

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ ПРОДОВОЛЬСТВЕННОЙ ПРОГРАММЫ

*СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ
(Межвузовский)*

Гидрологические ресурсы Продовольственной программы. Сборник научных трудов (межвузовский). — Л., изд. ЛПИ, 1984, вып. 86, с. 159. (ЛГМИ).

Статьи, помещенные в сборнике, прямо или косвенно посвящены рассмотрению гидрологических аспектов Продовольственной программы.

Рассматриваемые в сборнике вопросы касаются анализа гидрологических и метеорологических условий формирования урожайности, водного и теплового режимов богарных и мелиорируемых полей, а также проблем формирования водных ресурсов и их преобразования в связи с изъятием части стока северных рек на орошение.

Оцениваются почвенно-климатические ресурсы урожайности зерновых культур, обосновывается оптимальный вариант их размещения.

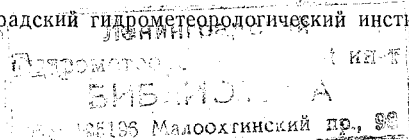
Рассматриваются отдельные составляющие водного, теплового и, отчасти, солевого балансов орошаемых полей, термический и ледовый режимы водоемов. Уточняются отдельные вопросы расчетов стока и водохозяйственных расчетов.

Сборник рассчитан на научных сотрудников, аспирантов и студентов, интересующихся гидрологическими аспектами реализации Продовольственной программы. Он может быть полезен для агрономов и мелиораторов.

452823

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Проф. А. Р. КОНСТАНТИНОВ (ответственный редактор), доц. А. С. СУББОТИН, доц. В. Г. ОРЛОВ, проф. С. А. ЧЕЧКИН, ст. н. с. О. В. ПОПОВ (ГГИ), доц. Э. А. СТРУННИКОВ (ЛСХИ), к. г. н. Т. И. ПРОКОФЬЕВА (ответственный секретарь).



Н. Ф. БОНДАРЕНКО (ЛСХИ), А. Р. КОНСТАНТИНОВ (ЛГМИ),
А. Н. ДАНИЛОВ (УралНИИВХ)

РАЗМЕЩЕНИЕ ПОСЕВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ПОД ЗЕРНОВЫМИ В СООТВЕТСТВИИ С ПОЧВЕННО-КЛИМАТИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Важное место в Продовольственной программе отводится совершенствованию зернового хозяйства: повышению урожайности и увеличению валового сбора зерна при сохранении стабильности посевных площадей. «Это требует внедрения научно обоснованной системы земледелия, в полной мере учитывающей природно-экономические условия каждой зоны и области, каждого района, каждого хозяйства» [14]. Среди прочих задач, решаемых в этом направлении, одной из основных является оптимизация размещения сельскохозяйственных культур.

Для обоснования размещения культур, в частности зерновых, необходимо прежде всего дать оценку природных условий. Одной из основных форм этой оценки является общее агроклиматическое районирование. Оно представляет собой районирование по агроклиматическим показателям, характеризующим условия тепло- и влагообеспеченности культур. К таким показателям относятся: сумма биологически активных температур, продолжительность безморозного периода, характеристики температур воздуха, суммы осадков (годовых или за вегетационный период), влагозапасы почвы, характеристики влажности воздуха, испаряемость, гидро-термический коэффициент и др.

Сочетание общего агроклиматического районирования с отраслевым, характеризующим лишь тепло- и влагопотребность растений, отвечает на вопрос о возможности возделывания районированной культуры или группы культур на той или иной территории. Но этого недостаточно, чтобы ответить на вопрос о целесообразности их возделывания. Решение данного вопроса требует учета влияния на продуктивность культур почвенного плодородия. Агро-климатологи часто оперируют в своих работах отвлеченными характеристиками, в то время как запросы практики диктуют необходимость выражения климатических ресурсов в единицах урожайности. Этот недостаток устраняется при районировании по средним многолетним величинам фактической урожайности. Такого рода районирование, используемое при программировании урожаев [13], учитывает воздействие на урожайность всех опре-

деляющих факторов: почвенных, климатических, антропогенных. Недостатком этого метода является невозможность оценки раздельного влияния на урожайность каждого из факторов. Такая оценка необходима потому, что влияние факторов, определяющих урожайность сельскохозяйственных культур, проявляется по-разному как во времени, так и в пространстве [1]. Например, если воздействие природных факторов в среднемноголетнем разрезе примерно постоянно, то влияние антропогенного фактора со временем меняется. Учет этого обстоятельства играет важную роль при долгосрочном прогнозировании развития сельского хозяйства.

Положительные стороны агроклиматического районирования и районирования по фактической урожайности сочетает в себе физико-статистическая модель «климат—почва—урожай» [5, 7]. В модели разработан принципиально новый подход к оценке природных ресурсов: в равной степени учитываются климатические условия приземного слоя воздуха и почвенные факторы; влияние каждого из факторов оценивается раздельно, в сравнимых между собой единицах урожайности. Это дает возможность оценки комплексного влияния на урожайность природных факторов. При таком подходе к оценке природных факторов может быть положительно решен вопрос о целесообразности возделывания конкретной культуры на той или иной территории.

При построении модели среди многих характеристик почвенно-климатических факторов, определяющих урожайность зерновых, нами были выделены те из них, которые, с одной стороны, отражают основные особенности климата приземного слоя воздуха и почв, а с другой — могут быть определены по данным наблюдений агро- и гидрометеорологической сети.

В результате изучения закономерностей физики приземного слоя атмосферы было установлено, что все основные погодные факторы, влияющие на растения, — испаряемость, фотосинтетически активная радиация, концентрация углекислого газа — тесно связаны с температурой T и упругостью водяного пара e [4]. Величины T и e характеризуют в модели климатические условия вегетационного периода.

Объемная масса почвы Q , взятая с учетом кислотности почвы, и влагозапасы почвы W приняты в качестве характеристики почвенного плодородия [6, 7].

В работах [5, 9, 11] предлагается считать характеристиками условий перезимовки сумму минимальных температур воздуха ($\Sigma T_{\min}$) и среднюю высоту снежного покрова h (или сумму твердых осадков $H_{\text{тв}}$).

Таким образом, каждый из исследуемых в модели факторов представлен парой характеризующих его элементов, что удобно для построения графиков связи с урожайностью. Зависимость урожайности различных зерновых культур от определяющих факторов показана на отдельных графиках [8]. В связи с тем, что требования растений к тепло- и влагообеспеченности в течение вегета-

ционного периода существенно меняются, графики построены для основных межфазных периодов. На координатной сетке графиков проведены изолинии в единицах относительной урожайности $\bar{y} = \frac{y}{\bar{y}}$.

При построении изолиний для разных культур было использовано от 300 до 1300 годонаблюдений урожайности на государственных

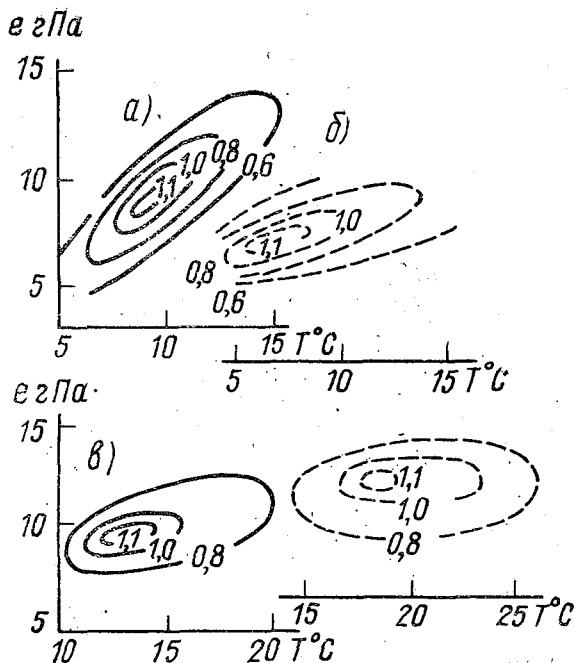


Рис. 1. Зависимость урожайности $y_{\text{ку}}$ озимой пшеницы от климатических условий, определяемых температурой T и влажностью воздуха e в течение межфазных периодов вегетации [8]:

а — посев — осеннее прекращение вегетации; б — возобновление вегетации — выход в трубку; в — выход в трубку — колошение; г — колошение — восковая спелость

сортоиспытательных участках (ГСУ) в сопоставлении с попарно связанными компонентами климата воздуха и почв. В качестве примера приведем графики зависимости относительной урожайности озимой пшеницы от определяющих факторов (рис. 1—3).

На графиках связи урожайности с температурой и влажностью воздуха (рис. 1) выделяются зоны высокой урожайности. В течение каждого i -го межфазного периода наблюдается определенное оптимальное сочетание величин T и e , при котором достигается

максимальная урожайность $y_{ку,i}$, обусловленная влиянием климатических условий (индекс ку). При отклонении температуры и влажности воздуха от оптимальных величин урожайность $y_{ку,i}$ снижается. В [5] указывается, что влияние выбранных отдельных межфазных периодов на конечную урожайность $y_{ку}$ зерновых культур, обусловленную климатическими условиями вегетационного периода, примерно равноценно.

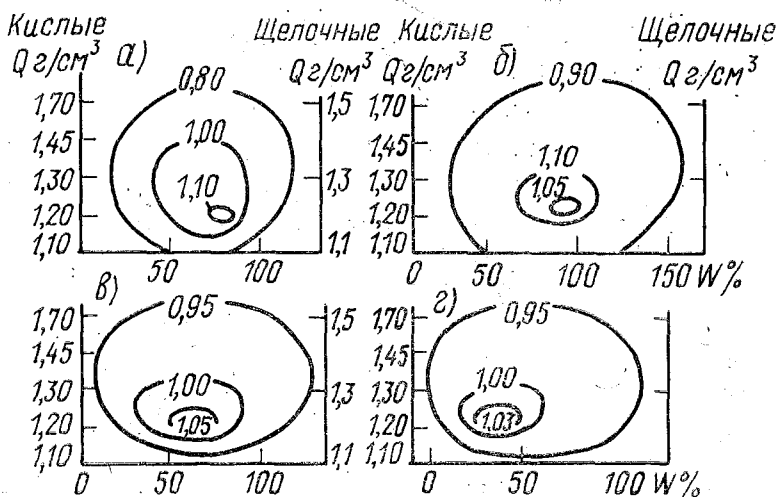


Рис. 2. Зависимость урожайности $y_{пп}$ озимой пшеницы от почвенного плодородия, характеризующегося запасами продуктивной влаги $W\%$ и объемной массы почвы Q , за отдельные межфазные периоды [8]:

a — посев — осеннее прекращение вегетации; *б* — возобновление вегетации — выход в трубку; *в* — выход в трубку — колошение; *г* — колошение — восковая спелость

Для почв с объемной массой 1,20—1,25 г/см³ характерна наименьшая урожайность $y_{пп,i}$, обусловленная влиянием почвенного плодородия (индекс пп). Зависимость плодородия почв от величины Q для кислых и щелочных почв неодинакова (рис. 2). Снижение урожайности $y_{пп}$ с ростом Q , связанное с увеличением в почве количества каменных фракций, проявляется на щелочных почвах в большей степени. С другой стороны, снижение $y_{пп}$ вызвано чрезмерным содержанием в почве органических остатков, вследствие чего величина Q уменьшается. Минимальные значения оптимальных влагозапасов характерны для легких почв, имеющих хорошую структурность, которая обеспечивает доступность воды корневой системе растений. На тяжелых почвах величина оптимальных влагозапасов выше, чем на легких.

Величины относительной урожайности y наносились на графики зависимости урожайности зерновых культур от определяющих факторов, в соответствии с методом остаточных отклонений [5, 7, 10]. Расчетная урожайность определяется из соотношения

где y_i^r — снятое с графика значение относительной урожайности, обусловленное влиянием первого фактора: Δy_i^r — снятое с графика добавочное влияние неучтенного i -го фактора, определяемое с помощью графических регрессий:

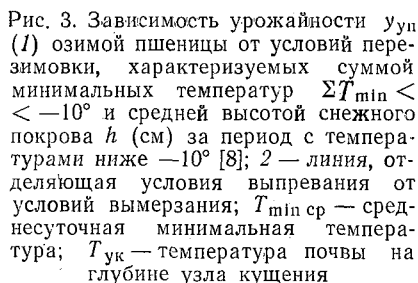


Рис. 3. Зависимость урожайности $Y_{уп}$ (1) озимой пшеницы от условий перезимовки, характеризующих суммой минимальных температур $\sum T_{\min} < -10^\circ$ и средней высотой снежного покрова h (см) за период с температурами ниже -10° [8]; 2 — линия, отделяющая условия выпревания от условий вымерзания; $T_{\min \text{ ср}}$ — среднесуточная минимальная температура; $T_{ук}$ — температура почвы на глубине узла кущения

Здесь величина относительной урожайности $u_{\text{изм}}$ определяется по фактической урожайности, деленной на среднюю урожайность исходной выборки. Для сопоставления факторов между собой ΔU_i удобнее выражать в долях от единицы.

7

При этом соотношение (1) можно представить в виде

$$y_{\text{рас}} = \sum y_i^r - (i-1). \quad (4)$$

Использование остаточного метода дает возможность определять влияние на урожайность каждого из факторов в отдельности. Снятые с графиков связи урожайности с климатическими условиями вегетационного периода и с почвенным плодородием значения $y_{\text{ку}, i}$ и $y_{\text{пч}, i}$ характеризуют воздействие на урожайность этих факторов в течение i -го межфазного периода. Оценка влияния отдельных факторов за весь вегетационный период определяется по формуле (4). Таким же образом дается оценка их комплексного влияния. Почвенно-климатические ресурсы урожайности $y_{\text{пк}}$, согласно (4), равны

$$y_{\text{пк}} = y_{\text{ку}} + y_{\text{пч}} + y_{\text{уп}} - 2. \quad (5)$$

Величина $y_{\text{пк}}$ характеризует не только прямую зависимость урожайности от выбранных элементов климата воздуха и почв, но и отражает косвенное влияние связанных с ними других природных компонентов. Таким образом, в результате использования модели «климат-почва-урожай» может быть получена достаточно полная количественная оценка природных условий формирования урожайности зерновых культур.

В настоящее время почвенно-климатические ресурсы урожайности реализуются в наиболее полной мере на ГСУ и опытных участках НИИ. Здесь внедряется передовая агротехника, испытываются высокоурожайные сорта, наилучшим образом приспособленные к конкретным природным условиям. Величина урожайности на ГСУ является, с одной стороны, результатом воздействия природных факторов, с другой — реализации природных ресурсов человеком в том или ином году. В последнее время, в связи с принятыми мерами по интенсификации сельского хозяйства Ленинградской области, наблюдается довольно устойчивая тенденция роста урожайности зерновых культур. Об этом свидетельствуют графики роста урожайности на ГСУ. На рис. 4 приведен пример такого роста на Гатчинском ГСУ.

Кривая, соединяющая точки графика, отражает влияние на урожайность особенностей погоды отдельных лет. Значения урожайности $y_{\text{тр}}$, снятой с тренда, характеризуют уровень агротехники ГСУ на конец расчетного пятилетнего периода при средних погодных условиях. При построении тренда, положение которого на графике рассчитано методом наименьших площадей, предполагалось такое улучшение уровня агротехники, которое обеспечивает равномерное повышение урожая. Принятое допущение не играет существенной роли при решении поставленной конечной задачи — моделирования размещения посевных площадей с учетом почвенно-климатических условий, где определяющее значение имеют относительные величины урожайности.

Среднеобластная величина $U_{тр}$ является показателем реализации природных ресурсов культуры в целом для области. Влияние человека на урожайность культуры в конкретном районе может быть учтено путем проведения почвенно-климатических ресурсов к среднеобластному уровню агротехники. С этой целью находится средняя для сортоучастков области величина $u_{пк\ гсу}$. Приняв ее за норму, рассчитываем поправку $u_{пк}^p$ на почвенно-климатические условия хозяйственных территорий

$$u_{пк}^p = u_{пк\ гсу} - u_{пк} + 1. \quad (6)$$

Отсюда приведенная величина, или потенциальная урожайность $U_{п}$, равна

$$U_{п} = u_{пк}^p \cdot U_{тр}. \quad (7)$$

Потенциальная урожайность имеет тенденцию к постоянному росту благодаря совершенствованию агротехники на ГСУ. На рис. 4 изображен тренд роста урожайности $U_{тр}$, обусловленного

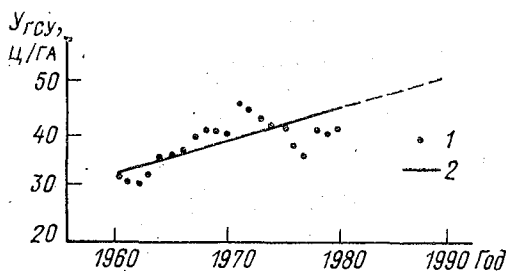


Рис. 4. Рост урожайности $U_{гсу}$ озимой ржи на Гатчинском ГСУ:

1 — средняя урожайность за пятилетний период на конец расчетного срока; 2 — тренд роста урожайности $U_{тр}$

уровнем агротехники. В целях прогнозирования специализации зернового хозяйства удобно использовать перспективное значение U . Для ее оценки линия тренда на рис. 4 согласно инерционному методу, который предполагает перенесение закономерностей прошлого на прогнозируемый период, продолжена до конца расчетного срока — 1990 года.

Величина потенциальной урожайности определяется коэффициентом соответствия почвенно-климатических условий исследуемой территории условиям выбранного ГСУ $u_{пк}^p$ (выраженная в единицах относительной урожайности) и урожайностью $U_{тр}$, обусловленной перспективным уровнем агротехники. При большой пестроте почвенного покрова, характерной для Ленинградской области, распределение по территории величины $u_{пк}^p$ во многом

определяется фактором почвенного плодородия. Точность определения $у_{пк}^p$ возрастает с уменьшением площади осреднения исходной информации. Сеть наблюдения агрогидрологических свойств почвы в Ленинградской области редкая, поэтому оценку $у_{пк}^p$ целесообразно проводить на участках, ограниченных распространением определенного типа почвы. При решении задачи оптимизации размещения зернового хозяйства в масштабе области почвенные участки необходимо дополнительно ограничивать пределами сельхозугодий административных районов. В этом случае моделирование размещения посевных площадей осуществляется с использованием районных показателей потенциальной урожайности, что весьма удобно для практического применения результатов моделирования. Более дробное деление почвенных участков неправомерно ввиду недостаточности информации о компонентах почвенного плодородия.

Таким образом, на современном этапе получения гидрометеорологической информации, районные величины потенциальной урожайности наиболее полно характеризуют природные условия области и отражают возможности реализации почвенно-климатических ресурсов в ближайшем будущем.

Результаты расчетов потенциальной урожайности для территории Ленинградской области приведены в табл. 1.

