяйственных полей тепловоднобалансовым методом. Л., Изд. ГГИ, 1971. 64 с.

202. Рекс Л. М. Перераспределение солей в почво-грунтовом слое. — «Прикладная механика и техническая физика», 1967, № 6.

203. Рекс Л. М. О прогнозе засоления почв после промывок. — «Почвоведение», 1969, № 7, с. 94—97.

204. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 14, вып. 1. Л., Гидрометеиздат, 1969. 438 с.

205. Рогоцкий В. В. Исследование влагообмена в зоне аэрации и влагообеспеченности сельскохозяйственных культур. — «Труды ГГИ», 1971, вып. 198, с. 94—117.

206. Решеткина И. М., Барон В. А., Якубов Х. Вертикальный дренаж орошаемых земель. М., «Колос», 1966. 232 с.

207. Роде А. А. Основы учения о почвенной влаге. Л., Гидрометеиздат, 1965. 663 с.

208. Рожанская О. Д. Испарение и тепловой баланс деятельной поверхности орошаемых полей. — «Сб. трудов по агрономической физике», 1954, вып. 7, с. 85—92.

209. Рожанская О. Д. Изучение процессов испарения на полях с влагозарядковыми поливами. — «Сб. трудов по агрономической физике», 1954, вып. 7, с. 207—216.

210. Розеншток Ю. Л. Автоматическое устройство для измерения и регистрации коэффициента обмена и турбулентных потоков тепла и влаги. — «Метеорология и гидрология», 1961, № 8, с. 52—55.

211. Романов В. В. Испарение с болот Европейской территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1962. 227 с.

212. Романов В. В. Гидрофизика болот. Л., Гидрометеиздат, 1961. 359 с.

213. Рубинова Ф. Э., Геткер М. И. Об изменении стока р. Сырдарья в пределах Ферганской долины в связи с развитием орошения. — «Труды САНИИРИ», 1969, вып. 119, с. 3—24.

214. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса. Л., Гидрометеиздат, 1964. 130 с.

215. Руководство по изучению режима и баланса подземных вод в речных бассейнах международного гидрологического десятилетия. М., Изд. ВСЕГИНГЕО, 1968. 255 с.

216. Руководство по определению агрогидрологических свойств почв на гидрометстанциях. Л., Гидрометеиздат, 1964. 124 с.

217. Руководство по производству наблюдений над испарением с почвы и снежного покрова. Ч. 1. Валдай, Изд. ГГИ, 1963. 156 с.

218. Руководство по составлению агрометеорологических прогнозов. Л., Гидрометеиздат, 1962. 269 с.

219. Рыжов С. Н. Физиологические и почвенные показатели потребности в орошении сельскохозяйственных культур (обзор докладов на VIII Международном конгрессе почвоведов в Бухаресте). — «Почвоведение», 1965, № 11, с. 42—45.

220. Савина С. С. Использование зависимости урожая от дефицита испарения в оценке эффекта мелиорации. — «Изв. АН СССР, сер. геогр.», 1960, № 1, с. 75—80.

221. Саноян М. Г., Мосиенко Н. А. К вопросу о тепловом и водном балансе орошаемого поля в условиях Кулундинской степи. — «Изв. СО АН СССР. Сер. техн. наук», 1965, № 10, с. 140—147.

222. Светицкий В. П. Дополнительные водные ресурсы Ферганской долины. — «Вопросы гидротехники», 1964, вып. 20, с. 53—64.

223. Селезнева Е. С., Дроздова В. М. О естественном фоне загрязнения атмосферы и составе осадков на территории СССР. — В кн.: Современные проблемы климатологии. Л., Гидрометеиздат, 1966, с. 292—299.

224. Скрипчинская Л. В., Гончаров С. М. Особенности водного баланса рисовых массивов, расположенных на пойменных и дельтовых территориях южных рек. — В кн.: Влияние хозяйственной деятельности на водный баланс (материалы симпозиума). Киев, 1969, с. 135—147.