Потенциальная урожайность зерновых, ц/га Таблица 1

Районы	Пшеница озимая	Рожь озимая	Пшеница яровая	Овес	Ячмень
Бокситогорский	41,8	45,8	23,5	43,5	28,1
Волосовский	55,1	54,1	45,8	58,0	42,9
Волховский	44,4	52,0	39,1	55,5	37,8
Всеволожский	45,9	51,5	44,5	55,5	42,1
Выборгский	0,0	42,1	42,4	49,0	39,8
Гатчинский	49,1	54,1	44,1	54,0	40,6
Кингисеппский	66,3	50,4	48,7	51,5	43,7
Киришский	47,4	49,9	34,4	54,0	36,3
Кировский	54,5	55,6	44,1	58,0	42,9
Лодейнопольский	45,9	48,4	39,5	52,5	39,8
Ломоносовский	55,6	52,5	45,4	55,5	43,7
Лужский	54,1	53,6	44,1	55,0	39,0
Подпорожский	0,0	45,2	17,2	40,0	29,3
Приозерский	0,0	44,2	42,4	47,0	39,8
Сланцевский	57,1	51,1	46,6	54,5	43,3
Тихвинский	44,9	46,8	33,6	49,5	33,2
Тосненский	55,6	54,1	47,0	54,5	41,3

Данные табл. 1 свидетельствуют о том, что диапазон изменения урожайности $У_{\text{п}}$ озимой пшеницы составляет 0—66,3, озимой ржи 42,1—55,6, яровой пшеницы 23,5—47,0, овса 40,0—58,0 и ячменя 28,1—43,7 ц/га. Изменчивость потенциальной урожайности обусловлена различной степенью влияния определяющих факторов. Рассмотрим влияние этих факторов на примере озимой пшеницы — наиболее требовательной к среде обитания культуре.

В Кингисеппском районе, расположенном на западе области, потенциальная урожайность равна 66,3 ц/га. На дерново-подзолистых почвах, распространенных в этом районе, относительная урожайность $у_{\text{ку}}$ равна 0,75, $у_{\text{пп}}$ — 0,92 и $у_{\text{уп}}$ — 0,86. На севере области в Выборгском районе на тех же почвах эти величины соответственно равны 0,76, 0,41, 0,57. В целом влияние на урожайность климатических условий вегетационного периода в Выборгском районе примерно такое же, как и в Кингисеппском; почвенное плодородие и условия перезимовки здесь менее благоприятные. Малые величины $у_{\text{пп}}$ и $у_{\text{уп}}$ объясняются большой переувлажненностью почв и значительной высотой снежного покрова, ведущего к выпреванию озимой пшеницы. На востоке области в Бокситогорском районе $У_{\text{п}}$ на дерново-подзолистых супесчаных почвах равна 41,8 ц/га, $у_{\text{ку}}$ — 0,55, $у_{\text{пп}}$ — 0,71 и $у_{\text{уп}}$ — 0,76. Снижение потенциальной урожайности относительно Кингисеппского района обусловлено здесь худшими климатическими условиями вегетационного периода и худшими условиями почвенного плодородия за счет сравнительно низких температур воздуха и высокой плотности почвы.

Высокая урожайность $У_{\text{п}}$ (свыше 50 ц/га) характерна для западных районов: Кингисеппского, Сланцевского, Ломоносовского, Волосовского, Лужского, а также примыкающих к ним с востока Тосненского и Кировского. Они располагают наиболее плодородными почвами и благоприятными климатическими условиями. Немногом ниже (49,5 ц/га) величина $У_{\text{п}}$ в Гатчинском районе. На его территории, находящейся на подветренной стороне Ижорской возвышенности, выпадает большее, чем в соседних западных районах, количество твердых осадков, в связи с чем возрастает вероятность выпревания пшеницы. Осенью здесь наблюдаются сравнительно невысокие температуры воздуха, что обеспечивает более низкую, чем в других западных районах, величину $у_{\text{ку, 1}}$.

Среди яровых культур наиболее высокую урожайность имеет овес. Ареал потенциальной урожайности овса свыше 50 ц/га значительно шире, чем озимой пшеницы. Лишь на востоке (Подпорожский, Бокситогорский и Тихвинский районы) и на севере (Выборгский и Приозерский) его урожайность составляет менее 50 ц/га. В восточных районах снижение урожайности обусловлено наличием тяжелых почв, в северных — их переувлажненностью. Овес, а также ячмень, острее реагируют на увеличение плотности почвы, чем на ее излишнее увлажнение [8]. Поэтому минимальные величины $У_{\text{п}}$ этих культур наблюдаются в восточных Бокситогорском

(овес 43,5, ячмень 28,1 ц/га) и Подпорожском (40,0 и 29,3 ц/га) районах. Озимая рожь, напротив, имеет самую низкую урожайность на переувлажненных почвах Выборгского и Приозерского районов. В восточных районах она является самой урожайной из возделываемых там культур. Благоприятным сочетанием плодородия дерново-подзолистых почв, климатических условий вегетационного периода и условий перезимовки обусловлена максимальная урожайность $Y_{\text{п}}$ озимой ржи (55,6 ц/га) в Кировском районе.

Распределение величин урожайности яровой пшеницы подчинено тем же закономерностям, которые присущи распределению $Y_{\text{п}}$ озимой пшеницы, ячменя — закономерностям распределения урожайности овса. Высокая урожайность овса характерна для Вологовского, Всеволожского, Кингисеппского, Кировского, Ломоносовского и Сланцевского районов (более 42,0 ц/га), яровой пшеницы — для Кингисеппского, Сланцевского, Тосненского, Волосовского и Ломоносовского районов (более 45,0 ц/га). Исключение составляют районы Карельского перешейка (Выборгский, Приозерский и Всеволожский), где снижение урожайности яровой пшеницы до 42,4—44,5 ц/га обусловлено влиянием более низкого почвенного плодородия. Минимальные величины $Y_{\text{п}}$ яровой пшеницы наблюдаются на тяжелых почвах Бокситогорского (23,5 ц/га) и Подпорожского (17,2 ц/га) районов.

Анализ распределения величин потенциальной урожайности различных культур показал, что зоны высокой урожайности отдельных культур перекрывают друг друга. В этом случае задачу оптимизации размещения зерновых культур удобнее всего решать симплексным методом линейного программирования [2, 3, 8, 12]. Использование симплексного метода выгодно тем, что в поисках оптимального решения рассматриваются не все возможные варианты, а только отдельные. Варианты перебираются в определенной последовательности, чем достигается оптимальное улучшение первоначального плана задачи.

Целью нашей задачи является определение оптимальной структуры посевных площадей, в результате решения которой должен быть получен максимальный валовый сбор зерна Z . В соответствии с выбранной методикой запишем целевую функцию следующим образом:

$$Z = Y_{\text{п1}} x_1 + Y_{\text{п2}} x_2 + \dots + Y_{\text{пn}} x_n \rightarrow \infty, \quad (8)$$

где x_j ($j = 1, 2, \dots, n$) — посевные площади под культурами в отдельных районах. Например, x_1 — посевная площадь под озимой пшеницей, x_2 — под озимой рожью, x_3 — под яровой пшеницей, x_4 — под овсом, x_5 — под ячменем в первом районе. В следующем по списку районе посевные площади под этими культурами обозначаются соответственно $x_6, x_7, x_8, x_9, x_{10}$, в третьем районе — $x_{11}, x_{12}, x_{13}, x_{14}, x_{15}$ и т. д. Общее число переменных x составляет 85. Таковую же индексацию имеют и величины $Y_{\text{п}}$. Материалами для

расчетов послужили данные ЦСУ о посевных площадях за период 1976—1980 годы.

Первый вариант модели размещения посевных площадей предусматривает следующие ограничения при решении поставленной задачи.

1. Посевная площадь под культурами не может быть отрицательной

$$x_1 \geq 0, x_2 \geq 0, \dots, x_{85} \geq 0. \quad (9)$$

2. Общая посевная площадь под зерновыми в пределах района равна ее среднему уровню 1976—1980 годов. Обозначив суммарную площадь через S_i ($i = 1, 2, \dots, m$), выразим данное условие в численной форме

$$\left. \begin{aligned} x_1 + x_2 + x_3 + x_4 + x_5 &\leq S_1, \\ x_6 + x_7 + x_8 + x_9 + x_{10} &\leq S_2, \\ . & \\ x_{81} + x_{82} + x_{83} + x_{84} + x_{85} &\leq S_m. \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

Это ограничение учтено в соответствии с поставленной Продовольственной программой задачей повышения производства зерна при неизменности размеров посевных площадей.

3. Областной валовой сбор зерна продовольственных культур — озимой и яровой пшеницы — в перспективе равен его среднему значению 1976—1980 годов. Урожайность пшеницы в большинстве случаев уступает урожайности других ведущих культур, однако, учитывая ее ценные хлебопекарные качества, было бы нецелесообразно исключить посевы озимой и яровой пшеницы из зернового клина. С другой стороны, принято, что в перспективе запросы народного хозяйства областей в пшенице могут быть удовлетворены в ее современном объеме. Данное ограничение введено в задачу с целью сохранения ассортимента производства зерна. Математически оно запишется так:

$$\left. \begin{aligned} W_{\text{оп}} &\leq y_{\text{п1}} x_1 + y_{\text{п6}} x_6 + \dots + y_{\text{п81}} x_{81}, \\ W_{\text{нп}} &\leq y_{\text{п3}} x_3 + y_{\text{п8}} x_8 + \dots + y_{\text{п83}} x_{83}, \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

где $W_{\text{оп}}$, $W_{\text{яп}}$ — средние сборы озимой и яровой пшеницы на уровне 1976—1980 годов, ц. Данные о сборах этих культур заимствованы из материалов ЦСУ.

4. Площади посевов озимой и яровой пшеницы не превышают их современных размеров $x_{j, 80}$,

$$\left. \begin{aligned} x_1 &\leq x_{1,80}, x_6 \leq x_{6,80}, \dots, x_{81} \leq x_{81,80}, \\ x_3 &\leq x_{3,80}, x_8 \leq x_{8,80}, \dots, x_{83} \leq x_{83,80}. \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

Структурный состав почв районов разнороден. Различно и плодородие почв. На практике наиболее плодородные земли заняты под пшеницей. Расширение ее посевов на менее плодородных поч-

вах привело бы к большему по сравнению с другими культурами, снижению урожайности, т. е. к уменьшению валового сбора зерна.

5. В производстве фуражных культур (овса и ячменя), обладающих различными питательными свойствами, отношение их сборов сохранено на уровне этого показателя в 1976—1980 годах:

$$\frac{Y_{п4} x_4 + Y_{п9} x_9 + \dots + Y_{п84} x_{84}}{Y_{п5} x_5 + Y_{п10} x_{10} + \dots + Y_{п85} x_{85}} = K. \quad (13)$$

Некоторые системы севооборотов предусматривают чередование посевов озимых и яровых зерновых культур [13]. Другие системы такое чередование не учитывают. В зависимости от планируемой системы севооборотов может быть использован либо первый, либо второй вариант размещения посевных площадей. Вторым вариантом, кроме названных пяти ограничений, учитывает еще одно:

6. В целях сохранения существующей системы севооборотов, общие посевные площади под озимыми и яровыми культурами ($S_{оз}$ и $S_{яр}$) равны средним размерам этих площадей в 1976—1980 годах:

$$x_1 + x_2 + x_6 + x_7 + \dots + x_{81} + x_{82} \leq S_{оз}, \quad (14)$$

$$x_3 + x_4 + x_5 + x_8 + x_9 + x_{10} + \dots + x_{83} + x_{84} + x_{85} \leq S_{яр}. \quad (15)$$

В первых двух вариантах модели размещения посевных площадей коэффициенты $Y_{п}$ при переменных x представляют собой величины потенциальной урожайности, рассчитанные для административных участков в соответствии с долей участков в общей площади сельхозугодий. В третьем и четвертом вариантах в целевую функцию (8) вместо районных величин $Y_{п}$ введены величины потенциальной урожайности $Y_{п,i}$ одного наиболее плодородного (для ведущих культур) участка в пределах района. Набор ограничений в третьем варианте тот же, что и в первом, в четвертом — такой же, как и во втором. В пределах отдельных районов общая посевная площадь под зерновыми не превышает площади любого из почвенных участков (по данным ЦСУ). Таким образом, размещение культур в третьем и четвертом вариантах осуществляется на самых плодородных почвах.

В результате решения поставленной задачи симплексным методом определена оптимальная структура посевных площадей. Превышение расчетного валового сбора зерна при различных вариантах размещения культур над сбором зерна при фактическом размещении отражено в таблице 2.

Данные табл. 2 свидетельствуют о том, что рассчитанные варианты размещения обуславливают дополнительные сборы зерна в размере от 4,4 до 16,3%. В первом варианте прибавка сбора зерна в 31 тыс. т. обусловлена расширением доли посевных площадей под озимой рожью. Эта культура обладает высокой урожайностью в западных и центральных районах (табл. 1). Высокую

Таблица 2

Превышение валового сбора зерна при различных вариантах размещения посевных площадей над сбором зерна при фактическом размещении (расчетные значения по величинам потенциальной урожайности, тыс. т)

Культуры	Фактическое размещение	Варианты размещения			
		I	II	III	IV
Пшеница озимая	20	16	16	21	21
Рожь озимая	53	162	58	168	55
Пшеница яровая	18	10	10	10	10
Овес	58	25	59	25	62
Ячмень	74	41	95	41	100
Зерновые	223	254	238	265	248
Превышение		31	16	42	25
Превышение, %		11,8	4,4	16,3	8,6

урожайность в этих районах имеет также овес, но его производство ограничено условием задачи. Посевные площади под озимой пшеницей оставлены без изменений в западных районах, имеющих благоприятные условия для ее возделывания. В Гатчинском и Кировском районах, природные условия которых менее благоприятные, посевы озимой пшеницы ликвидированы. До предела сокращены также посевные площади под низкоурожайными культурами — яровой пшеницей и ячменем. Посевные площади под яровой пшеницей соответствуют их фактическим размерам в Кингисеппском и Сланцевском районах; в других районах они либо сокращены (Волосовский), либо отведены под другие культуры (Гатчинский, Ломоносовский, Лужский). Овес целесообразно выращивать в Волосовском районе, ячмень — в северных и восточных районах.

В третьем варианте производство зерновых сосредоточено на наиболее плодородных почвах. Естественно, районная величина потенциальной урожайности при таком размещении выше, чем при равномерном по всей площади сельхозугодий. В условиях Ленинградской области на повышение почвенного плодородия наиболее остро реагируют озимые культуры — пшеница и рожь. Посевные площади под ними в данном варианте расширены по сравнению с первым, чем обусловлен дополнительный валовый сбор зерна (табл. 2). Несмотря на сокращение посевных площадей, сборы зерна яровых культур остаются на том же уровне, что и в первом варианте (за счет более высокой потенциальной урожайности).

Во втором и четвертом вариантах, в которых предусмотрено ограничение площадей под озимыми и яровыми культурами, резко

возрастает роль овса. Овес является самой урожайной яровой культурой. Сборы зерна овса во втором и четвертом вариантах намного выше, чем в первом и третьем. Увеличены и сборы ячменя (в определенной пропорции к сбору овса). В то же время значительно снижено производство наиболее урожайной культуры — озимой ржи, так как посевные площади под рожью ограничены размерами $S_{оз}$.

Предлагаемые варианты размещения зерновых культур отражают основные почвенно-климатические особенности территории области и с учетом ограничений производственного характера определяют зоны, наиболее благоприятные для возделывания отдельных культур.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко Н. Ф., Жуковский Е. Е., Мушкин И. Г. Моделирование продуктивности агроэкосистем. — Л.: 1982. — 261 с.
2. Браславец М. Е. Экономико-математические методы в организации и планировании сельскохозяйственного производства. — М.: Экономика, 1971, с. 13—14, 17—57.
3. Зойдзе Е. К., Михайлова З. И., Храмова Л. И. О возможности использования аппарата линейного программирования в задаче агроклиматического районирования. — Труды ИЭМ, 1977, вып. 11 (79), с. 19—29.
4. Константинов А. Р. Испарение в природе. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 532 с.
5. Константинов А. Р. Методика оценки почвенно-климатических ресурсов урожайности сельскохозяйственных культур и ее реализация на примере озимой пшеницы. — Труды ИЭМ, 1974, вып. 2 (39), с. 3—26.
6. Константинов А. Р. Предпосылки построения комплексной эмпирической модели «погода—почва—урожай». — Труды ИЭМ, вып. 6 (57), 1976, с. 3—24.
7. Константинов А. Р. Погода, почва и урожай озимой пшеницы. — Л.: гидрометеиздат, 1978. — 263 с.
8. Константинов А. Р., Зойдзе Е. К., Смирнова С. И. Почвенно-климатические ресурсы и размещение зерновых культур. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 278 с.
9. Константинов А. Р., Петькова В. П. Оценка условий перезимовки озимой пшеницы на территории СССР. — Труды ИЭМ, 1974, вып. 2 (39), с. 27—37.
10. Константинов А. Р., Химин Н. М. Применение сплайнов и метода остаточных отклонений в гидрометеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 184 с.
11. Петькова В. П. Оценка почвенно-климатических условий возделывания озимой ржи на территории СССР. — Труды ИЭМ, вып. 6 (57), 1976, с. 58—82.
12. Попов И. Г. Математические методы в экономических расчетах по сельскому хозяйству. — М.: Колос, 1964, с. 25—60.
13. Научно-обоснованная система земледелия Ленинградской области (рекомендации). Л., 1982. — 184 с.
14. Продовольственная программа СССР на период до 1990 года и меры по ее реализации. Материалы майского (1982 г.) Пленума ЦК КПСС. — М.: Политиздат, 1982. — 111 с.

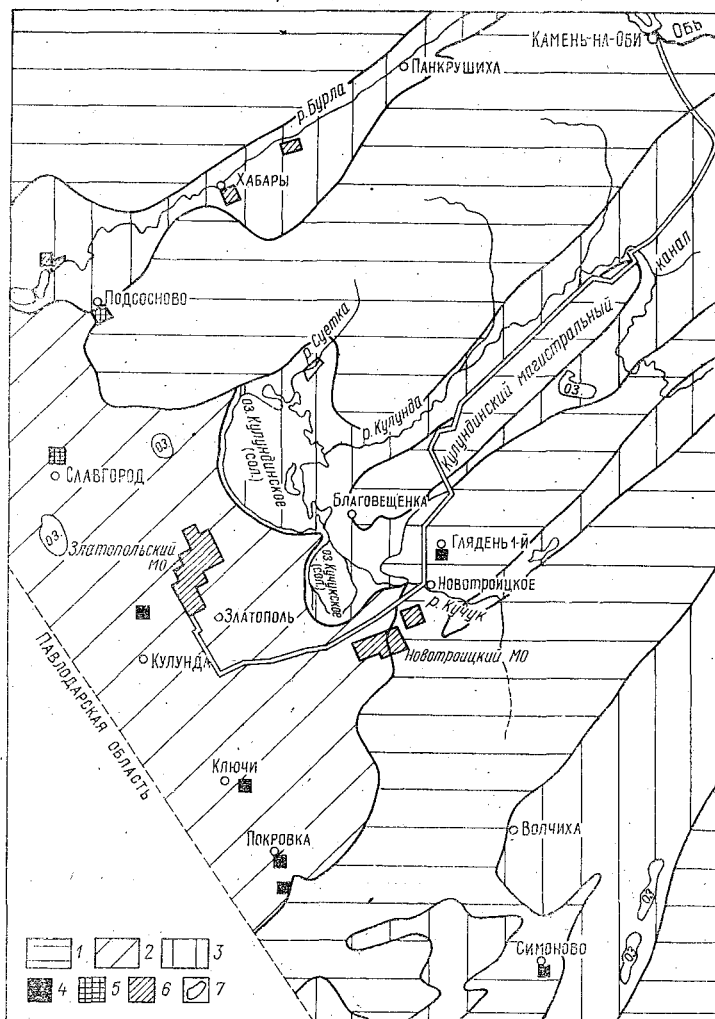
ВЛИЯНИЕ ОРОШЕНИЯ НА ГИДРОМЕЛИОРАТИВНЫЕ УСЛОВИЯ В ЗОНЕ НЕДОСТАТОЧНОГО УВЛАЖНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ КУЛУНДИНСКОЙ СТЕПИ)

Под влиянием орошения происходят значительные изменения природной обстановки, возникают новые ландшафты, изменяется структура водного и солевого балансов как всей орошаемой территории, так и баланса грунтовых вод и зоны аэрации; активизируется роль грунтовых вод в процессах почвообразования. Широкое развитие мелиорации вызывает изменение гидрогеологических, почвенных и агроклиматических мелиоративных показателей (глубина залегания, минерализация и химический состав грунтовых вод, влажность и засоленность почво-грунтов, величина инфильтрации на уровень грунтовых вод, суммарное испарение и т. д.). Недоучет этих изменений часто приводит к вторичному засолению, заболачиванию земель и нередко к выпадению орошаемых земель из сельскохозяйственного оборота. Ежегодно в мире по этим причинам выходят из эксплуатации не менее 200—300 тыс. га орошаемых земель, а всего на земном шаре насчитывается более 20—25 млн. га засоленных бесплодных земель, которые ранее были плодородными [5]. Поэтому борьба с засолением и заболачиванием орошаемых земель является частью глобальной проблемы охраны и рационального использования земельных и водных ресурсов.

В настоящей работе излагаются основные результаты исследований кафедры гидрогеологии и геодезии ЛГМИ по изучению мелиоративной обстановки юга Западной Сибири на примере Кулундинской степи Алтайского края и по составлению прогноза воздействия проектируемого орошения земель на режим грунтовых вод и засоление пород зоны аэрации. Основные объекты исследований показаны на рисунке.

Научно-методической основой проведенных исследований явились балансовые методы, в частности, — изучение водного и солевого баланса грунтовых вод и пород зоны аэрации на площадях, проектируемых для орошения, в естественных условиях и при режиме орошения.

Кулундинская степь расположена на территории Обь-Иртышского междуречья, в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины. По площади Кулундинская степь занимает только 5% (13 млн. га) от площади Западной Сибири, но здесь сосредоточено свыше 25% ее посевных площадей и около 10% всех посевов яровой пшеницы СССР.



Обзорная схема центральной части Кулундинской степи:

1 — Приобское плато; 2 — Кулундинская аллювиальная равнина; 3 — древние долины стока; 4–7 — объекты исследований: 4 — орошаемые участки, на которых изучалось изменение гидрогеолого-мелиоративной обстановки; 5 — орошаемые участки, на которых ведутся режимные наблюдения за уровнем грунтовых вод; 6 — проектируемые участки орошения, для которых составлены мелиоративные прогнозы; 7 — участок лиманного орошения

Кулунда — сложный мелиоративный объект. Для Кулундинской степи характерно широкое распространение засоления в почвах, породах и грунтовых водах. Это связано с континентальностью климата Кулунды в сочетании со специфическими геоморфологическими и гидрогеологическими условиями, которые определяют бессточность территории и близкое залегание грунтовых вод. Изучение характера засоления почв и пород Центральной Кулунды с использованием большого объема фактических данных собственных исследований и материалов, полученных другими организациями, позволило выявить ведущие факторы засоления и составить карты засоленности пород зоны аэрации масштаба 1 : 200 000. При анализе факторов формирования засоления разграничено реликтовое остаточное соленакопление на тех участках, где в настоящее время в многолетнем разрезе преобладает рассоление почво-грунтов, и современное засоление почв. Реликтовое засоление повсеместно встречается в Кулунде (чаще на территории Приобского плато) в условиях глубокого (больше 5 м) залегания грунтовых вод при наличии в зоне аэрации глинисто-суглинистых прослоев более-менее значительной мощности, рассоление которых идет очень медленно. В такой ситуации верхняя часть зоны аэрации мощностью 1—3 м, как правило, незасолена. Наличие солей глубже корнеобитаемого слоя в естественных условиях не оказывает какого-либо отрицательного действия на растения. Но при орошении в случае подъема грунтовых вод соли, находящиеся в основном в твердой фазе, будут растворяться, повышая минерализацию грунтовых вод, а при дальнейшем подъеме до критического уровня могут способствовать усиленному засолению почв.

Современное засоление почв проявляется на Кулундинской аллювиальной равнине и приурочено, главным образом, к отрицательным формам макро- и мезо-рельефа — различного рода древнерусловым депрессиям, озерно-болотным впадинам. Процессы засоления широко проявляются на древних и современных речных и озерных террасах в пределах древних долин стока. Приуроченность засоленных почв к отрицательным формам рельефа является следствием интенсивного испарения почвенных и грунтовых вод в условиях близкого залегания последних к дневной поверхности. Кроме того, современное засоление почв проявляется на склонах грив и крупных грядообразных повышений и в балках с сезонным водотоком [8], что также связано со значительными теплоэнергетическими ресурсами, обеспечивающими интенсивное испарение. Основным источником современного накопления солей в почвах — грунтовые воды, залегающие на небольшой глубине. Это подтверждается даже при самом поверхностном анализе связи степени засоления с глубиной залегания грунтовых вод. Численное выражение этой связи помогает получить корреляционный анализ. Например, расчеты, проведенные по результатам наших исследований в районе с. Подсосново, показали: а) существование тесной нелинейной связи между исследуемыми величинами ($r = -0,78$); б) то,

что критическая глубина грунтовых вод составляет 2,0—2,2 м. Аналогичные расчеты, выполненные нами для территории бассейна р. Бурлы, по данным Новосибирского Гипроводхоза, установили коэффициент корреляции между засолением верхнего метрового слоя почво-грунта и глубиной залегания грунтовых вод, равный —0,70, критическую глубину грунтовых вод 2,5—3,0 м. Интересные результаты были получены при анализе зависимости частоты встречаемости солончаков от глубины грунтовых вод под ними. Были проанализированы данные по 130 солончакам Центральной Кулунды, полученные ЗСГУ и ЛГМИ. Оказалось, что исследуемые солончаки характеризуются глубиной залегания грунтовых вод меньше 4—5 м, причем абсолютное большинство солончаков (98,6%) встречено в районах, где глубина грунтовых вод менее 3 м.

Приведенные примеры показывают, что уже при глубине грунтовых вод менее 3—4 м можно предполагать существенное засоление. Фактические данные по засоленности почво-грунтов Кулунды хорошо согласуются с этим выводом.

Химический тип засоленных почв и пород самый разнообразный. На территории Кулундинской степи встречены практически все возможные типы засоления. Анализ солевых профилей по отдельным точкам показывает, что засоление почво-грунтов в ряде случаев по всему разрезу может быть представлено одним и тем же химическим типом, но чаще имеет место комплексное засоление почв. Анализ типов засоления пород различного генетического происхождения позволил выделить ряд особенностей, характерных для пород того или иного генезиса. В четвертичных деллювиальных отложениях повсеместно отмечается засоление с участием соды; в озерных отложениях, наряду с содовым, часто отмечается хлоридное, реже — сульфатное засоление. В аллювиальных отложениях по долинам рек встречаются различные типы засоления, меняющиеся по длине реки.

Солевой режим пород зоны аэрации определяется главным образом соотношением составляющих баланса влаги в зоне аэрации и, в первую очередь, — осадков и испарения. Преобладание испарения приводит к подтягиванию солей в верхние слои зоны аэрации из нижележащих горизонтов и из грунтовых вод. В периоды обильного выпадения осадков и нисходящего тока влаги соли перемещаются в нижние слои и далее в грунтовые воды. Внутригодовые изменения соотношения воднобалансовых составляющих вызывают сезонную динамику солей, которая проявляется наиболее ярко в сильно-засоленных породах. В течение года наблюдается несколько периодов рассоления и засоления. Так, С. Н. Селяковым для Центральной Кулунды выделены шесть сезонных периодов солевого режима засоленных почв [8]. В более схематическом виде динамика солей в течение года характеризуется осенне-зимне-весенним рассолением почв и пород и активным летним засолением.

Солевой режим незасоленных и слабозасоленных почво-грунтов при уровне грунтовых вод более 3—5 м выражен менее отчетливо. Но и здесь отмечается некоторое увеличение запасов солей в зоне аэрации в летний период и уменьшение — в осенне-зимне-весенний. Нарушение природных условий увлажнения в результате орошения повлечет за собой изменения в установившемся солевом режиме территории, интенсифицируя на начальной стадии процессы выщелачивания солей, а при подъеме уровня грунтовых вод до критической глубины, усиливая накопление солей в зоне аэрации за счет испарения грунтовых вод. Кроме того, определенную роль в солевом балансе будет играть поступление солей с оросительной водой.

К настоящему времени в Кулундинской степи орошается около 22 тыс. га, из них приблизительно 14 тыс. га приходится на Алейскую оросительную систему, 8 тыс. га на участки площадью до 200 га, для которых источником орошения служат подземные воды. В последние годы институтом Ленгипроводхоз составлены проекты на строительство Новотроицкого и Златополинского массивов орошения (площадью по 10 тыс. га каждый) на базе Кулундинского магистрального канала и участков орошения в бассейне р. Бурлы (10 тыс. га). По Кулундинскому магистральному каналу во вторую очередь строительства проектируется сооружение оросительных систем на площади 40 тыс. га. В перспективе предполагается в пределах степной части Алтайского края орошать свыше 1 млн. га [6].

На существующих участках орошения в Кулундинской степи до 1978 г. практически отсутствовала служба контроля за уровнями грунтовых вод и засолением почво-грунтов. Этот недостаток проводимых мелиоративных исследований устраняется в некоторой степени нашими наблюдениями за режимом грунтовых вод в условиях орошения на Славгородском орошаемом участке (с 1972 г.) и на участке орошения в колхозе им. Кирова Славгородского района (с 1975 г.). Кроме того в 1974 и 1976 гг. нами проведено рекогносцировочное обследование шести участков старого орошения (см. рисунок) с целью изучения изменения гидрогеолого-мелиоративной обстановки, результаты которого приведены в работе [4].

Анализ материалов, полученных в результате обследования орошаемых участков, кратко сводится к следующему. Под воздействием орошения повсеместно в той или иной степени происходит изменение гидрогеолого-мелиоративной обстановки, проявляющееся в формировании ирригационных режимов грунтовых вод и изменении водного и солевого режима почво-грунтов. Направление этого воздействия прежде всего определяется наличием или отсутствием дренирующего влияния эксплуатационных скважин, которые находятся вблизи границ орошаемых участков. В настоящее время установлено, что при любых режимах орошения образуется ирригационный бугор грунтовых вод за счет инфильтра-

ционных потерь оросительных вод и инфильтрации из накопительных бассейнов и из распределительной сети. Это вызывает необходимость составления объективных прогнозов изменения природной обстановки в условиях орошения с целью охраны земель от вторичного засоления.

Такие прогнозы были составлены для Новотроицкого и Златолинского опытно-производственных массивов и для участков орошения Бурлинской ОС. Кроме того, для типичных гидрогеологических условий Центральной Кулунды составлен прогноз режима грунтовых вод для стандартных площадей орошения: 500, 1000 и 5000 га на первые 20 лет эксплуатации орошаемых участков в условиях применения открытой и закрытой оросительной сети.

Прежде чем перейти к результатам прогнозов, следует остановиться на некоторых методических рекомендациях, которые относятся к определению гидрогеологических параметров, используемых при прогнозировании, проведению гидрогеолого-мелиоративного районирования и составлению прогноза изменения гидрогеолого-мелиоративной обстановки в условиях орошения. Кратко они сводятся к следующему.

1. Для мелиоративных гидрогеологических прогнозов наиболее существенное значение имеет правильная методика определения таких параметров, как величина инфильтрации на уровень грунтовых вод при дождевании на полях и коэффициент урвнепроводности (а).

Величина инфильтрации зависит от многих факторов: литология, влажность, засоленность, водно-физические свойства пород зоны аэрации, глубина залегания грунтовых вод, режим орошения и др. Нам представляется наиболее правильным для практических целей определять эту величину на типовых ключевых участках путем опытных поливов на делянках при разных оросительных нормах. При этом при оценке репрезентативности таких участков следует учитывать весь комплекс факторов, определяющих величину инфильтрации и названных выше.

Опытные делянки в плане представляют собой квадрат со стороной около 15 м, обвалованный суглинками до высоты 0,5 м для устранения возможности бокового растекания. Поверхность должна быть строго горизонтальна, без микропонижений, в которых при дождевании будет скапливаться вода. Делянки оборудуются тремя пьезометрами на уровне грунтовых вод: один — в центре, другой — в пределах орошаемой площади, третий — за границей делянки. При наличии локального водоупора в зоне аэрации дополнительно оборудуются три пьезометра на кровле водоупора. Параллельно рекомендуется проводить здесь наблюдения за динамикой влаги и солей в зоне аэрации с привлечением геофизических методов. В результате полива под делянкой на уровне грунтовых вод или на водоупоре формируется ирригационный бугор. Величина инфильтрации определяется по подъему воды в пьезометрах от начального уровня с учетом растекания за пределы орошаемой

площади. Для расчета можно использовать уравнение относительного подпора для орошаемого участка прямоугольной формы, приведенное в работе [7].

Если имеется достаточно представительный ряд режимных наблюдений за уровнем грунтовых вод, то анализ режима грунтовых вод в естественных условиях в период интенсивных осадков зачастую позволяет давать прогноз величины инфильтрации при орошении.

Определение коэффициента уровнепроводности (а) предлагается осуществлять также на типовых ключевых участках при опытных поливах большими оросительными нормами по сопоставлению хода уровня в скважинах, расположенных в центре делянки и за ее пределами, т. е. по наблюдениям за скоростью растекания ирригационного бугра. Расчет ведется по формуле относительного подпора путем подбора такого значения «а», которое удовлетворяло бы фактически наблюдаемому отношению величин относительного подпора в центре делянки и за его границами. Определение коэффициента уровнепроводности необходимо проводить как минимум на двух ключевых участках, отражающих крайние гидрогеологические ситуации изучаемой территории (например, наиболее и наименее проницаемые породы зоны аэрации).

2. Природные условия территории, важные для целей мелиорации, отражаются на картах гидрогеолого-мелиоративного районирования. Так как эти карты служат основой для мелиоративных прогнозов и, с одной стороны, должны нести достаточно детальную характеристику большого количества природных факторов (глубина залегания грунтовых вод, дренированность территории, фильтрационные свойства водонасыщенной зоны и пород зоны аэрации, минерализация и химический состав грунтовых вод, степень и тип засоления почво-грунтов и т. д.), а, с другой стороны, оставаться легкочитаемыми, то нам кажется целесообразным применить цифровое кодирование для характеристики каждого фактора (причем изменение каждого признака можно охарактеризовать цифрами от 1 до 9). Каждый контур на карте гидрогеолого-мелиоративного районирования характеризуется многозначным цифровым кодом, каждая цифра которого отвечает одному из природных факторов. Расшифровка цифр шифра приводится в экспликации. Таким образом, карта может быть легко прочитана по любому из признаков [1].

Изучение природных условий Центральной Кулунды и исследования при режиме орошения, проведенные на ключевых участках, расположенных на проектируемых массивах орошения и на уже орошаемых участках, явились основой для составления прогноза изменения гидрогеолого-мелиоративной обстановки в условиях орошения. Результаты прогноза по Новотроицкому массиву опубликованы в работах [2, 3]. По итогам прогноза по Златополинскому массиву установлено следующее. В результате 10 лет работы оросительной системы без дренажной сети на уровне грунтовых

вод, а на отдельных участках — на кровле водоупорных глин кулундинской свиты, залегающих в зоне аэрации, образуется ирригационный бугор. На 60% площади уровень ирригационных грунтовых вод достигает критической глубины. На остальной части площади, где орошение будет производиться из закрытой оросительной сети, вследствие малых инфильтрационных потерь критическая глубина не будет достигнута.

После подъема уровня ирригационных грунтовых вод выше критической глубины из-за интенсивного испарения с капиллярной каймы начнется засоление почво-грунтов верхней части зоны аэрации. В итоге на 10-й год орошения почти на всей площади массива, где уровень грунтовых вод достигнет критической глубины, будут преобладать в той или иной степени засоленные почвы. Причем будут преобладать содовый, содово-сульфатный, сульфатный, реже — сульфатно-хлоридный типы засоления. Незасоленными останутся участки, где к началу орошения почвы были незасолены, а критическая глубина будет достигнута только на 6—10-й год орошения. На той части площади массива, где к 10-му году критическая глубина не будет достигнута, характер засоленности практически не изменится. Следовательно, почти на 60% площади массива, которые выделены на карте прогноза изменения гидрологической обстановки, необходим ввод дренажа.

Прогноз для участков Бурлинской ОС сделан на два варианта орошения: из открытой и закрытой оросительной сети. По результатам прогноза даны рекомендации для выбора того или иного варианта орошения для каждого участка в зависимости от конкретных гидрогеологических особенностей и литологического строения зоны аэрации, которыми определяется величина инфильтрационных потерь и скорость подъема уровня грунтовых вод. При орошении из закрытой оросительной сети наибольшая величина подъема от начального уровня за 10 лет орошения составит в центре участка 4 м, наименьшая — 1,4 м. Незначительный подъем во втором случае обусловлен влиянием растекания ирригационного бугра от центра к периферии вследствие малых размеров участка. При большей ширине орошаемой площади влияние растекания сказывается в основном только в краевых частях вблизи границ. При орошении из открытой распределительной сети, вследствие резкого возрастания инфильтрационных потерь, расчетная величина подъема уровня грунтовых вод на 10-й год от начального положения достигнет 5—10 м.

Таким образом, при орошении из закрытой распределительной сети к 10-му году на 15% общей площади, а при орошении из открытой сети на 60% — подъем грунтовых вод превысит критическую глубину.

На начальном этапе орошения до достижения грунтовыми водами критической глубины будет происходить вынос солей из почво-грунтов зоны аэрации инфильтрационными водами. При этом величина начального засоления почво-грунтов несколько умень-

шится. Минерализация ирригационных грунтовых вод к моменту достижения ими критической глубины будет колебаться в пределах от 1 до 5 г/л (чаще 2—3 г/л) в зависимости от начальной минерализации и степени засоления почво-грунтов.

После достижения грунтовыми водами критической глубины начнут развиваться процессы вторичного засоления, интенсивность протекания которых будет зависеть в основном от степени начального засоления почво-грунтов и от минерализации ирригационных грунтовых вод. Практически на всей площади, где произойдет такой подъем, к 10-му году от начала орошения развитие вторичного засоления достигнет опасных пределов. Чтобы этого не произошло, в проект было введено строительство дренажа.

Анализ гидрогеолого-мелиоративной обстановки в Кулундинской степи позволил выработать несколько типовых схем, достаточно полно характеризующих все разнообразие природной обстановки, и на их основе составить прогноз режима грунтовых вод на первые 20 лет эксплуатации орошаемых участков стандартных размеров (500, 1000 и 5000 га) в условиях применения открытой и закрытой распределительной сети. Интенсивность подъема грунтовых вод к поверхности земли под влиянием ирригационных потерь в основном зависит от величины инфильтрационного питания, недостатка насыщения и водопроницаемости пласта. Результаты почти десятилетних исследований ЛГМИ позволили рекомендовать для прогнозных расчетов применительно к Кулундинской степи следующие значения величин инфильтрационных потерь при орошении: 0,10—0,40 м/год (для расчетов рекомендуется принять 0,15 м/год) при орошении из открытой оросительной сети нормами 2000—4500 м³/га; 0,02—0,08 м/год (для расчетов рекомендуется 0,06 м/год) — при орошении из закрытой сети.