225. Слейчер Р. Водный режим растений. Пер. с англ. под ред. В. Д. Утехина. Из-во «Мир», 1970. 365 с.

226. Соколов А. А., Чеботарев А. И. Очерки развития гидрологии в СССР. Л., Гидрометеиздат, 1970. 309 с.

227. Соколов А. А., Вуглинский В. С. Состояние исследований по оценке влияния мелиоративных мероприятий на водные ресурсы территорий и перспективы их развития. — «Труды ГГИ», 1973, вып. 208.

228. Струзер Л. Р., Русин Н. П. Сравнение различных методов определения испарения с сельскохозяйственных полей. — «Труды ГГИ», 1956, вып. 57 (3), с. 93—124.

229. Субботин А. С. Обзор лизиметров и основные требования к их конструкции. — «Труды ГГИ», 1964, вып. 92, с. 3—48.

230. Судницын И. И. Закономерности передвижения почвенной влаги. М., «Наука», 1964, 134 с.

231. Тарасов М. Н. [и др.]. Химия коллекторно-дренажных вод орошаемых территорий Северного Кавказа. Л., Гидрометеиздат, 1966. 118 с.

232. Тимофеев М. П. О методике определения компонента теплового баланса подстилающей поверхности. — «Труды ГГО», 1951, вып. 27.

233. Тищенко П. В. Устройство для регистрации разностей уровней. Авторское свидетельство № 339798. Изобрет. и открытия 1/17, 1972.

234. Тулякова З. Ф. Приемы возделывания затопляемого риса на солонцовых почвах. — «Земледелие», 1963, № 4.

235. Тулякова З. Ф. Водный баланс рисового поля. — В кн.: Мат-лы междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Валдай, Изд. ГГИ, 1963, с. 372—377.

236. Тюрк Л. Баланс почвенной влаги. Л., Гидрометеиздат, 1958. 228 с.

237. Указания по расчету испарения с поверхности суши (проект). Валдай, Изд. ГГИ, 1970. 133 с.

238. Указания для управлений-гидрометслужбы (ГМС, постов) по введению поправок к измеренным величинам атмосферных осадков. Л., Гидрометеиздат, 1969. 131 с.

239. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик. СН 435-72 Л., Гидрометеиздат, 1972. 18 с.

240. Указания по производству снегомерных наблюдений на гидрометеорологических станциях и постах. Валдай. Изд. ГГИ, 1965. 57 с.

241. Уланова Е. С. Методы агрометеорологических прогнозов. Л., Гидрометеиздат, 1959. 280 с.

242. У р ы в а с в В. А. Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае. Л., Гидрометеониздат, 1953. 232 с.

243. Ф а в о р и н Н. Н. Режим и баланс грунтовых вод на орошаемых территориях со слабым оттоком на примере Нижнедопской оросительной системы. — В кн.: Влияние орошения на режим грунтовых вод. Изд. АН СССР, 1959, с. 3—43.

244. Ф а в о р и н Н. Н. Искусственное пополнение подземных вод. М., «Наука», 1967, 198 с.

245. Ф е д о р о в С. Ф. Опыт эксплуатации гидравлического почвенного испарителя малой модели (ГПН-51). — «Труды ГГИ», 1954, вып. 45 (99) с. 121—141.

246. Ф е р с м а н А. Е. Геохимия. Т. 3. ОНТИ, 1937. 504 с.

247. Х а д ж и б а е в Н. Н. Гидрогеолого-мелиоративное районирование. — В кн.: Гидрогеологические исследования для орошаемого земледелия. Т. 2. Ташкент, Изд. АН УзССР, 1968, с. 13—22.

248. Х а д ж и б а е в Н. Н., А л и м о в М. С. Методика прогноза режима грунтовых вод вновь орошаемых территорий. — В кн.: Влияние орошения на вторичное засоление, химический состав и режим подземных вод. «Наука», 1964. 298 с.