Расчетами установлено, что при начальной глубине залегания грунтовых вод до 5 м в центре орошаемого участка площадью 500 га подъем до критической глубины произойдет в первые 5 лет эксплуатации, причем при наличии открытой оросительной сети это произойдет уже на 2—3-й годы; при начальной глубине 5—7 м грунтовые воды достигнут критической глубины на 3—8-й годы орошения; при более глубоком залегании грунтовых вод за счет растекания за границы массива орошения критическая глубина за 20 лет на большей части территории исследуемого региона не будет достигнута.

При возрастании площади орошаемых участков до 1000 и 5000 га обстановка резко ухудшается. Так, при орошении из открытой распределительной сети в центре участка площадью 5000 га грунтовые воды поднимутся с начальной глубины 5—10 м до критической уже в первые годы орошения, а при закрытой сети — в среднем через 3—10 лет. На границах орошаемых площадей вследствие растекания подъем будет примерно в 1,5—2 раза меньше, чем в центре.

В процессе орошения в зоне аэраций на относительно водоупорных прослоях суглинков и глин будут формироваться ирригационные верховодки, размеры которых будут зависеть от величины инфильтрационных потерь и разницы коэффициентов фильтрации проницаемых и слабопроницаемых литологических разностей. Однако, по имеющимся фактическим данным, образующиеся верховодки будут носить временный характер, то есть будут срабатывать к началу следующего оросительного сезона.

Выполненные прогнозные расчеты и анализ карты гидрогеолого-мелиоративного районирования позволили рекомендовать для первоочередного освоения при проектировании орошаемых участков конкретные площади в Славгородском, Кулундинском, Благовещенском и Ключевском районах Кулундинской степи, как имеющие наиболее благоприятные условия.

Проведенные исследования позволили сделать некоторые выводы, имеющие существенное значение для проектирования, строительства и эксплуатации мелиоративных систем.

1. Освоение новых орошаемых участков площадью до 500 га при глубине залегания грунтовых вод более 7—10 м, а в ряде случаев и 4—5 м может осуществляться, как правило, без предварительного устройства дренажа. На значительной части рассматриваемой площади природные условия позволяют эксплуатировать эти участки без дренажа по крайней мере 20 лет. При расширении орошаемых площадей до 1000 га и более в большинстве случаев потребуется рано или поздно ввести в эксплуатацию дренаж, а его выгоднее строить одновременно с оросительной сетью.

2. На обширных площадях древних ложбин стока, низких озерных террас и понижениях рельефа, где грунтовые воды залегают на глубинах, близких к критической и почвы засолены, требуется предварительная промывка большими нормами на фоне дренажа.

3. В качестве источников орошения на Кулундинской аллювиальной равнине можно сооружать оросительно-дренажные скважины, эксплуатирующие первый от поверхности, а в случае необходимости, одновременно и нижележащие водоносные горизонты. Водозаборными скважинами одновременно обеспечивается вертикальный дренаж, предотвращающий подъем уровня грунтовых вод при поливах.

4. На Кулундинской аллювиальной равнине имеется возможность использования многочисленных небольших озерных котловин и других понижений в качестве аккумуляторов-накопителей закачиваемых туда подземных вод, а также дренажно-коллекторного стока близко расположенных оросительных систем с целью использования этих вод для орошения.

5. На Приобском плато рекомендуется комплексное использование для орошения поверхностных и подземных вод.

6. В связи с интенсивным развитием мелиорации на юге Западной Сибири следует изучить влияние удобрений и пестицидов на состав грунтовых вод и поверхностного стока.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев О. Г., Кузнецов В. В., Михайлов Л. Е. Методика оценки природно-мелиоративных условий массива орошения. В кн.: Методы гидрогеологических исследований. Л., изд. ЛПИ, 1974 (депонирована ВИНТИ, № 835—74), с. 110—121.
2. Воробьев О. Г., Прокофьева Т. И. Возможные изменения в режиме и минерализации грунтовых вод в Центральной Кулунде. В кн.: Охрана, рациональное использование и воспроизводство природных ресурсов Алтайского края. Барнаул, 1975, с. 199—201.
3. Воробьев О. Г., Прокофьева Т. И., Стырикович Б. В. Баланс грунтовых вод и прогноз его изменения в условиях орошения на Ново-троицком массиве в Кулундинской степи. — Труды Ленгипроводхоза. Л., 1976, вып. 5, с. 5—17.
4. Воробьев О. Г. Подъем грунтовых вод в условиях орошения в Кулундинской степи. В кн.: Вопросы мелиоративной гидрологии и гидрогеологической зоны недостаточного увлажнения. Л., изд. ЛПИ, 1979, вып. 69, с. 16—26 (ЛГМИ).
5. Ковда В. А. Биосфера, почвы и их использование. — В кн.: Материалы X Международного конгресса почвоведов. М., АН СССР, 1974.
6. Кулундинская степь и вопросы ее мелиорации. Новосибирск, Наука, 1972. — 507 с.
7. Методы фильтрационных расчетов гидромелиоративных систем. М., Колос, 1970, с. 214.
8. Селяков С. Н. Засоленность почв Кулунды. — В кн.: Кулундинская степь и вопросы ее мелиорации. Новосибирск, Наука, 1972, с. 110, 124—125.

УДК 551.579.5

Л. П. СЕРЯКОВА, Т. В. УШАКОВА (ЛГМИ)

МЕТОДИКА ПРОГНОЗА ЗАПАСОВ ПРОДУКТИВНОЙ ВЛАГИ В ПОЧВЕ В РАЗНЫХ РАЙОНАХ СССР

Запасы продуктивной влаги в почве — один из важнейших факторов, формирующих урожай сельскохозяйственных культур. Изменение их от декады к декаде в корнеобитаемом слое зависит от многих причин, в том числе от суммы осадков за декаду (x), средней за декаду температуры воздуха (t), запасов продуктивной влаги в начале декады ($W_{исх}$), типа почвы, вида сельскохозяйственной культуры, фазы развития растений. Эту зависимость, согласно работе [1], можно выявить, используя уравнение связи

четырёх переменных величин, которые в общем виде можно записать так:

$$\begin{aligned}
 W - \bar{W} = & \frac{\sigma_W}{\sigma_{W_{исх}}} \times \\
 & \times \left[\frac{r_{W_{исх}W} (1 - r_{W_{исх}x}^2) - r_{Wx} r_{W_{исх}} - r_{Wt} r_{W_{исх}t} + r_{xt} (r_{Wx} r_{W_{исх}t} + r_{Wt} r_{W_{исх}x})}{1 - r_{xt}^2 - r_{W_{исх}x}^2 - r_{W_{исх}t}^2 + 2r_{xt} r_{W_{исх}x} r_{W_{исх}t}} \right] \times \\
 & \times (W_{исх} - \bar{W}_{исх}) + \frac{\sigma_W}{\sigma_x} \times \\
 & \times \left[\frac{r_{Wx} (1 - r_{W_{исх}t}^2) - r_{W_{исх}W} r_{W_{исх}x} - r_{Wt} r_{xt} + r_{W_{исх}t} (r_{W_{исх}W} r_{xt} + r_{Wt} r_{W_{исх}x})}{1 - r_{xt}^2 - r_{W_{исх}x}^2 - r_{W_{исх}t}^2 + 2r_{xt} r_{W_{исх}x} r_{W_{исх}t}} \right] \times \\
 & \times (x - \bar{x}) + \frac{\sigma_W}{\sigma_x} \left[\frac{r_{Wt} (1 - r_{W_{исх}x}^2) - r_{W_{исх}W} r_{W_{исх}t} - r_{Wx} r_{xt} +}{1 - r_{xt}^2 - r_{W_{исх}x}^2 - r_{W_{исх}t}^2 + 2r_{xt} r_{W_{исх}x} r_{W_{исх}t}} \right. \\
 & \left. + \frac{r_{W_{исх}x} (r_{W_{исх}W} r_{xt} + r_{Wx} r_{W_{исх}t})}{1 - r_{xt}^2 - r_{W_{исх}x}^2 - r_{W_{исх}t}^2 + 2r_{xt} r_{W_{исх}x} r_{W_{исх}t}} \right] (t - \bar{t}), \quad (1)
 \end{aligned}$$

где W — запас продуктивной влаги в почве в конце декады в конкретный год; $\bar{W}$ — средний многолетний запас влаги в том же слое; σ_W , $\sigma_{W_{исх}}$, σ_x , σ_t — средние квадратические отклонения $r_{W_{исх}W}$, r_{Wx} , r_{Wt} , $r_{W_{исх}x}$, $r_{W_{исх}t}$, r_{xt} — частные коэффициенты корреляции; $W_{исх}$, $\bar{W}_{исх}$ — соответственно запас влаги в начале декады (конец предыдущей декады) в конкретный год и средний многолетний запас влаги на эту декаду; x , $\bar{x}$ — соответственно сумма осадков за декаду в конкретный год и средняя многолетняя; t , $\bar{t}$ — соответственно средняя декадная температура воздуха в конкретный год и средняя многолетняя.

Вычислив значения коэффициентов перед скобками ($W_{исх} - \bar{W}_{исх}$), $(x - \bar{x})$, $(t - \bar{t})$, уравнение (1) можно представить в следующем виде:

$$W = A W_{исх} + Bx + Ct + D, \quad (2)$$

где A , B , C , D — коэффициенты, зависящие от типа почвы, вида культуры и фазы развития растений.

Уравнение (2) можно использовать не только для прогноза запасов продуктивной влаги в почве, но и для расчетов средних многолетних величин W на конец каждой декады вегетационного периода.

Способ получения уравнения связи четырех переменных величин был апробирован нами на материалах лесной, лесостепной зон ЕТС, где ряды наблюдений за влажностью почвы большие. Затем

он был использован для получения расчетного уравнения в зоне сибирской тундры. Коэффициенты A , B , C , D уравнения (2) различаются для разных сельскохозяйственных культур и межфазных периодов. В табл. 1 приведены результаты расчетов этих коэффициентов для полей с зерновыми культурами по материалам станций Мелеуз, Стерлитамак, Чишмы Башкирской АССР за период с 1954 по 1977 гг. Почва — тучный чернозем тяжелосуглинистый и среднесуглинистый. Уровень грунтовых вод 10—15 м. В табл. 2 показаны коэффициенты, полученные по материалам станций Верхотурье, Михайловск Свердловской области. Почва дерновоподзолистая тяжелосуглинистая. Уровень грунтовых вод 8—10 м. Период наблюдений с 1956 по 1977 гг.

Как видно из табл. 1, 2, коэффициенты A , B во всех случаях положительные, так как высокая начальная влажность почвы и осадки способствуют повышению W . Коэффициент C , стоящий перед температурой воздуха, имеет отрицательный знак, так как с ростом температуры воздуха увеличивается испаряемость, что способствует уменьшению запасов продуктивной влаги в почве. Такие знаки у коэффициентов A , B , C должны быть всегда при глубоком залегании грунтовых вод.

Проверка уравнений, приведенных в табл. 1, выполнялась на независимом материале наблюдений на станции Стерлитамак за 1977—1979 гг. Результаты проверки приведены в табл. 3.

Из табл. 3 видно удовлетворительное согласование предвычисленных и фактических запасов продуктивной влаги в почве, особенно в слое 0—100 см.

Для получения уравнения зависимости запасов продуктивной влаги в почве от определяющих их факторов в районе тундры использованы материалы экспедиционных наблюдений кафедры общей метеорологии ЛГМИ летом 1978—1979 гг. в районе поселка Салемал Ямальского района Тюменской области. Почва в районе экспедиции торфяная с примесью супеси. Грунтовые воды залегают на глубине 15—20 м, растительность в основном мхи и разнотравье. Уравнение множественной корреляции получено для условий метеорологической площадки, почва супесчаная, растительность дикорастущая. Оно имеет вид

$$W = 0,62W_{исх} + 0,57x - 1,33t - 67,88, \quad (3)$$

где W — запас продуктивной влаги в слое почвы 0—20 см в конце пентады; x — пентадные суммы осадков; t — средняя за пентаду температура воздуха; $W_{исх}$ — запас продуктивной влаги в слое почвы 0—20 см в конце предыдущей пентады.

Основным фактором, определяющим изменение влажности почвы в районе тундры, является температура. Осадки не оказывают существенного влияния ввиду того, что почва в данном районе переувлажнена. Уравнение (3) применимо во все месяцы периода с 15 июня по 30 августа.

Таблица 1

Уравнения регрессии, общий коэффициент корреляции (R), вероятная ошибка коэффициента корреляции (E_R), средняя квадратическая ошибка уравнения регрессии (S_w) для почв Башкирской АССР

Межфазный период	Слой почвы, см	Число случаев	Культура	Уравнение регрессии	R	E_R	S_w
Всходы — прекращение вегетации	0—20	257	Озимая пшеница	$W = 0,69W_{исх} + 0,42x - 0,44\bar{t} + 7,76$	0,81	0,01	7,91
Возобновление вегетации — выход в трубку	0—100	283		$W = 0,77W_{исх} + 0,38x - 0,28\bar{t} + 30,33$	0,81	0,01	25,50
	0—100	110		$W = 0,64W_{исх} + 1,2x - 0,37\bar{t} + 39,4$	0,77	0,02	32,40
Всходы — выход в трубку	0—20	250	Яровая пшеница	$W = 0,74W_{исх} + 0,17x - 0,88\bar{t} + 15,17$	0,80	0,01	9,29
Выход в трубку — цветение	0—100	202		$W = 0,74W_{исх} + 0,15x - 3,00\bar{t} + 70,86$	0,82	0,01	30,13
	0—100	142		$W = 0,81W_{исх} + 0,65x - 1,80\bar{t} + 27,4$	0,87	0,01	2,50

Таблица 2

Уравнения регрессии, общий коэффициент корреляции (R), вероятная ошибка коэффициента корреляции (E_R), средняя квадратическая ошибка уравнения регрессии (S_w) для почв Свердловской области

Межфазный период	Слой почвы, см	Число случаев	Культура	Уравнение регрессии	R	E_R	S_w
Всходы — выход в трубку	0—50	274	Озимая рожь	$W = 0,69W_{исх} + 0,82x - 0,12\bar{t} + 0,60$	0,46	0,03	2,4
Выход в трубку — цветение	0—20	142		$W = 0,68W_{исх} + 0,86x - 0,28\bar{t} + 0,59$	0,55	0,04	14,8
Цветение — восковая спелость	0—50	142		$W = 0,50W_{исх} + 1,13x - 0,43\bar{t} + 0,52$	0,59	0,04	19,7
	0—50	111		$W = 0,72W_{исх} + 1,14x - 0,25\bar{t} + 0,48$	0,48	0,05	16,5
Всходы — выход в трубку	0—50	98	Яровая пшеница	$W = 0,25W_{исх} + 0,19x - 0,27\bar{t} + 0,35$	0,60	0,04	9,2
Выход в трубку — цветение	0—20	110		$W = 0,48W_{исх} + 1,79x - 0,58\bar{t} + 0,52$	0,60	0,04	9,9
Цветение — восковая спелость	0—50	110		$W = 0,43W_{исх} + 0,46x - 0,12\bar{t} + 0,42$	0,61	0,04	11,4
	0—20	129		$W = 0,14W_{исх} + 0,74x - 0,14\bar{t} + 0,29$	0,73	0,03	15,2

Результаты проверки расчетов запасов

Культура	Межфазный период	Слой почвы, см	—
Озимая рожь	Всходы — прекраще- ние вегетации	0—20	
		0—100	
	Возобновление вегета- ции — выход в трубку	0—100	
Яровая пшеница	Всходы — выход в трубку	0—20	
		0—100	
	Выход в трубку	0—100	

Таблица 3

продуктивной влаги в почве на станции Стерлитамак

W предвычисленная, мм			W фактическая, мм			Средняя ошибка, %
1977	1978	1979	1977	1978	1979	
45	28	18	36	22	36	21
29	21	28	27	28	33	
27	32	36	24	28	47	
42	38	40	33	32	50	
33	40	43	47	35	47	
151	125	93	147	139	153	10
142	137	146	139	132	149	
140	137	152	132	148	221	
162	155	201	150	162	205	
160	165	190	170	184	209	
157	157	142	185	162	182	12
191	164	192	245	170	199	
88	192	143	74	162	130	
91	144	96	93	121	121	
38	24	22	37	21	22	11
22	20	15	23	14	16	
25	28	18	25	25	15	
28	25	16	25	25	19	
124	168	156	100	173	139	14
120	154	125	155	133	143	
150	133	100	146	128	112	
143	128	108	130	129	69	
92	105	112	65	81	104	18
91	112	117	127	125	123	
97	143	105	70	125	86	
116	110	74	120	101	83	

ЛИТЕРАТУРА

1. Уланова Е. С., Сиротенко О. Д. Методы статистического анализа в агрометеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 198 с.

УДК 556.135:631.67

А. Р. КОНСТАНТИНОВ, Л. А. ДОСЫЧЕВА,
И. Б. ЛИСОВСКИЙ (ЛГМИ)

ИСПАРЯЕМОСТЬ С ОРОШАЕМЫХ ПОЛЕЙ

В гидрологических, агрометеорологических и гидромелиоративных расчетах часто используют понятие испаряемости для характеристики потенциально возможного испарения.

Величина испаряемости E_0 является наиболее физически обоснованной и практически удобной характеристикой условий погоды, определяющих величину испарения с почвы и транспирацию растений. Под этим термином обычно понимают максимально возможное испарение при данных метеорологических условиях с подстилающей поверхности, влагозапасы которой не ограничены. Применительно к сельскохозяйственным полям величина испаряемости соответствует испарению с сомкнутого травостоя данной культуры в фазе ее активной вегетации при оптимальных влагозапасах почвы. Под последним понимают такие влагозапасы, которые не ограничивают скорость поступления воды к корневой системе и в то же время не нарушают аэрацию почвы.

Транспирация растений и испарение с затененной растениями почвы, а следовательно, и суммарное испарение (т. е. водопотребление), пропорциональны величине испаряемости. Испарение с водной поверхности и предельно увлажненной почвы, лишенной растительности, равно испаряемости с данного вида и размера поверхности.

Величиной испаряемости пользуются на практике в различных целях. Эту величину применяют при климатическом, гидромелиоративном и агроклиматическом районировании территории с целью оценки ее энергетических ресурсов и влагообеспеченности различных природных комплексов. В частности многие считают, что равенство осадков испаряемости характеризует зону достаточного или оптимального увлажнения. Меньшие осадки относятся к зоне недостаточного увлажнения, а большие — избыточного. Это было бы верно, если бы величина осадков H за каждый интервал вегетационного периода была близка к испаряемости E_0 . Иначе возникают несоответствия, приводящие к избыточному или недостаточному (т. е. неустойчивому) увлажнению.

Многие используют величину испаряемости для характеристики фактического и будущего испарения с проектируемых прудов и водохранилищ. Часто величины испаряемости используют также для приближенной оценки испарения с увлажненных территорий: с болот, заросших водоемов, речных пойм и других пониженных частей рельефа и территорий суши с высоким уровнем стояния грунтовых вод.

Широкое применение величина испаряемости находит в различных схемах расчета испарения в естественных условиях. Это, в первую очередь, относится к наиболее распространенным расчетным схемам М. И. Будыко, А. И. Будаговского, Б. С. Мезенцева, Х. Пенмана, Ц. Торнтвайта, Л. Тюрка и др. Во всех этих схемах испарение принимается прямо пропорциональным величине испаряемости. При этом часто (например М. И. Будыко) используют величину отношения E/E_0 , которая принимается стремящейся к нулю при снижении продуктивных влагозапасов почвы и линейно возрастает до единицы при достижении влагозапасов критического значения W_0 , после чего при дальнейшем росте влагозапасов величина фактического испарения принимается равной испаряемости, т. е. $E/E_0 = 1$. Примерно подобная расчетная схема используется и в тепловоднобалансовом методе С. И. Харченко.

В [1] показано, что такая упрощенная стилизация процесса передвигания воды в почве недостаточно точно характеризует соответствующие изменения интенсивности испарения. При малых влагозапасах она занижает интенсивность испарения E , а при больших (что соответствует орошаемым полям) — завышает его.

Большое значение придается использованию величины испаряемости при различных воднобалансовых анализах и исследованиях процессов формирования водного режима водосборов и полей с привлечением величин суммарного испарения и транспирации. Особенно часто величину испаряемости используют при оценке водопотребления сельскохозяйственных полей в условиях орошаемого земледелия. В этом случае испаряемость является важной исходной характеристикой при расчетах суммарного расхода воды и при оценке норм и сроков поливов.

Для установления количественных связей испарения и транспирации с видом подстилающей поверхности или с биологическими свойствами сельскохозяйственных культур, влагозапасами почвы или какими-либо другими факторами, величину испаряемости используют для предварительного «приведения» величин испарения и транспирации к одинаковым погодным условиям, т. е. к одинаковой испаряемости (считая испарение и транспирацию пропорциональными испаряемости). Именно таким образом строятся биологические кривые водопотребления различных культур.

Физически величина испарения и его максимальное значение — испаряемость могут быть рассчитаны двумя основными и независимыми методами: теплового баланса и турбулентной диффузии. Существуют и разновидности этих методов, в которых исполь-

зуются их отдельные элементы, а также разного рода сугубо эмпирические методы.

По теплобалансовому методу величина испаряемости связывается прежде всего с энергетическими ресурсами испарения R/L , характеризуемыми радиационным балансом поверхности R , деленным на скрытую теплоту парообразования L . Кроме того, E_0 зависит от влажности примыкающих к поверхности и вышележащих слоев воздуха, т. е. способности последних поглощать водяной пар, а также от интенсивности турбулентного обмена, связанной со способностью припочвенных слоев воздуха обмениваться влагой с вышележащими слоями. Последние два фактора можно объединить в один, характеризующий интенсивность влагообмена в приземном слое воздуха.

В естественных условиях влажность припочвенного воздуха, как правило, не достигает насыщения, а интенсивность турбулентного влагообмена достаточна для транспортировки в приземные слои водяного пара, образующегося на поверхности, вследствие затрат тепла радиационного баланса R на испарение. С ростом влагозапасов почвы W до наименьшей влагоемкости $W_{\text{нв}}$ величина $R \rightarrow R_0$ — радиационному балансу увлажненной поверхности, который из-за меньших альбедо и эффективного излучения несколько превосходит (в среднем на 10—20%) величину R для суходола.

Величина испаряемости зависит не только от условий погоды, но и от размера и вида увлажненной поверхности, которая оказывает влияние на величину R_0 (главным образом через величины альбедо и теплообмена с нижележащими слоями) и на интенсивность турбулентного влагообмена (прежде всего через шероховатость поверхности). Столь многофакторная связь испаряемости с определяющими факторами обусловила существенные различия в численных характеристиках этой величины, часто для одного и того же пункта, доходящие до нескольких десятков процентов. Разобраться практику в вопросе о том, какими характеристиками или расчетными методами определения E_0 и в каких случаях следует ему пользоваться, зачастую не под силу.

Основная часть водопотребления сельскохозяйств при сомкнутом травостое, согласно [6], обусловлена транспирацией растений (более 90%). Она определяется суммарным влагообменом листьев (посредством диффузного парообмена через устьицы) с атмосферой. Этот обмен при прочих равных условиях пропорционален разности упругости водяного пара внутри листа (в межклеточниках) $e_{\text{л}}$ и примыкающих к листу слоев воздуха $e_{\text{в}}$.

Рассмотрим вопрос о правомерности полагать E_0 равной R_0/L . При этом необходимо учесть следующее. Во-первых, с ростом увлажненности поверхности, т. е. повышения влажности почвы W до наименьшей влагоемкости $W_{\text{нв}}$, величина R стремится к величине радиационного баланса увлажненной поверхности R_0 , который, как указывалось, несколько превосходит величину R .

Во-вторых, в уравнении теплового баланса

$$R = LE + P + Q \quad (1)$$

для орошаемых полей нельзя полагать интенсивность турбулентного теплообмена поверхности с атмосферой $P_0 = 0$, хотя в отношении теплообмена в почве Q_0 такое предположение допустимо. Из-за пониженной температуры почвы величина теплотоков в почве при орошении, по сравнению с богарными условиями, обычно снижается и становится пренебрежимо малой величиной. Ошибка при этом допущении не выходит за пределы точности расчета других составляющих теплового баланса [6].

Таким образом,

$$E_0 = \frac{R_0 - P_0 - Q_0}{L} \approx \frac{R_0 - P_0}{L} = \beta \frac{R_0}{L}, \quad (2)$$

где $\beta = \frac{R_0 - P_0}{R_0}$.

Что касается величины турбулентного теплообмена P_0 , то ею на орошаемых полях, как указывалось, пренебрегать нельзя. В зависимости от вертикальной температурной стратификации атмосферы, определяемой разностью температур поверхности $T_{\text{п}}$ и на некоторой высоте T_z (часто полагают $z = 2,0$ м), меняется значение и знак P_0 . При неустойчивой стратификации ($T_{\text{п}} > T_{2,0}$) величина $\beta < 1$, при устойчивой (инверсия) — наоборот, при изотермии ($T_{\text{п}} = T_{2,0}$) $\beta = 1$.

В-третьих, на вертикальную температурную стратификацию над орошаемыми полями, кроме общей синоптической обстановки и ее суточного цикла, как уже отмечалось, непосредственное влияние оказывает «краевой эффект», зависящий от площади орошаемого участка, окруженного суходолами. В дневных условиях с уменьшением площади орошения до десятков, а тем более, до нескольких гектар, величина турбулентного теплообмена отрицательна (т. е. направлена к почве) и составляет от 0 до 30% от значения R_0 . Тем самым увеличиваются энергетические ресурсы испаряемости за счет адвекции тепла на орошаемые участки с окружающих прогретых и сухих территорий.

При больших размерах орошаемых полей и массивов, когда набегающие воздушные потоки имеют примерно такие же характеристики, как и на выбранном орошаемом поле, неизбежно имеет место расход тепла на прогревание примыкающих к поверхности слоев воздуха путем турбулентного теплообмена. Направление потока и значение R_0 в этих условиях меняется в пределах от 0 до 30—40% от величины R_0 . Энергетические ресурсы E и E_0 при этом снижаются. При одинаковых отклонениях стратификации

в разное время суток от равновесной в сторону устойчивости и не устойчивости, ввиду меньшей интенсивности турбулентного обмена в инверсиях, суммарный турбулентный поток тепла от поверхности к атмосфере на много превосходит величину обратного потока — от атмосферы к поверхности.

В условиях больших однородных орошаемых массивов (площадью более 100 га) величина P_0 растет по мере просыхания почвы и растений после полива и лишь в момент полива и непосредственно после него, пока листва еще остается частично смоченной дождеванием, можно полагать $P_0 \approx 0$. Учитывая, что площади орошаемых массивов у нас в стране велики и продолжают непрерывно увеличиваться, неустойчивая температурная стратификация атмосферы над орошаемыми полями все более и более будет преобладать над инверсией. Это приведет практически к повсеместному снижению испаряемости с мелиорируемых полей за счет турбулентного теплообмена на величину P_0/L .

Основы расчета испаряемости методом теплового баланса (с элементами турбулентной диффузии) заложены в [3]. Совместное решение уравнения теплового баланса с формулой Магнуса позволяет определить температуру испаряющей поверхности T_n , а вместе с нею и упругость водяного пара, примыкающего к поверхности e_n . Упрощение методики расчета этим методом предложено в [4]. Для расчета E_0 за короткие промежутки времени требуются данные непосредственных теплобалансовых, актинометрических, градиентных и других наблюдений, что затрудняет широкое использование этой методики на практике.

Для средних многолетних условий величина радиационного баланса может быть рассчитана по методике [5], не требующей непосредственных измерений радиационных и теплобалансовых характеристик, а использующей лишь данные измерений сетевых метеостанций. Для конкретных лет эта методика дает существенные погрешности, так как использует климатические характеристики ландшафтных условий. Методика расчета испаряемости по температуре и влажности воздуха, изложенной в [6], к настоящему времени уточнена путем дополнительного учета (при расчете R и E) скорости ветра, осадков, облачности и высоты солнца за расчетный период [7].

В работе [8] предложен новый подход к расчету величины R_0 путем экстраполяции «по тенденции» изолиний $R = f(T, e)$ зоны избыточного увлажнения в зону неустойчивого и недостаточного увлажнения (рис. 1, а). Этот же прием впоследствии был применен и для других составляющих теплового баланса орошаемых полей (рис. 1, б и рис. 2). Путем замыкания уравнения (1) во всем диапазоне реального изменения температуры и влажности воздуха удалось уточнить ход изолиний экстраполяции, приведенных ранее в [8], и удостовериться в правомерности принятой новой методики.

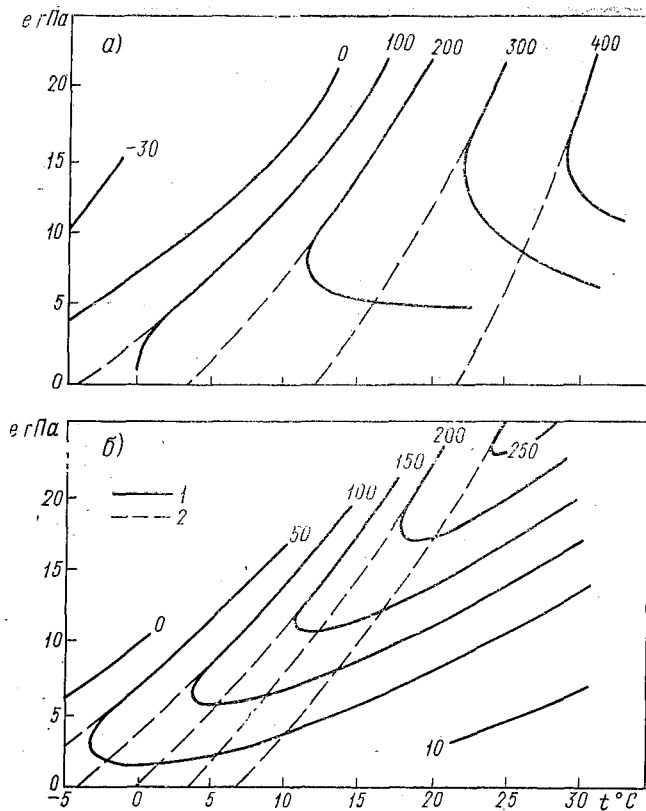


Рис. 1. Зависимость радиационного баланса подстилающей поверхности (а) и затрат тепла на испарение (б) от исправленных на инерционность значений температуры и влажности воздуха:

1 — по фактическим данным; 2 — по экстраполяции

Когда речь идет о пропорциональности испарения E испаряемости E_0 , то имеется в виду значение последней для тех же погодных условий, для которых рассчитывается $E_0 = f(T, e)$. По мере роста увлажненности почвы до оптимальной интенсивность испарения нарастает быстрее роста испаряемости и при $W = W_{\text{нв}}$ их значения выравниваются. При использовании значения $E_0(T_0, e_0)$ для расчета испарения в условиях, отличных от оптимального

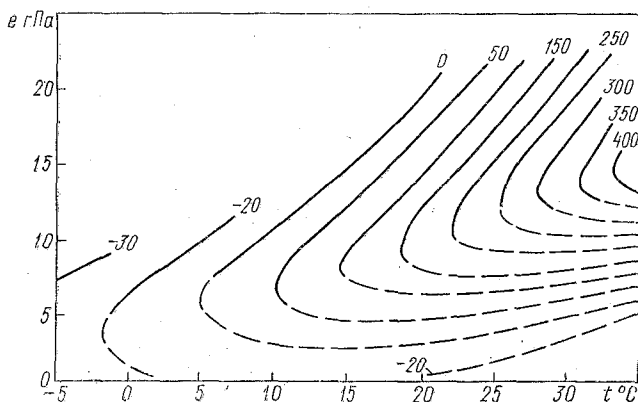


Рис. 2. Зависимость турбулентного теплообмена от испаряемости на инерционность значений температуры и влажности воздуха:

Обозначения см. на рис. 1

увлажнения почвы, прямая пропорциональность между E и E_0 нарушается. Представленный на рис. 1 график при $E(T, e) \rightarrow E_0(T, e)$ позволяет рассчитать значение именно той испаряемости, у которой испарение остается пропорциональным во всем диапазоне погодных условий.

Проверка результатов расчета E_0 по предлагаемой методике, кроме замыкания уравнения теплового баланса, была осуществлена путем сопоставления с величинами испаряемости, рассчитанными по методике [9], построенной путем обобщения данных наблюдений над орошаемыми полями. В этой работе предложено величину E_0 рассчитать по формуле (2).

По полученным в работе данным, в инверсионных условиях β_1 возрастает от 1 до 1,25—1,30; при неустойчивой стратификации $\beta_1 < 1$ изменяется в пределах от 1,0 до 0,7.

Результаты сопоставления суточных величин E_0 , рассчитанных по данным метеостанций (верхняя строка) и путем использования коэффициента β (нижняя строка), приведены в таблице. Ее данные показывают хорошую согласованность, расхождение не выходит за пределы 10%.

Сравнение результатов расчета суточной испаряемости

$\begin{matrix} T \\ e \end{matrix}$	5	10	15	20	25	30
5	$\frac{3,0}{2,7}$ 10	$\frac{4,0}{4,0}$ 0	$\frac{5,6}{5,4}$ 4	$\frac{7,1}{7,1}$ 0	$\frac{8,6}{8,7}$ 1	$\frac{10}{-}$ —
10	—	$\frac{3,0}{2,7}$ 10	$\frac{4,3}{4,3}$ 0	$\frac{5,8}{6,0}$ 3	$\frac{7,4}{7,7}$ 4	$\frac{8,8}{9,3}$ 6
15	—	—	$\frac{3,2}{3,2}$ 0	$\frac{4,8}{5,0}$ 4	$\frac{6,5}{6,4}$ 2	$\frac{7,9}{8,3}$ 5
20	—	—	—	$\frac{4,0}{3,7}$ 7	$\frac{5,7}{5,3}$ 7	$\frac{7,2}{7,2}$ 0
25	—	—	—	$\frac{3,0}{2,7}$ 10	$\frac{5,0}{4,7}$ 6	$\frac{6,7}{6,3}$ 6

Для удобства проведения практических расчетов E_0 по первой методике построен вспомогательный график зависимости отношения R_0 к R , характеризующего коэффициентом

$$k = \frac{R_0(T, e)}{R(T, e)}, \quad (3)$$

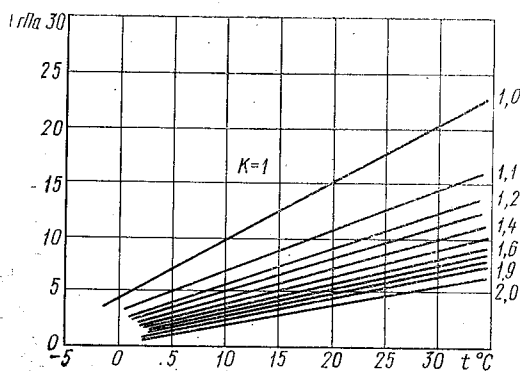


Рис. 3. Значения переходного коэффициента $k = \frac{R_0}{R}$ в зависимости от исправленных на инерционность значений температуры и влажности воздуха

от тех же исходных величин T и e , измеряемых на метеостанциях (рис. 3). Тогда

$$R_0 = kR, \quad (4)$$

где $R = R(T, e) + \Delta_1 R(U, H) + \Delta_2 R(N, h_c)$. Здесь значения $\Delta_1 R$ и $\Delta_2 R$ могут быть сняты с графиков, приведенных в [7].

Таким образом, определение испаряемости методом теплового баланса может быть произведено путем:

1) непосредственного измерения величин R_0 и P_0 над орошаемыми полями при последующем использовании соотношения

$$E = \frac{R_0 - P_0}{L};$$

2) использования графика $E = f(T, e)$, построенного в [6] по данным непосредственного измерения испарения с травостоя с помощью почвенных испарителей при оптимальных влаготопасах почвы;

3) применения результатов совместного решения уравнения теплового баланса и формулы Магнуса [3, 5]. Эта методика в [4] несколько упрощена. Для расчета необходимы данные непосредственных измерений составляющих теплового и радиационного баланса;

4) применения методики [5] с использованием зависимости дефицита влажности воздуха от ландшафтных зон. Методика пригодна для средних многолетних климатических условий;

5) применения расчетной методики [9], основывающейся на соотношении $E_0 = \beta R_0/L$;

6) использования графика (см. рис. 1), построенного экстраполяцией изолиний $E(T, e)$ вплоть до величины E_0 ;

7) использования графиков (см. рис. 1 и 2), построенных экстраполяцией изолиний R и P вплоть до их величин R_0 и P_0 по (2).

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондаренко Н. Ф., Константинов А. Р. Пути оптимизации режимов орошения. — Гидротехника и мелиорация, 1980, № 6, с. 40—44.
2. Прокопенко И. И. Влияние способов орошения на температурный режим и теплообмен в почве. — Тр. УкрНИГМИ, 1966, вып. 57, с. 86—98.
3. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. — Л.: Гидрометеоздат, 1956. — 256 с.
4. Андриянов В. Г. Внутригодовое распределение речного стока. — Л.: Гидрометеоздат, 1960. — 327 с.
5. Зубенок Л. И. Испарение на континентах. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 264 с.
6. Константинов А. Р. Испарение в природе. — Л.: Гидрометеоздат, 1968. — 532 с.
7. Константинов А. Р., Химин Н. М. Применение сплайнов и метода остаточных отклонений в гидрометеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1983. — 184 с.
8. Константинов А. Р. Погода, почва и урожай озимой пшеницы. — Л.: Гидрометеоздат, 1978. — 248 с.
9. Будаговский А. И. Научные основы потребности в орошении и расчете оросительных систем. — В кн.: Современные проблемы гидрологии орошаемых земель, ч. I. — М., изд. МГУ, 1981, с. 16—32.

РАСЧЕТ ИСПАРЕНИЯ С ЛУГОВОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА ОСНОВЕ БИОЛОГИЧЕСКИХ КРИВЫХ ВОДОПОТРЕБЛЕНИЯ

Суммарное испарение с сельскохозяйственных полей может быть определено по методу, основанному на использовании биологических кривых водопотребления. Этот метод наиболее объективно учитывает погодные условия, влагозапасы почвы и биологические особенности растений [1].

В общем виде связь интенсивности испарения (E) с определяющими факторами может быть представлена как

$$E = f(E_0, W, \Phi), \quad (1)$$

где E_0 — испаряемость; W — влагозапасы почвы; Φ — фаза развития растений.