249. Х а р ч е н к о К. И. Результаты измерений суммарного испарения и транспирации различных сельскохозяйственных культур в районе Сальских степей. — «Труды ГГИ», 1956, вып. 57 (111) с. 147—190.

250. Х а р ч е н к о С. И. Тепловоднобалансовый метод обоснования норм орошения и поливных режимов. — «Труды ГГИ», 1965, вып. 125.

251. Х а р ч е н к о С. И. Методика лизиметрических исследований. — «Труды ГГИ», 1966, вып. 135, с. 88—115.

252. Х а р ч е н к о С. И. Методика расчета стока по воднофизическим характеристикам почво-грунтов и осадкам в условиях зоны недостаточного увлажнения. «Труды ГГИ», 1966, вып. 135, с. 3—25.

253. Х а р ч е н к о С. И. Основные положения программы комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений, методики расчета водного баланса и характеристик влагообеспеченности сельскохозяйственных полей. — В кн.: Мат-лы семинара по расчетам водного баланса речных бассейнов и организации комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений. Валдай, Изд. ГГИ, 1966, с. 233—292.

254. Х а р ч е н к о С. И. Гидрометеорологический метод определения поливного режима и расчета сроков полива. — «Труды ГГИ», 1967, вып. 146, с. 53—73.

255. Х а р ч е н к о С. И. Водный баланс водосборов в условиях зоны недостаточного увлажнения. — «Труды ГГИ», 1960, вып. 73, с. 55—89.

256. Х а р ч е н к о С. И. Основы метода расчета водного баланса и недостатков водопотребления сельскохозяйственных культур. — «Труды ГГИ», 1967, вып. 146, с. 3—38.

257. Х а р ч е н к о С. И. Воднобалансовые исследования на орошаемых землях. Л., Гидрометеоиздат, 1967, 8 с.

258. Х а р ч е н к о С. И. Дефициты водопотребления сельскохозяйственных культур и методика расчета режима орошения. — В кн.: Агрометеорологические аспекты повышения продуктивности земледелия. Л., Гидрометеониздат, 1970, с. 110—124.

259. Х а р ч е н к о С. И. Гидрология орошаемых земель. Л., Гидрометеоиздат, 1968. 246 с.

260. Х а р ч е н к о С. И. Влияние орошения на водные ресурсы и водный баланс речных бассейнов, разработка методики определения возвратных вод и безвозвратных потерь. — «Труды ГГИ», 1973, вып. 208, с. 9—47.

261. Х а р ч е н к о С. И. Исследования инфильтрационной способности водосборов и расчеты дождевого стока. — В кн.: Труды конференции по проблемам прогнозов и расчетов дождевых паводков на реках Сибири и Дальнего Востока. Л., Гидрометеониздат, 1963, с. 235—241.

262. Х а р ч е н к о С. И. Оценка влияния орошения на водные ресурсы и водный баланс речных водосборов. — В кн.: Влияние человеческой деятельности на гидрологические процессы и явления. Изд. МГУ, 1972 с.