Учитывая, что испарение пропорционально испаряемости, получим

$$\frac{E}{E_0} = f(W, \Phi), \quad (2)$$

Отношение E/E_0 может послужить в качестве универсальной характеристики при сопоставлении испарения, происходящего в различных погодных условиях. Однако ход величины E/E_0 недостаточно нагляден, поскольку выражает испарение в относительных единицах. Для придания наглядности изменениям относительного водопотребления по фазам развития E/E_0 умножается на условную испаряемость $\bar{E}_0$, сезонный ход которой задается. В качестве такого можно использовать средний многолетний сезонный ход испаряемости [2] в зоне достаточного увлажнения (табл. 1). Тогда

$$E \frac{\bar{E}_0}{E_0} = f(W, \Phi). \quad (3)$$

Таблица 1

Условный сезонный ход испаряемости $\bar{E}_0$ (мм/сут)

Декада	М е с я ц							
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1	2,2	3,8	4,8	5,2	5,4	5,3	5,0	4,0
2	2,8	4,2	5,0	5,3	5,4	5,2	4,7	3,5
3	3,3	4,6	5,2	5,4	5,4	5,2	4,4	2,8

Левую часть уравнения (3), которая представляет собой испарение, приведенное через отношение $\bar{E}_0/E_0$ к одинаковым погодным условиям, обозначим через $\bar{E}$:

$$\bar{E} = E \frac{\bar{E}_0}{E_0}. \quad (4)$$

Перепишем уравнение (3) в виде

$$\bar{E} = f(W, \Phi). \quad (5)$$

Эта зависимость положена в основу построения биологических кривых водопотребления. По отдельным межфазным периодам она принимает вид

$$\bar{E} = f(W). \quad (6)$$

Для учета влияния на испарение разного механического состава почвы связи (6) строятся не с полными, а с продуктивными влагозапасами почвы, выраженными в процентах от максимально возможных запасов продуктивной влаги

$$W_{\text{пр}} = \frac{W_{\text{ср}} - W_{\text{вз}}}{W_{\text{нв}} - W_{\text{вз}}} \cdot 100\%, \quad (7)$$

где $W_{\text{ср}}$ — средние за межфазный период влагозапасы почвы, мм; $W_{\text{нв}}$ и $W_{\text{вз}}$ — влагозапасы при наименьшей влагоемкости и влажности завядания, мм.

Построение зависимостей (6) для разнотравья усложняется рядом обстоятельств: во-первых, разнотравье характеризуется не одновременным наступлением фаз развития отдельных видов растений, входящих в состав разнотравья; во-вторых, в течение вегетационного сезона производятся укусы, в результате чего нарушается естественный ход интенсивности испарения, свойственный сельскохозяйственным культурам.

Для преодоления отмеченных затруднений предлагается строить зависимости (6) не по межфазным периодам, а по некоторым специально выделенным временным периодам (П). Тогда связь водопотребления с определяющими факторами для разнотравья можно записать как

$$\bar{E} = f(W_{\text{пр}}, П). \quad (8)$$

При делении всего периода вегетации на отдельные временные периоды учитывалось следующее: 1) первый период начинается с даты возобновления вегетации; 2) укусы, в количестве одного или двух за сезон, производятся обычно в фазы цветения и их даты являются границами периодов; 3) продолжительность временного периода выбирается так, чтобы в течение его испарение зависело только от погодных условий и влагозапасов почвы и незначительно зависело от изменений биологических свойств растений, связанных с их ростом; 4) период не может быть меньше

10 дней—времени между сроками наблюдений за влагозапасами почвы. На этой основе было выделено шесть временных периодов: из них три равных по продолжительности периода (I, II, III) заключены в интервале от даты возобновления вегетации до даты первого укоса и последующих три равных по времени периода (IV, V, VI) заключены между датами первого и второго укосов.

Для каждого временного периода развития трав зависимость (8) будет иметь вид

$$\bar{E} = f(W_{\text{пр}}). \quad (9)$$

Эти зависимости построены по материалам наблюдений 50 пунктов, расположенных в различных климатических зонах страны. Для каждого из шести периодов рассчитывались величины среднесуточного испарения E , приведенного по формуле (4) к средним погодным условиям, при этом испаряемость определялась по методике А. Р. Константинова [1, 3].

Средние за периоды влагозапасы рассчитывались по формуле (7) для полуметрового слоя почвы, в котором расположена основная масса корневой системы естественных луговых трав. Средние влагозапасы между сроками их измерения определялись с учетом величины осадков и времени их выпадения, согласно методике, изложенной в работе [2].

На графики связи вида (9) наносились точки с соответствующими значениями $\bar{E}$ и $W_{\text{пр}}$ и проводились осредненные кривые. Коэффициенты корреляции между величинами испарения фактического и снятого с графических зависимостей (по влагозапасам почвы) для каждого из шести периодов составили соответственно: $r_1 = 0,62 \pm 0,08$; $r_2 = 0,70 \pm 0,06$; $r_3 = 0,73 \pm 0,05$; $r_4 = 0,63 \pm 0,1$; $r_5 = 0,61 \pm 0,1$; $r_6 = 0,74 \pm 0,08$.

Координаты построенных связей представлены в табл. 2. Эти связи характеризуются ростом испарения с увеличением влагозапасов почвы до определенного предела. При избыточном увлажнении ($W_{\text{пр}} > 100\%$) испарение уменьшается, что связано с ухудшением условий аэрации корнеобитаемой зоны. Максимальное водопотребление соответствует оптимальным влагозапасам почвы, изменяющимся по периодам от 85 до 100% от запасов продуктивной влаги при наименьшей влагоемкости.

Чтобы использовать зависимости (9) для расчета испарения в текущем сезоне необходимо заранее знать даты укосов, которые позволяют определить границы временных периодов. С целью прогноза времени укосов получены: связь—даты первого укоса с датой возобновления вегетации, которая становится нам известной с начала текущего сезона, и связь даты второго укоса с первым.

Коэффициент корреляции между фактическими датами первого укоса и снятыми с графической зависимости $r_1 = 0,73 \pm 0,05$, что свидетельствует о достаточно тесной связи. Зависимость используется для заблаговременного определения продолжительности I, II и III периодов.

Суммарное испарение с дуга ($\bar{E}$ мм/сут) в зависимости от продуктивных влагозапасов почвы ($W_{пр}$ %) и периода развития

Период	$W_{пр}$ %													
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100	110	120	130	140
I	0,6	0,9	1,2	1,4	1,6	1,7	1,8	1,9	2,0	2,0	2,0	1,9	1,8	1,7
II	0,8	1,4	1,8	2,1	2,4	2,6	2,7	2,8	2,9	2,9	2,8	2,7	2,5	2,2
III	1,4	1,8	2,2	2,5	2,8	3,0	3,2	3,2	3,3	3,3	3,2	3,1	2,9	2,7
IV	1,2	1,5	2,0	2,3	2,6	2,8	3,0	3,1	3,2	3,2	3,1	2,9	—	—
V	1,2	1,6	1,9	2,2	2,5	2,7	2,8	2,9	3,0	3,0	3,0	2,8	—	—
VI	0,8	1,3	1,6	2,0	2,2	2,4	2,5	2,6	2,6	2,6	2,5	2,4	—	—

Связь между датами второго укоса фактическими и найденными по графической зависимости характеризуется коэффициентом корреляции $r_2 = 0,62 \pm 0,083$. Менее тесная связь, полученная здесь по сравнению с первым графиком, объясняется тем, что второй укос не всегда производился в фазу цветения, а несколько раньше, особенно в северных районах. Однако практически эта связь может быть использована для определения продолжительности IV, V, VI периодов в конкретном году.

Для получения аналитического выражения построенных графических зависимостей задавался непрерывный ряд чисел—дат вегетационного периода, приняв за начало отсчета 1 февраля, как наиболее раннюю из возможных дат возобновления вегетации. В результате для первого графика получили уравнение вида

$$y_1 = 1,1x_1 + 66,1, \quad (10)$$

где y_1 — дата первого укоса; x_2 — дата возобновления вегетации.

Для второго графика уравнение имеет вид

$$y_2 = 243,2 - 2,1x_2 + 0,013, \quad (11)$$

где y_2 — дата второго укоса; x_2 — дата первого укоса.

Воспользовавшись уравнениями (10) и (11) можно рассчитать даты укосов, а затем даты начала и конца каждого из шести периодов. Чтобы рассчитать испарение для соответствующего периода по табл. 2, необходимо знать влагозапасы почвы, которые могут быть получены по измерениям или вычислены на основе уравнений водного баланса.

Если грунтовые воды залегают глубоко, а выпавшие осадки (H) не дают поверхностного стока и не просачиваются за пределы корнеобитаемой зоны, то уравнение водного баланса для отдельного участка принимает вид

$$W_K = W_H + H - E. \quad (12)$$

Влагозапасы на начало вегетационного периода (W_n) могут быть измерены или приняты равными влагозапасам при наименьшей влагоемкости. Испарение за некоторый интервал времени, например, декаду, определяются сначала ориентировочно по начальным влагозапасам. Затем по уравнению (12) рассчитываются приближенно конечные влагозапасы (W_k). Однако E является функцией средних за период влагозапасов с учетом осадков. Поэтому расчет выполняется методом последовательного приближения до тех пор, пока W_{k_i} станет равным $W_{k_{i-1}}$ (i — этап расчета для данной декады). Конечные влагозапасы предыдущей декады принимаются за начальные для последующей и расчет повторяется.

На независимом материале богарных сельскохозяйственных полей с глубоким (более 3 м) залеганием уровня грунтовых вод для равнинной территории европейской и азиатской частей СССР была проведена оценка точности расчета испарения по разработанному методу.

Для сравнения использовано 358 декад/пунктов. Высокий коэффициент корреляции между измеренными и рассчитанными величинами испарения ($r = 0,71 \pm 0,04$) позволяет сделать вывод о надежности применения полученных зависимостей. Критерий качества методики $\sigma/\sigma_0 = 0,7$. Методику следует отнести к категории удовлетворительных, что позволяет применять ее для практических расчетов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Константинов А. Р. Испарение в природе. — Л.: Гидрометеониздат, 1958. — 532 с.
2. Константинов А. Р., Лаховская В. Я. Оценка точности расчета средних влагозапасов почвы за дождливые периоды. — Метеорология и гидрология, № 11, 1980, с. 100—107.
3. Константинов А. Р., Левенко А. А., Бруяцкая С. П. Об одном алгоритме учета запаздывания в сезонном ходе температуры и влажности воздуха на высоте 2 м. — Тр. ИЭМ, вып. 1 (50), 1973, с. 143—182.

УДК 556.124.3:63

Э. Г. ПАЛАГИН, М. Ю. СКВОРЦОВ (ЛГМИ)

УЧЕТ СНЕГОТАЯНИЯ В АГРОГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧАХ

Расчет интенсивности снеготаяния является важным звеном в цепи задач, которые определяют агрогидрологический режим почвы. Весенние влагозапасы деятельного слоя почвы в значительной мере определяют фазу вегетации фитоценозов. Кроме того, являясь одним из инерционных факторов, они существенно влияют

на условия, от которых зависит также и дальнейшее развитие растений [3]. Этот вопрос важен не только в агрогидрологическом аспекте, но имеет также определяющее значение при расчете динамики весеннего половодья [5].

Процессам снеготаяния посвящена обширная литература, обзор которой можно частично найти в работах [4, 5, 11]. Анализ существующих методик позволяет условно разделить их на эмпирические, базирующиеся на экспериментально установленных зависимостях интенсивности снеготаяния от внешних факторов (см., например, [4, 10]), и полуэмпирические, которые дополнительно включают в себя некоторые сведения о структуре строения приземного слоя [11, 15]. Существуют также попытки [9] построить физически более полную модель, основанную на современной теории строения приземного слоя атмосферы. Однако во всех работах, включающих в рассмотрение приземный слой, при изучении данного процесса не учитывается эффект, связанный с влиянием содержания пара в атмосферном воздухе на стратификацию. Ввиду значительного влагонасыщения воздуха над тающей поверхностью [14], это может привести к ошибкам в определении стратификации и, следовательно, к ошибкам в определении интенсивности снеготаяния.

В настоящей работе предприняты попытки оценить этот эффект. При этом объектом рассмотрения помимо интенсивности таяния является также соответствующая ей интенсивность испарения. Следует подчеркнуть, что в данном случае, в отличие от работ [2, 8, 12], испарение с поверхности снега не может рассматриваться вне связи с интенсивностью снеготаяния, в силу чего следует исходить из замкнутой системы уравнений, которая будет являться развитием физико-математической модели, предложенной в работе [9].

В процессе решения задачи, как и обычно, будем исходить из уравнения теплового баланса

$$I = R + P + LE, \quad (1)$$

где I — количество тепла, расходуемое на таяние снега, Вт/м²; R — радиационный баланс, Вт/м²; P — турбулентный поток тепла, Вт/м²; E — поток водяного пара, кг/м²·с; L — удельная теплота испарения (конденсации), Дж/кг·К.

Радиационный баланс R включает коротковолновую R_s и длинноволновую R_L составляющие, которые могут быть определены по известным в метеорологии формулам [7]. Таким образом,

$$R = R_s + R_L, \quad (2)$$

$$R_s = S(1 - \alpha)(1 - an^2), \quad (3)$$

$$R_L = \sigma T^4(b + ce^{1/2} - 1)(1 + dn^2), \quad (4)$$

где S — суммарная солнечная радиация при безоблачном небе, Вт/м²; α — альбедо подстилающей поверхности; σ — постоянная Стефана-Больцмана; T — температура воздуха, К; e — упругость водяного пара, гПа; n — степень покрытия небосвода облаками; a, b, c, d — численные коэффициенты.

Для определения турбулентных потоков будем использовать модель строения приземного слоя Монина—Обухова [6], где выражения универсальных функций заимствованы из работы [13]. Приведем их с учетом толщины снежного покрова l для случая устойчивой стратификации, которая интересует нас в первую очередь:

$$\frac{du}{dz} = -\frac{v_*}{\kappa(z-l)} \left(1 + 4,7 \frac{z-l}{L_*} \right), \quad (5)$$

$$\frac{dt}{dz} = -\frac{P}{\rho c_p \kappa v_* (z-l)} \left(0,74 + 4,7 \frac{z-l}{L_*} \right), \quad (6)$$

$$\frac{dq}{dz} = -\frac{E}{\rho \kappa v_* (z-l)} \left(0,74 + 4,7 \frac{z-l}{L_*} \right). \quad (7)$$

Здесь z — вертикальная координата, направленная вверх ($z=0$ на поверхности почвы); u — скорость ветра, м/с; t, q — температура и влажность воздуха, °С, %; ρ — плотность воздуха, кг/м³; κ — постоянная Кармана; v_* — динамическая скорость, м/с; $L_* = -v_*^3 \rho c_p \theta / \kappa P g$ — масштаб длины Монина—Обухова; g — ускорение свободного падения, м/с²; c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, Дж/кг·К; $\theta \approx 273$ К.

Легко видеть [1], что при введении влажности в расчет стратификации следует рассматривать вместо температуры t виртуальную температуру T_v :

$$T_v = (273 + t) (1 + 0,61q); \quad (8)$$

вместо турбулентного потока тепла P величину $\tilde{P}$:

$$\tilde{P} = P + mLE, \quad (9)$$

где

$$m = 0,61 c_p T/L \approx 0,07; \quad (10)$$

вместо масштаба длины Монина—Обухова L_* величину $\tilde{L}$:

$$\tilde{L} = -\frac{v_*^3}{\kappa \frac{g}{\theta} \frac{P + mLE}{\rho c_p}} = \frac{L_*}{1 + m/Bo}, \quad (11)$$

где $Bo = P/LE$ — параметр Боуэна.

Интегрируя уравнения (5) — (7) по z в пределах от поверхности тающего снега до уровней, где производятся стандартные измерения каждой из величин, можно, используя (8) — (11), после неко-

торых преобразований для скорости ветра и виртуальной температуры получить выражения

$$u_{\Phi} = \frac{v_*}{\kappa} \left(\ln \frac{H_{\Phi} - l}{z_0} + 4,7 \frac{H_{\Phi} - l - z_0}{\widetilde{L}} \right), \quad (12)$$

$$T_{v\Phi} - T_{v0} = - \frac{\widetilde{P}}{\rho c_p \kappa v_*} \left(0,74 \ln \frac{H_{\Phi} - l}{z_0} + 4,7 \frac{H_{\Phi} - l - z_0}{\widetilde{L}} \right), \quad (13)$$

где H_{Φ} — высота флюгера, м; H_{Φ} — высота метеобудки, м; z_0 — параметр шероховатости, м; $T_{v\Phi}$, T_{v0} — виртуальные температуры на уровне метеобудки и поверхности снега, К.

Проведя выкладки, аналогичные тем, которые были проведены в работе [9], мы можем вместо системы уравнений (12) — (13) получить систему уравнений для безразмерных величин:

$$X^2 - \frac{A_1 + 2A_2 \ln((1 - \Pi)/\Pi_0)}{A_2 - \widetilde{B}} X + \frac{\ln((1 - \Pi)/\Pi_0) (A_1 + A_2 \ln((1 - \Pi)/\Pi_0))}{A_2 - \widetilde{B}} = 0, \quad (14)$$

$$Y = \frac{X - \ln((1 - \Pi)/\Pi_0)}{4,7X^3(1 - \Pi)}. \quad (15)$$

Здесь

$$X = \frac{\kappa u_{\Phi}}{v_*}, \quad Y = - \frac{\widetilde{P} \theta H_{\Phi}}{\rho c_p g \kappa^2 u_{\Phi}^3}, \quad \widetilde{B} = (T_{v\Phi} - T_{v0}) \frac{g}{\theta} \frac{H_{\Phi}}{u_{\Phi}^2},$$

$$\Pi = \frac{l}{H_{\Phi}}, \quad \Pi_0 = \frac{z_0}{H_{\Phi}}, \quad A_1 = - \frac{0,74 \ln((0,2 - \Pi)/\Pi_0)}{4,7(1 - \Pi)},$$

$$A_2 = \frac{0,2 - \Pi}{4,7(1 - \Pi)^2}.$$

Отметим, что в уравнениях (14) — (15) неизвестные X и Y содержат только по одной из искомых величин: v_* и $\widetilde{P}$. Параметр $\widetilde{B}$ физически представляет собой некий аналог экспериментального числа Ричардсона.

Решение уравнения (14) имеет вид

$$X_{1,2} = \frac{A_1 + 2A_2 \ln((1 - \Pi)/\Pi_0) \pm \sqrt{A_1^2 + 4\widetilde{B} \ln((1 - \Pi)/\Pi_0) (A_1 + A_2 \ln((1 - \Pi)/\Pi_0))}}{2(A_2 - \widetilde{B})}. \quad (16)$$

Поскольку только один из этих корней имеет физический смысл, то необходимо определить, какой из знаков нужно оставить перед радикалом. Будем исходить из следующего. При стратификации, близкой к безразличной ($\tilde{B} \rightarrow 0$), профили метеоэлементов должны описываться логарифмическим законом. В данном случае, когда

$$X_{1,2} = \frac{A_1 + 2A_2 \ln((1-\Pi)/\Pi_0) \pm |A_1|}{2A_2},$$

это условие будет выполняться, если выбрать знак плюс «+» (при этом следует учесть, что, как показывают оценки, $A_1 \approx -1,2 < 0$).