263. Харченко С. И. Задачи и методика исследований и расчетов водного баланса орошаемых земель. — В кн.: Мат-лы междуведомственного совещания по проблеме изучения и регулирования испарения с водной поверхности и почвы. Валдай, Изд. ГГИ, 1964, с. 285—300.
264. Харченко С. И., Кани И. А., Левченко Г. П. Водно-солевой баланс орошаемых земель Южного Казахстана. — «Труды ГГИ», 1972, вып. 199, с. 68—105.
265. Харченко С. И., Левченко Г. П., Аткарская Т. Н. Изменение влагооборота и преобразование водного баланса речных бассейнов под воздействием орошаемого земледелия. — В кн.: Мат-лы всесоюзного совещания по проблеме «Влагооборот в природе и его роль в формировании ресурсов пресных вод». Изд. АН СССР, 1972, с. 38—40.
266. Харченко С. И., Левченко Г. П. Методика определения возвратных вод с орошаемых земель. — «Труды ГГИ», 1972, вып. 199, с. 68—105.
267. Харченко С. И., Тищенко П. В. О методике лизиметрических исследований на орошаемых землях. — «Труды ГГИ», 1965, вып. 125, с. 56—68.
268. Харченко С. И., Тищенко П. В. Экспериментальные исследования элементов водного баланса на орошаемых землях Нижнедонской оросительной системы. — «Труды ГГИ», 1965, вып. 125, с. 121—165.
269. Харченко С. И., Харченко К. И. Суммарное испарение с почвы в условиях зоны недостаточного увлажнения и методика его расчета. — «Труды ГГИ», 1965, вып. 125, с. 34—57.
270. Харченко С. И., Азарий М. С. Методика расчета суммарного водопотребления и оросительных норм риса по уравнениям водного и теплового балансов. — «Труды ГГИ», 1966, вып. 135, с. 52—87.
271. Харченко С. И., Роос С. С. Экспериментальные исследования инфильтрационной способности водосборов и перспективы учета изменчивости потерь дождевой воды при расчетах паводочного стока. — «Труды ГГИ», 1963, вып. 107, с. 112—135.
272. Цыганенко А. Ф. Эоловая миграция солей и возможное ее геохимическое и почвообразовательное значение. — «Почвоведение», 1968, № 4, с. 38—44.
273. Чановская Е. В., Хакбсрдиев С. А. Суммарное испарение хлопчатников в Яванской долине. — «Труды Таджикского НИИ почвоведения», 1972, т. 15, вып. 2.
274. Чеботарев А. И. Общая гидрология. Л., Гидрометеоиздат, 1960. 539 с.
275. Чеботарев А. И. Гидрологический словарь. Л., Гидрометеоиздат, 1970. 306 с.
276. Чеботарев А. И. Развитие экспериментальных исследований в области гидрологии. — «Труды ГГИ», 1971, вып. 171, с. 28—39.
277. Чеботарев А. И., Харченко С. И. О влиянии зяблевой вспашки на сток. — «Труды ГГИ», 1962, вып. 82, с. 34—49.
278. Чирков Ю. И. Развитие методов агрометеорологических прогнозов по культуре кукурузы. — «Труды ГМЦ», 1967, вып. 9, с. 52—66.
279. Чичасов В. Я. [и др.] Техника полива сельскохозяйственных культур. М., «Колос», 1970. 288 с.
280. Шабалов В. В. Бюоклиматическое обоснование мелиораций. Л., Гидрометеоиздат, 1973. 165 с.
281. Шаров И. А. Эксплуатация гидромелиоративных систем, М., Сельхозгиз, 1952. 448 с.
282. Пашко Д. И. Агроклиматическое районирование СССР. М., «Колос», 1967. 334 с.
283. Шинков К. Н. Почвенный влагомер и его применение в мелиорации. — «Гидротехника и мелиорация», 1950, № 3, с. 78—86.
284. Шикломанов И. А. О влиянии орошения на годовой сток рек Куры, Терека и Кубани. — «Труды ГГИ», 1973, вып. 208, с. 60—79.
285. Степа Б. Г. Рациональная система орошения кукурузы. — В кн.: Орошаемое земледелие в Европейской части СССР. М., «Колос», 1965, с. 270—277.

286. Штойко Д. А. Режим орошения сельскохозяйственных культур. — В кн.: Орошаемое земледелие. Вып. 1. Киев, «Урожай», 1966, с. 3—10.
287. Штойко Д. А. Водопотребление и режим орошения сельскохозяйственных культур. — В кн.: Орошаемое земледелие на Украине. Киев, «Урожай», 1968.
288. Шубладзе К. К. Мелиорация земель. М., «Колос», 1970. 120 с.
289. Шульгин А. М. Мелиоративная география (физико-географические основы мелиорации в СССР). «Высшая школа», 1972. 214 с.
290. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометеиздат, 1963, 302 с.
291. Шумаков Б. А. Изучение водопотребления сельскохозяйственных культур — основа для проектирования режима орошения. — В кн.: Биологические основы орошаемого земледелия. М., Изд. АН СССР, 1957.
292. Шумаков Б. А. Влагозарядковые поливы по бороздам — щелям. — «Доклады ВАСХНИЛ», 1964, вып. 3, с. 37—39.
293. Шумаков Б. А., Шумаков Б. Б. Лиманное орошение. М., Изд. МСХ РСФСР, 1963, 132 с.
294. Шумаков Б. А. [и др.] Мелиорация и сельскохозяйственное использование пойм южных рек. М., «Колос», 1966. 222 с.
295. Шумаков Б. А. Дифференцированный режим орошения сельскохозяйственных культур в Ростовской области. — «Трубы ЮжНИИГиМ», 1958, вып. 5, с. 109—125.
296. Шумаков Б. А. Современные способы полива и пути их усовершенствования. — В кн.: Орошаемое земледелие в Европейской части СССР. М., «Колос», 1965, с. 155—163.
297. Шумаков Б. А. Использование местного стока. М., Госсельхозиздат, 1966. 102 с.
298. Шумаков Б. А. Орошение в засушливой зоне Европейской части СССР. М., Россельхозиздат, 1969. 169 с.
299. Шумакова К. П. Опыт возделывания риса при периодических поливах. — «Труды ЮжНИИГиМ», 1956, вып. 4, с. 253—267.
300. Black W. P., Croney D., Jacobs J. C. Field Studies of the Movement of Soil Moisture. London, H. M. Stat. Off., 1958. 72 p.
301. Blaney H. F., Criddle W. D. Determining Water Requirements in Irrigated Areas from Climatological and Irrigation Data. US Soil Cons. Serv. SCS-TP-96, 1950. 48 p.
302. Hagan R. M., Gebord J. F. Plants as Indicators of Need for Irrigation. Paper Delivered on 8th Congr. of Int. Soc. Soil Sci., Bucharest, 1964, Sept.
303. Houk I. E. Irrigation Engineering. Vol. 1. New York, London, 1951. 545 p.
304. Kruse G. E. The Hydraulics of Small, Rough Irrigation Channels. — Cong. Irrig. and Drain. Trans., 5th Congr., 1963, vol. 4, p. 161—176.
305. Makkin G. F. Examen de la formule de Penman. — «Neth. J. Agr. Sci.», 1967, vol. 5, N 4, p. 290—305.
306. Penman H. L. Evaporation: An Introductory Survey. — «Neth. J. Agr. Sci.», 1956, vol. 4, p. 9—29.
307. Penman H. L. The Dependence of Transpiration on Weather and Soil Conditions. — «J. Soil Sci.», Oxford, 1949 March, vol. 1, N 1, p. 74—89.
308. Skinner T. C. Climatic Influences on Crop Water Requirements. — «Am. Soc. Civil Engineers Proc.», 1957, vol. 83. Paper 1379. 11p.
309. Slater C. S. Cylinder Infiltrometers for Determining Rates of Irrigation. — «J. Soil Sci. Am. Proc.», 1957, vol. 21, N 4, p. 457—460.
310. The Characteristics and Pollution Problems of Irrigation Return Flow. Prepared by Utah State Univ. Foundation. Ed. by A. A. Bishop and H. B. Peterson. US Dept. of the Interior. 1969 May. 237 p.
311. Thornthwaite C. W. An Approach Toward a Rational Classification of Climate. — «Geogr. Rev.», 1948, vol. 38, p. 55—94.