Проведем теперь анализ выражения (16) с точки зрения соотношения величин A_2 и $\tilde{B}$. Для этого запишем его в виде

$$X = S_1 + \sqrt{S_1^2 - S_2},$$

где

$$S_1 = (A_1 + 2A_2 \ln((1-\Pi)/\Pi_0))/2(A_2 - \tilde{B}),$$

$$S_2 = \ln((1-\Pi)/\Pi_0) (A_1 + A_2 \ln((1-\Pi)/\Pi_0))/(A_2 - \tilde{B}).$$

Значения величин A_1 и $A_2 \ln((1-\Pi)/\Pi_0)$ практически не зависят от Π , т. е. от толщины снега ($A_1 \approx -1,2$, а $A_2 \ln((1-\Pi)/\Pi_0) \approx 0,35 > 0$). Таким образом, всегда выполняется неравенство $|A_1| > |2A_2 \ln((1-\Pi)/\Pi_0)|$. Отсюда следует, что знак S_1 и S_2 зависит только от знака знаменателя. Пусть $A_2 - \tilde{B} > 0$, тогда $S_1 < 0$ и $S_2 < 0$, следовательно, $S_1 < \sqrt{S_1^2 - S_2}$ и $X > 0$. Пусть теперь $A_2 - \tilde{B} < 0$, тогда $S_1 > 0$ и $S_2 > 0$. Принимая, что корень имеет действительное значение, получим $X > 0$. В случае если $A_2 = \tilde{B}$

$$X = \frac{\ln((1-\Pi)/\Pi_0) (A_1 + A_2 \ln((1-\Pi)/\Pi_0))}{A_1 + 2A_2 \ln((1-\Pi)/\Pi_0)} > 0.$$

Уравнение (14) имеет действительные корни только в том случае, когда выполняется неравенство

$$A_1^2 + 4\tilde{B} \ln((1-\Pi)/\Pi_0) (A_1 + A_2 \ln((1-\Pi)/\Pi_0)) \geq 0.$$

С учетом проведенной выше оценки входящих в это неравенство величин, его можно записать в виде

$$\tilde{B} \leq \frac{0,029Z^2}{|0,2 - 0,74Z - \Pi(1 - 0,74Z)|}, \quad (17)$$

где $Z = \ln((0,2 - \Pi)/\Pi_0)/\ln((1-\Pi)/\Pi_0)$. По существу выражение (17) представляет формальное условие разрешимости системы (14)–(15) и позволяет определить теоретически возможный предел для величины $\tilde{B}$. В среднем он равен 0,047, незначительно изменяясь в зависимости от толщины снега.

Однако действительный физически возможный предел отличается от указанного значения. Дело в том, что положенная в основу модели теория строения приземного слоя достаточно хорошо работает при неустойчивой стратификации и в меньшей степени адекватна реальным условиям при сильных инверсиях. При больших положительных градиентах температуры турбулентность приобретает локальный характер и все обменные процессы существенно затрудняются. В итоге при сильной устойчивости, несмотря

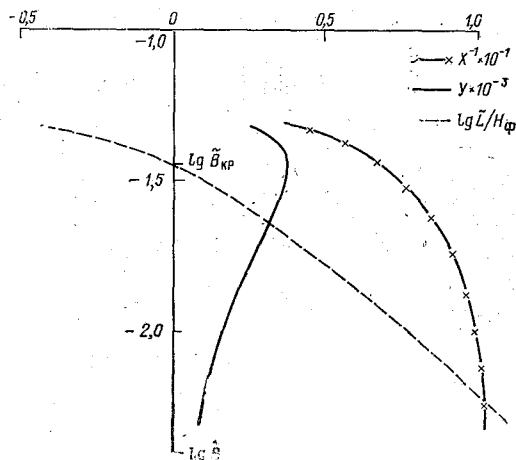


Рис. 1. Зависимость величин X^{-1} , Y , $\tilde{L}/H_{\phi}$ от параметра $\tilde{B}$.

на большое значение градиента температуры, вертикальный перенос всех субстанций практически не имеет места. Это обстоятельство подтверждается также и данными наблюдений [14]. Они показывают, что при сильных инверсиях вблизи тающей снежной поверхности скапливается водяной пар, отвод которого не происходит вследствие подавленной турбулентности. Соответственно и величина $\tilde{P}$ также близка к нулю. Все вышесказанное позволяет предположить, что существует некоторое значение $\tilde{B} = \tilde{B}_{kp}$, выше которого величиной $\tilde{P}$ можно пренебречь.

На рис. 1 приведены зависимости безразмерной скорости трения X^{-1} , безразмерной величины эквивалентного потока тепла Y и величины $\tilde{L}/H_{\phi}$ от параметра $\tilde{B}$. Эти зависимости получены в предположении, что для тающего снега $z_0 = 10^{-3}$ м является постоянной величиной, а зависимость от толщины снега l практически не оказывает влияния. Первое оправдывается экспериментальными данными [8], а второе подтверждается результатами расчетов.

Таким образом, в системе (14)—(15) величины Π_0 и Π полагались постоянными, причем $\Pi_0 = 10^{-4}$, а $\Pi = 0$.

Из рисунка видно, что величина безразмерного потока тепла Y достигает максимума при $\tilde{B} \approx 0,035$. Отметим также, что при больших значениях $\tilde{B}$ ($\tilde{B} > 0,035$) практически перестает сказываться зависимость величин L/H_Φ и X^{-1} от $\tilde{B}$. Все это дает основание считать, что при $\tilde{B} > 0,035$ дальнейший рост температурного градиента способствует затуханию турбулентного обмена. В качестве критического значения $\tilde{B}$ можно принять $\tilde{B}_{кр} = 0,035$.

При проведении расчетов в тех случаях, когда выполнялось неравенство $\tilde{B} > \tilde{B}_{кр}$, турбулентный поток тепла полагался равным нулю, а вся поступающая радиация расходовалась только на таяние.

Решая систему уравнений (14)—(15) относительно Y , находим величину $\tilde{P}$. Однако нашей задачей является определение суммы $P + LE$, входящей в уравнение баланса (1). Для этого обратимся к выражению (9); оно может быть легко преобразовано к виду

$$\tilde{P} = P(1 + m/Bo)$$

или

$$\tilde{P} = LE(Bo + m).$$

Отсюда получаем

$$P + LE = \tilde{P} \frac{Bo + 1}{Bo + m}. \quad (18)$$

Параметр Боуэна в свою очередь может быть рассчитан по исходным данным о температуре и влажности по формуле

$$Bo = \frac{c_p}{L} \frac{t_6 - t_0}{q_6 - q_0}. \quad (19)$$

На рис. 2 приведена номограмма для расчета величины $\tilde{P}$, построенная на основе решения системы уравнений (14)—(15). По данным о градиентах температуры воздуха Δt (для случая таяния $\Delta t = t_6 - t_0 = t_6$) и упругости водяного пара Δe ($e_0 = 6.1$ гПа) определяется разность виртуальных температур ΔT_v . По ней с учетом скорости ветра u_Φ находится $\tilde{P}$. Номограмма построена для случая, когда толщина снега $l = 0$. Поправка на толщину снега равна $\Delta \tilde{P} = A \Delta T_v u_\Phi l$, где $A = 0,33$ Дж/м⁴·К.

На рис. 3 приведена номограмма для определения суммы $P + LE$. Она построена на базе результатов совместного решения уравнений (18) и (19). По заданным $\Delta t = t_6$ и Δe находится параметр Боуэна. По значениям Bo и $\tilde{P}$ определяется $P + LE$.

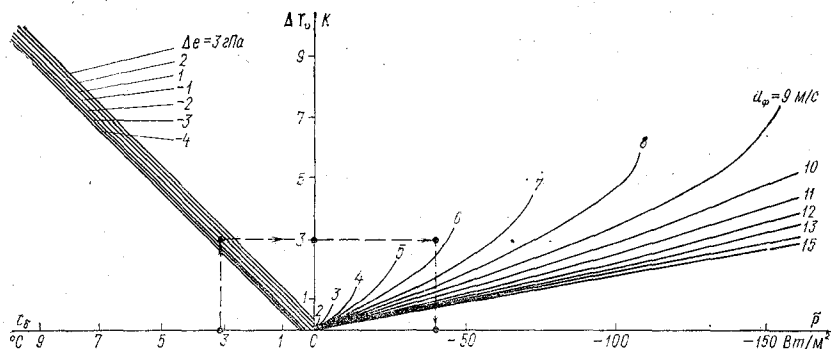


Рис. 2. Номограмма для определения величины $\tilde{P}$ по измеренным разности значений парциального давления водяного пара Δe , температуре на уровне метеобудки t_6 и скорости ветра на уровне флюгера $u_ф$.

Штриховой линией показана последовательность операций при использовании номограммы

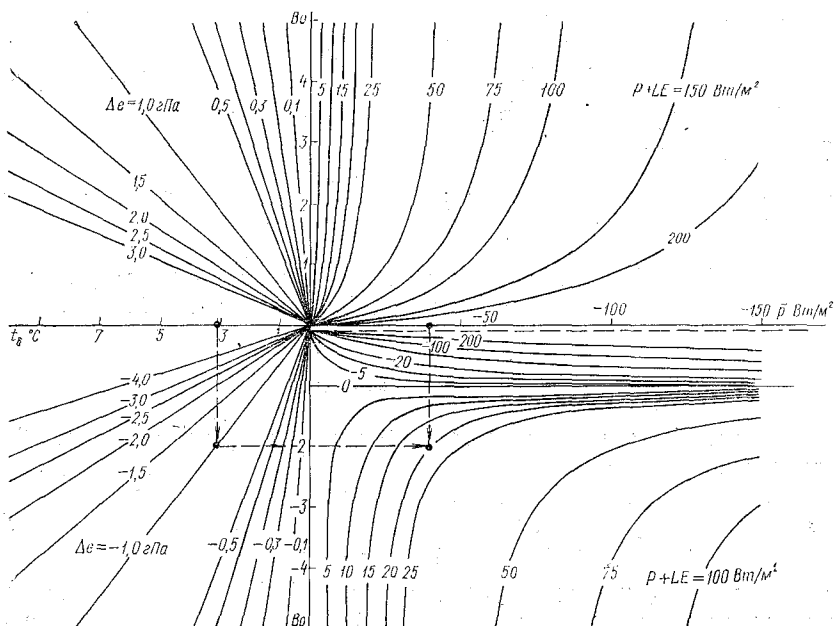


Рис. 3. Номограмма для определения суммы $P + LE$ по величине $\tilde{P}$ и измеренным разности значений парциального давления водяного пара Δe и температуре на уровне метеобудки t_6 .

Штриховой линией показана последовательность операций при использовании номограммы

Количество тепла I , затрачиваемое на таяние снега, определяется из уравнения (1) по известным $P + LE$ и величине радиационного баланса R , рассчитанной по уравнениям (2)–(4) или известной из наблюдений. Масса стаявшего снега может быть найдена по формуле

$$M = I/L_{\text{пл}},$$

где $L_{\text{пл}}$ — удельная теплота плавления снега.

Как показали расчеты, влияние рассматриваемого эффекта в обычном диапазоне изменения всех метеопараметров, являющихся входными величинами ($u_{\text{ф}}$, $t_{\text{б}}$, Δe), проявляется не слишком сильно, ограничиваясь колебаниями в пределах 10% от значений I , получаемых расчетным путем при использовании традиционного выражения для масштаба Монины—Обухова L_* . При этом отклонения возрастают при уменьшении скорости и температуры и увеличении градиента влажности. Однако вполне возможны и более существенные изменения в результатах при малых Vo и $u_{\text{ф}}$. В этом случае пренебрегать влиянием влажности на стратификацию не представляется возможным.

Рис. 4 дает количественную иллюстрацию учета влияния изменения плотностей стратификации за счет влажности. Отношение $r = J_1/J_2$, где $J_1 = \tilde{P}(Vo + 1)/Vo$, а $J_2 = P(Vo + 1)/(Vo + m)$, рассматривается как функция $r = r(Vo, u_{\text{ф}})$. На рисунке приведены кривые $r = 1$ при разных фиксированных $t_{\text{б}}$. Уменьшение происходит влево и вниз.

Все вышесказанное заставляет сделать вывод, что поскольку процедура учета дополнительного влияния влажности никаких технических затруднений не представляет по сравнению с предложенным ранее решением [9], то целесообразно использовать предложенную выше модификацию этого алгоритма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Динамическая метеорология. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 608 с.
2. Константинов А. Р. Испарение в природе. — Л.: Гидрометеоиздат, 1968. — 532 с.

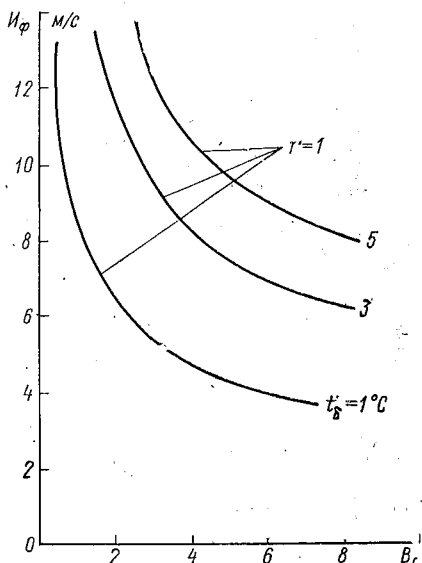


Рис. 4. Иллюстрация количественного эффекта учета изменения плотностей стратификации за счет влажности воздуха

3. Константинов А. Р., Зондзе Е. К., Смирнова С. И. Почвенно-климатические ресурсы и размещение зерновых культур. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 280 с.
4. Кузьмий П. П. Процесс таяния снежного покрова. — Л.: Гидрометеоиздат, 1961. — 345 с.
5. Кучмент Л. С. Модели процессов формирования речного стока. — Л.: Гидрометеоиздат, 1980. — 144 с.
6. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика, ч. 1 — М.: Наука, 1965. — 639 с.
7. Оке Т. Р. Климаты пограничного слоя. — Л.: Гидрометеоиздат, 1982. — 360 с.
8. Павлов А. В. Теплофизика ландшафтов. — Новосибирск: Наука, 1979. — 286 с.
9. Палагин Э. Г. Математическое моделирование агрометеорологических условий перезимовки озимых культур. — Л.: Гидрометеоиздат, 1981. — 191 с.
10. Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогноза речного стока. — М.: Гидрометеоиздат, 1963. — 395 с.
11. Anderson E. A. A point energy and mass balance model of snow cover. — In.: NOAA Technical report: NWS 19. Washington, 1976. — 150 p.
12. Bengtsson L. Evaporation from a snow cover. — Nord. Hydrol., 1980, 11, p. 221—234.
13. Businger I. A., e. a. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. — J. Atm. Sci., 1974, vol. 28, № 2, p. 181—189.
14. La Casiniere A. C. Heat exchange over melting snow surface. — J. of Glaciology, 1974, vol. 15, № 67, p. 55—72.
15. Obled C., Rosse B. Mathematical models of a melting snowpack at an index plot. — J. Hydr., 1977, № 32, p. 139—163.

УДК 556.13.114

В. В. ВИНОГРАДОВ, А. П. ВЕРШИНИН (ГГИ)

К ВОПРОСУ О ПОГРЕШНОСТЯХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИСПАРЕНИЯ С СУШИ МЕТОДОМ ИСПАРИТЕЛЕЙ- ЛИЗИМЕТРОВ

В практике экспериментальных исследований испарения с суши широкое распространение получил метод испарителей (лизиметров). В основу его положено предположение об идентичности условий формирования водного баланса изолированного почвенного монолита условиям изучаемого участка суши. Тогда, определяя изменение массы монолита, что эквивалентно измерению изменения его влагосодержания, количество поступившей в испаритель и слитой из него воды, можно по уравнению водного баланса изолированного монолита почвы рассчитать испарение.

$$E_{\text{и}} = X_{\text{и}} + M_{\text{и}} + (P_{\text{н}} - P_{\text{к}}) \cdot \frac{10}{S_{\text{и}}} - (J_{\text{и}} - K_{\text{и}}), \quad (1)$$

где $\dot{E}_и$ — испарение с поверхности почвенного монолита; $X_и$ — осадки, поступившие на поверхность почвенного монолита; $M_и$ — полив; $P_и$ и $P_к$ — начальная и конечная масса испарителя (лизиметра) вместе с монолитом почвы; $S_и$ — площадь испаряющей поверхности; $J_и$ и $K_и$ — просочившаяся через почвенный монолит влага (слой воды, поступившей в водосборный сосуд испарителя или поддон лизиметра) и расход грунтовых вод в зону аэрации (слой воды, поступившей в монолит из водорегулирующего устройства лизиметра).

В (1) все элементы водного баланса выражены в миллиметрах слоя воды, вес монолита в граммах, а площадь его испаряющей поверхности в квадратных сантиметрах.

Однако, как показано рядом исследователей [1—10], простота метода испарителей-лизиметров лишь кажущаяся. В действительности дело обстоит гораздо сложнее и вопрос о том, что именно за величины измеряются с помощью испарителей и лизиметров, как они соответствуют элементам водного баланса изучаемого участка суши, далек от своего окончательного решения.

Так, согласно обобщенным оценкам, приведенным в работе [7], испарители ГГИ-500-50 в зоне хвойных лесов занижают испарение на 5—7%, лиственных лесов и лесостепей — на 10%, степной зоне — на 15—20%. Выполненные в работах [1, 4] исследования показали, что во влажной зоне данные, полученные с помощью почвенных испарителей, близки к данным, полученным методом теплового баланса. По мере возрастания засушливости расхождения между этими методами возрастают и в зоне пустынь достигают до 200%. При этом метод теплового баланса завышает испарение на 50%, а испарители занижают на 30%.

Согласно нашим представлениям причины, приводящие к ошибкам в определении испарения методом испарителей-лизиметров, можно разбить на 3 группы.

1. Погрешности, обусловленные неточностью определения элементов водного баланса собственно почвенного монолита прибора, и, в первую очередь, количества поступающих на поверхность монолита осадков и поливных вод и определения изменения массы монолита.

2. Погрешности, связанные с несоответствием водного баланса монолита средним условиям на поле. К ним относятся неучет стока в испарителях-лизиметрах и влияние пространственной вариации таких элементов, как состояние растений, воднофизические свойства и влажность почвы, глубины залегания грунтовых вод, осадки и другие элементы, определяющие испарение.

3. Погрешности, обусловленные несоответствием теплового баланса монолита средним условиям на поле. К ним относятся дополнительный теплообмен между стенками цилиндра и дна испарителя и почвенным монолитом, нарушение агрофона и структуры посева и состояния растительного покрова в испарителях-лизиметрах и вокруг них, приводящие к несоответствию притока

радиации к монолиту и турбулентного режима над ним по сравнению с полем.

Теоретические основы для оценки этих погрешностей изложены в работе [5], и на них не будем останавливаться в данной работе.

Одним из важных условий точного определения испарения из монолита является правильное измерение количества осадков и поливных вод (при дождевании), поступающих на поверхность монолита.

Согласно существующей методике [9] принимается, что количество воды, поступившей с осадками в испаритель (лизиметр) с растениями ($X_{\text{и}}$) и без растений ($X_{\text{ип}}$) равно их количеству, измеренному с помощью почвенного дождемера, установленного на открытом месте (X). В действительности это условие не соблюдается [3, 6, 8, 10]. В испаритель без растений при правильной (т. е. без нарушения агрофона) установке поступают свободно проникающие сквозь растительный покров и срывающиеся с него осадки $X_{\text{п}}$. Измерить их можно с помощью микродождемеров или почвенных дождемеров, устанавливаемых под пологом растений.

В испарителях с растениями часть осадков свободно проникает на почву ($X_{\text{п}}$), другая часть перехватывается растениями, задерживаясь на стеблях, стекая по ним на почву и испаряясь с поверхности растительного покрова ($X_{\text{пер}}$). В среднем для поля с сомкнутым растительным покровом

$$X_{\text{пер}} = X - X_{\text{п}}. \quad (2)$$

Осадки в (2) приведены в миллиметрах слоя воды.