312. Turc L. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. Paris. Institut National de la Recherche Agronomique, Annales, Ser. A, Annale Agronomique, 1961, vol. 12, N° 1, p. 13—49.

313. Veihmeyer F. J. . . . Some Factors Affecting the Irrigation Requirements of Deciduous Orchards. Berkley, California, Univ. of California Print. Off., 1927. 290 p.

314. Hallaire M. Le potentiel efficace de l'eau dans le sol en régime de dessèchement. — «Ann. Agron.», 1963, vol. 14, N° 4, p. 393—428.

315. Hallaire M., Baldy G. Potentiel matriciel de l'eau dans le sol et tension superficielle de l'eau. — «Ann. Agron.», 1963, vol. 14, N° 4, p. 381—391

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	4
Введение	5
1. Водный баланс орошаемых земель	8
1.1. Уравнения водного баланса	—
1.2. Атмосферные осадки	12
1.3. Поверхностный сток	14
1.4. Суммарное испарение и элементы вертикального влагообмена в зоне аэрации	15
1.5. Изменение запасов воды и сток грунтовых вод	67
2. Суммарное испарение	73
2.1. Общие положения	—
2.2. Испарение с рисовых полей при затоплении	75
2.3. Испарение с сельскохозяйственных полей при периодических поливах и на неорошаемых землях	87
2.4. Методика расчета суммарного испарения	109
3. Влагообмен в зоне аэрации	150
3.1. Расход грунтовых вод в зону аэрации	—
3.2. Инфильтрационное питание (пополнение запасов) грунтовых вод	172
4. Сток с орошаемых территорий	180
4.1. Сток с сельскохозяйственных угодий	—
4.2. Влияние орошаемого земледелия на сток и водный баланс речных бассейнов	201
4.3. Возвратные воды с орошаемых земель	204
4.4. Оценка влияния оросительных мероприятий на водные ресурсы и водный баланс речных бассейнов	228
5. Водно-солевой баланс орошаемых земель	238
5.1. Общие положения	—
5.2. Метод водно-солевого баланса	239
5.3. Физико-химический метод	242
5.4. Водно-солевой баланс Арысь-Туркестанского и Кызылкумского орошаемых массивов	244

6. Тепловоднобалансовый метод определения недостатков водопотребления и режима орошения сельскохозяйственных культур	268
6.1. Общие положения	—
6.2. Теоретическая схема определения недостатков водопотребления сельскохозяйственных культур	273
6.3. Недостатки водопотребления различных сельскохозяйственных культур в основных районах земледельческой зоны Советского Союза	277
6.4. Методика расчета оросительных норм и режима орошения сельскохозяйственных культур при периодических поливах	319
6.5. Оросительные нормы и режим орошения риса	335
6.6. Методика расчета гидромодулей	340
6.7. Предложения по организации комплексных водобалансовых станций на орошаемых землях	341
Заключение	347
Приложения	350
Список литературы	358

Сергей Иванович Харченко

**ГИДРОЛОГИЯ
ОРОШАЕМЫХ
ЗЕМЕЛЬ**

Редактор О. Н. Потанова
Художник Б. А. Комаров
Худож. редактор В. А. Баканов
Технич. редактор М. С. Костакова
Корректор А. В. Хюркес

Сдано в набор 14/1 1975 г. Подписано к печати 13/VI 1975 г.
М-17233. Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 1.
Печ. л. 23,75 (в т. ч. 1 вкл.). Уч.-изд. л. 26,03.
Тираж 4000 экз. Индекс ГИ-72. Заказ 177. Цена 2 руб.

Гидрометеиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли,
193144, Ленинград, С-144, ул. Монсеенко, 10

Отпечатано с набора в типографии им. Котлякова
издательства «Финансы» Государственного комитета
Совета Министров СССР по делам издательств, поли-
графии и книжной торговли, 191023, Ленинград, Д-23,
Садовая, 21. Зак. 486.