Тогда, объем осадков, перехватываемый одним растением, составит

$$V_{x_1} = X_{\text{пер}} \cdot S_{\text{п}}, \quad (3)$$

где $S_{\text{п}}$ — площадь, приходящаяся на 1 растение.

Если в испарителе (лизиметре) находится $N_{\text{и}}$ растений, то общий объем поступающих в испаритель осадков $V_{\text{и}}$ составит

$$V_{\text{и}} = X_{\text{пер}} \cdot S_{\text{п}} \cdot N_{\text{и}}, \quad (4)$$

а слой осадков в испарителе с учетом свободно проникающих будет равен

$$X_{\text{и}} = X_{\text{п}} + X_{\text{пер}} \cdot \frac{S_{\text{п}}}{S_{\text{и}}}$$

или

$$X_{\text{и}} = X_{\text{п}} + (X - X_{\text{п}}) \cdot \frac{S_{\text{п}}}{S_{\text{и}}}, \quad (5)$$

где $S_{\text{и}}$ — площадь, приходящаяся на 1 растение в испарителе.

В зависимости от структуры посевов и площади испарителя величины $S_{\text{и}}$ и $S_{\text{п}}$ могут существенно различаться. Можно показать,

что при сохранении структуры посева на поле и в испарителях, рядковом или равномерном посеве (по квадратам) и расстоянии между растениями в рядке, значительно меньшем диаметра испарителя, отношение S_{Π}/S_{Π} будет равно

$$\frac{S_{\Pi}}{S_{\Pi}} = \frac{2}{\pi \cdot c^2} \cdot \sum_{k=1}^{k=n} \sqrt{c^2 - \left(k - \frac{n+1}{2}\right)^2}, \quad (6)$$

где n — число рядков растений в испарителе, равное целому числу от $2 \cdot c = \frac{2R}{a}$; a — расстояние между рядками.

Расчеты по формуле (6) показывают, что для пропашных культур типа кукурузы (густота 5 раст/м²) отношение S_{Π}/S_{Π} при площади испарителя $S_{\Pi} = 1000 \text{ см}^2$ составляет 1,59, при $S_{\Pi} = 10\,000 \text{ см}^2$ — 1,07. Для зерновых культур (пшеница, рожь) при узкорядном посеве и 1 рядке в испарителе ГГИ—500 $S_{\Pi}/S_{\Pi} = 0,61$, а испарителе с $S = 10\,000 \text{ см}^2$ — 1,00.

Экспериментальные исследования, выполненные в 1981 г. на Валдае на посевах ржи при развитом растительном покрове (фаза колошения), показали, что количество осадков, свободно проникающих под полог растений (измеренное с помощью микрождемеров, установленных под пологом растений), составляет примерно $0,35X$, где X — осадки, измеренные дождемером, установленным на открытом месте. Количество осадков, зафиксированных дождемером, имитирующим приемную поверхность испарителя с растениями, в среднем составило $0,7X$, что соответствует расчету их по формуле (5) с учетом (6) и результатам работы [3].

Тогда уточненные формулы расчета испарения из испарителей (лизиметров) будут иметь вид

для испарителей без растений (E_{Π})

$$E_{\Pi} = X_{\Pi} + M_{\Pi} + (P_{\Pi} - P_{\Pi}) \cdot \frac{10}{S_{\Pi}} - (J_{\Pi} - K_{\Pi}), \quad (7)$$

для испарителей с растениями ($E_{ис}$)

$$E_{ис} = (X_{\Pi} + M_{\Pi}) + [(X - X_{\Pi}) + (M - M_{\Pi})] \cdot \frac{S_{\Pi}}{S_{\Pi}} + (P_{\Pi} - P_{\Pi}) \cdot \frac{10}{S_{\Pi}} - (J_{\Pi} - K_{\Pi}). \quad (8)$$

При использовании предлагаемого способа расчета испарения по испарителям возникают довольно значительные ошибки, связанные с вариацией осадков по площади. Согласно различным оценкам и нашим экспериментальным данным среднеквадратическая ошибка определения общего количества осадков на поле составляет примерно $0,05X$, а измерения осадков под пологом растений — $0,25X_{\Pi}$ или с учетом доли перехвата осадков посевами ржи

0,09X. Очевидно, что с увеличением числа повторностей испарителей и дождемеров ошибка определения осадков уменьшается примерно по формуле

$$\sigma_x^2 = \sigma_{x_1}^2 \cdot \left(\frac{1}{m_n} + \frac{1}{m_d} \right), \quad (9)$$

где σ_x — ошибка определения среднего количества осадков, поступающих в испаритель, по m_n испарителям и m_d дождемерам; σ_{x_1} — ошибка определения среднего количества осадков по одному дождемеру.

Объемы воды ($I - K$) в лизиметрах современных конструкций фиксируются довольно точно без значительных систематических погрешностей, однако среднеквадратические расхождения между отдельными повторностями приборов, видимо, могут быть весьма существенными, что обусловлено как вариацией воднофизических свойств и увлажнения почвы по полю, так и особенностями зарядки монолитов. К сожалению, эти данные по испарителям (только I) и лизиметрам ($I - K$) не публикуются и дать количественную оценку вариации их в настоящее время затруднительно. Можно только предполагать, что она, видимо, соизмерима с самой величиной ($I - K$).

Для используемых на сети станций механических платформенных весов согласно ГОСТ-798-53 среднеквадратическая ошибка определения изменения массы для испарителей ГГИ-500-50 и ГГИ-500-10 составляет около 1,0 мм, лизиметров ГР-80 — 1,75 мм.

Выполненные нами экспериментальные исследования и теоретические расчеты [2] показали, что с увеличением числа повторностей взвешивания испарителей (n) ошибка определения изменения массы уменьшается примерно в $\sqrt{n}$ раз.

В результате несоответствия площадей поля, приходящихся на одно растение в испарителе и на окружающей территории, слой транспирации, определяемый с помощью испарителей, оказывается отличным от естественного.

В испарителях слой транспирации (T_n) составляет

$$T_n = E_c - E_n. \quad (10)$$

Объем воды, расходуемый в среднем одним растением в испарителе, будет равен $(T_n \cdot S_n) / N_n$, где N_n — число растений в испарителе.

Следуя работе [10], будем полагать, что расход воды одним растением в испарителе и на поле одинаков.

Тогда можно записать

$$E_c = E_n + (E_{ис} - E_n) \cdot \frac{S_n}{S_n}, \quad (11)$$

где E_c — суммарное испарение с поверхности поля.

Следует отметить, что предположения, использованные при выводе (11), нуждаются в экспериментальной проверке.

Используя формулы (7), (8) и (11), можно оценить средне-квадратическую ошибку определения суммарного испарения методом испарителей (лизиметров) в зависимости от ошибки определения исходных параметров по формуле

$$\sigma_{E_c}^2 = \left(1 - \frac{S_n}{S_n}\right)^2 (\sigma_{X_n}^2 + \sigma_{M_n}^2) + \frac{T_n^2}{S_n^2} (\sigma_X^2 + \sigma_M^2) + [(X + M) - (X_n + M_n)]^2 \cdot \frac{S_n^2}{S_n^4} + \left(\frac{10}{S_n}\right)^2 \cdot \sigma_{\Delta p}^2 + \sigma_{M_n}^2 + \sigma_{(T_c - K_c)}^2, \quad (12)$$

где σ — ошибки определения соответствующего элемента E_c , X_n и т. п.

Выполненные приближенные (априорные) расчеты ошибок определения суммарного испарения с поверхности поля по приведенным выше формулам показали следующее.

1. Принятая в настоящее время методика расчета испарения по испарителям приводит к значительным систематическим и случайным погрешностям.

2. Одной из важных причин, приводящих к систематическим погрешностям, является недостаточно корректный учет количества поступающих на поверхность испарителей и лизиметров осадков и поливных вод при дождевании.

3. Учет структуры распределения осадков в растительном покрове видимо позволяет существенно уменьшить систематическую ошибку, однако учет дополнительных факторов при этом способе приводит к возрастанию случайной ошибки почти в 1,5 раза.

4. С увеличением числа повторностей испарителей или лизиметров от 1 до 10 случайная ошибка определения испарения уменьшается в 2—3 раза. Поэтому для повышения точности измерений можно рекомендовать увеличение числа повторностей испарителей и дождемеров.

5. Случайные ошибки определения испарения с помощью лизиметров ГР-80 и испарителей ГГИ-500-100 близки друг к другу.

6. Для центральной части территории ЕТС случайные ошибки определения суммарного испарения по испарителям ГИ-500-50 и ГГИ-500-100 составляют 20—25%, что близко к экспериментальным оценкам [7].

В заключение отметим, что для повышения точности метода испарителей и лизиметров большое значение имеет переход на прямое измерение осадков в испарителях. Эта одна из важнейших задач дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вершинин А. П., Виноградов В. В., Новикова М. И. Систематические погрешности основных методов определения суммарного испарения. — Труды ГГИ, 1980, вып. 268, с. 106—115.

2. Вершинин А. П., Виноградов В. В. Результаты опытов с теплоизолированными почвенными испарителями. — Труды ГГИ, 1982, вып. 284, с. 92—108.
3. Виноградов В. В. О методике учета осадков при наблюдениях над испарением с сельскохозяйственных полей. — Труды ГГИ, 1964, вып. 92, с. 91—103.
4. Виноградов В. В. О расхождениях между величинами испарения с почвы, определенными различными методами. — Труды ГГИ, 1978, вып. 251, с. 133—144.
5. Голубев В. С., Вершинин А. П., Виноградов В. В. Перспективы усовершенствования методов измерения и расчета испарения с водной поверхности и суши. — Труды ГГИ, 1981, вып. 277, с. 3—21.
6. Константинов А. Р. Испарение в природе. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 532 с.
7. Кузьмин П. П., Федоров С. Ф., Помыткин Б. А. Определение сезонных и месячных норм испарения с сельскохозяйственных полей по данным наблюдений сетевых станций. — Труды ГГИ, 1968, вып. 151, с. 12—29.
8. Рогоцкий В. В. Теоретическая оценка влияния воздушных зазоров на точность измерения суммарного испарения взвешиваемыми испарителями и лизиметрами. — Труды ГГИ, 1975, вып. 224, с. 21—32.
9. Руководство по производству наблюдений над испарением с почвы и снежного покрова, ч. 1, Л.: изд. ГГИ, 1963, — 155 с.
10. Субботин А. С. К методике учета осадков и поливных вод при производстве лизиметрических наблюдений. — Труды ГГИ, 1971, вып. 170, с. 79—84.

УДК 556.536; 626.843

*Н. Б. БАРЫШНИКОВ, Р. М. РУБЛЕВСКАЯ,
Е. С. СУББОТИНА (ЛГМИ)*

ГИДРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ ПОЙМ

Площадь, занимаемая поймами, составляет 2—3% территории Советского Союза, достигая на его равнинной части 6—7%, но их роль в производстве сельскохозяйственной продукции страны значительно выше, ибо пойменные земли были и остаются наиболее продуктивными сельскохозяйственными угодьями. Однако получение высоких устойчивых урожаев на них зависит от гидрологического режима реки, определяющего частоту и продолжительность затопления отдельных участков пойм.

Действительно, произрастание тех или иных культур на поймах определяется продолжительностью их затопления. Именно это послужило основой для типизации пойм по видам растительности, растущей на них [7 и др.]. В то же время пойма — сложное структурное образование, частота и продолжительность затопления отдельных ее участков зависит не только от гидрологического режима реки, но и от типа поймы, в конечном счете опреде-

ляющего ее структуру. Особенно сложными являются структуры пойм и пойменных массивов рек с меандрирующим типом русловых процессов. Именно на таких поймах четко выражены веера прирусловых валов, заросшие травой, кустарником, а иногда и лесом. Пониженные участки, располагающиеся между ними, затапливаются значительно чаще и на более продолжительный период, что существенно отражается на характере растительности.

В паводочный период происходит процесс увлажнения пойм, накопления запасов влаги на них и интенсивное удобрение за счет поступления из русла гумусовых и других питательных частиц, откладывающихся на поверхности. При этом наблюдается процесс саморегулирования отложений наносов, их накопление в понижениях рельефа в годы с избыточным поступлением и перераспределение этих отложений в годы с недостаточным поступлением взвешенных наносов.

В последние годы рядом авторов были проведены расчеты частоты и продолжительности затопления пойм [2 и др.], а на р. Обь даже для их отдельных участков [8 и др.]. Эти расчеты указывают на целесообразность проведения существенных инженерных мероприятий, необходимых для значительного повышения сельскохозяйственной продуктивности пойм таких, как их планировка, создание полей и другие.

Именно в этих условиях резко возрастает роль гидрологических прогнозов для обеспечения нормального функционирования сельскохозяйственных комплексов на пойменных землях.

Интенсивное гидротехническое строительство поставило перед гидрологами ряд новых проблем. Регулирование стока воды водохранилищами в большинстве случаев коренным образом изменяет процесс формирования пойм и отрицательно сказывается на их сельскохозяйственной продуктивности. Действительно, в нижних бьефах водохранилищ наблюдается процесс врезания русел. Это в совокупности с регулированием стока приводит к тому, что поймы перестают затапливаться [4, 5]. В зонах с засушливым климатом поймы остепняются, что приводит к резкому снижению урожайности культур на них. Поэтому возникает новая проблема восстановления их продуктивности, которая решается двумя способами. Первый — попуски из водохранилищ с таким расчетом, чтобы их максимум наложился на максимум паводков на наиболее крупных нижерасположенных притоках. Примером этого могут служить попуски из водохранилища Бухтарминской ГЭС на р. Иртыше с целью обводнения пойменных земель на территориях Павлодарской и других областей, проводимые с 1962 г. Анализ результатов этих работ показал, что при этом варианте возникает ряд трудностей [1]. В частности, не всегда пики пусков и паводков на крупных притоках совпадают, существенно изменяется качество наносов, выносимых на поймы. Вместо мелких, в том числе органических частиц, на них поступает крупный песок, ухудшающий структуру пойменных почв [5]. Не решена проблема

перехода от расходов воды к уровням на различных створах при движении волны попуска и ряд других.

Второй — инженерное переустройство пойм в сочетании с их поливом. Этот метод значительно дороже первого, так как требует больших финансовых затрат и привлечения больших трудовых ресурсов.

Рассмотрим одну из задач, направленных на решение поставленной проблемы, а именно методику перехода от расходов воды к уровням в любом расчетном створе. В настоящее время разработан ряд методов расчета трансформации волн попусков и паводков [6 и др.], которые позволяют рассчитывать расходы воды в створах, отстоящих на различных расстояниях от водохранилища. При этом априори предполагается, что переход от расходов воды к уровням будет осуществляться по однозначным кривым зависимостей $Q=f(H)$. В то же время в последние годы на кафедре гидрометрии был проведен цикл работ [2, 3 и др.] по анализу зависимостей $Q=f(H)$, $V=f(H)$, $I=f(H)$ на пойменных створах и установлено, что в общем случае эти зависимости должны быть петлеобразными, а однозначные — частный случай.

Для расчета положения ветвей кривых относительно однозначной зависимости $Q=f(H)$ было разработано уравнение водного баланса:

$$|\Delta Q_{i_n} - \Delta Q_n| + |\Delta Q_c - \Delta Q_{i_c}| = \Delta Q. \quad (1)$$

Вывод этого уравнения основан на гипотезе о взаимнопротивоположном влиянии двух факторов; пойменного регулирования (ΔQ_n и ΔQ_c) и эффекта взаимодействия руслового и пойменного потоков (ΔQ_{i_n} и ΔQ_{i_c}). Здесь и далее индексы обозначают, что параметры уравнений соответствуют подъему (п) и спаду (с) уровней. Учет нестационарности процесса осуществляется делением непрерывного временного процесса на шесть фаз (три на подъеме и три на спаде).

Уместно отметить, что на большинстве пойменных створов на постах системы Госкомгидромета обычно строят однозначные кривые зависимостей $Q=f(H)$, $V=f(H)$, $I=f(H)$. Это объясняется либо отсутствием данных измерений в период подъема уровней, либо их низкой точностью (по данным Наставления [9] точность паводочных измерений составляет $\pm 15\%$).

Дополнительный анализ показал, что уравнение (1) может быть получено из уравнения движения потока с переменной массой при введении допущений, что его члены, учитывающие путевые сопротивления $\left(\frac{V^2}{C^2 h}\right)$ и неравномерность режима $\left(\frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha V^2}{2g}\right)\right)$

в периоды подъема и спада уровней, равны между собой, а нестационарность учитывается делением непрерывного временного процесса на 4—6 фаз.

Запишем это уравнение для русловой части потока отдельно для периодов подъема и спада уровней

$$I_n = \left(\frac{V^2}{C^2 h} \right)_n + \frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha V^2}{2g} \right)_n + \left(\frac{qV}{g\omega} \right)_n + \left(\frac{\alpha'}{g} \frac{\partial V}{\partial t} \right)_n, \quad (2)$$

$$I_c = \left(\frac{V^2}{C^2 h} \right)_c + \frac{\partial}{\partial l} \left(\frac{\alpha V^2}{2g} \right)_c + \left(\frac{qV}{g\omega} \right)_c + \left(\frac{\alpha'}{g} \frac{\partial V}{\partial t} \right)_c. \quad (3)$$

С учетом принятых допущений, вычитая уравнение (3) из (2), получим

$$\Delta I = \frac{q_n V_n}{g\omega_n} - \frac{q_c V_c}{g\omega}, \quad (4)$$

$$q = q_m + q_p + q_s, \quad (5)$$

где q — расход воды на единицу длины потока, учитывающий массообмен между русловым и пойменным потоками в результате их взаимодействия (q_m), приток (отток) на пойменное регулирование (q_p) и склоновый сток при односторонней пойме (q_s). Величина q_s мала и ею можно пренебречь.

Подставляя (5) в (4) и решая уравнение (4) для участка длиной Δl , получим

$$\Delta Q = [|q_m h_n - |q_p h_n| \Delta l + [|q_p|_c - |q_m|_c] \Delta l. \quad (6)$$

Уравнение (6) аналогично уравнению (1), отличаясь от него обозначениями.

Контрольные расчеты, выполненные по данным наблюдений на ряде рек, расположенных в различных физико-географических условиях (табл. 1), дали вполне удовлетворительные результаты.

Следует отметить, что на р. Луге наблюдалось обратное расположение ветвей кривых зависимостей $Q = f(H)$, $V = f(H)$, $I = f(H)$ (ветвь подъема располагалась левее ветви спада), а на р. Кеть в период паводка произошли интенсивные деформации русла, в результате которых на кривой $\omega = f(H)$ образовалась петлеобразная зависимость.

Результаты расчетов полностью подтвердили предложенную гипотезу, несмотря на ряд допущений и осложнений при выводе расчетной формулы и ее реализации (табл. 1). Наибольшую трудность в расчетах представляет определение длины расчетного участка (Δl), пойменное регулирование на котором оказывает решающее воздействие на образование петель, а также угла α для расчетного участка [4].

Для определения Δl для всех указанных рек были построены графики изменения ширины поймы и русла на участках, расположенных выше и ниже расчетных створов.

Величина Δl на основе этих графиков принималась равной кратчайшему расстоянию между двумя резкими сужениями поймы, т. е. в пределах одной «четки» (терминология Н. И. Маккавеева).

Результаты расчетов по уравнению (1)

Река, пост, год	$\frac{h_p}{h_{p.с}}$	$\frac{\Delta Q}{\text{м}^3/\text{с}}$	$\frac{\Delta Q_{\text{кривой}}}{\text{м}^3/\text{с}}$	$Q \text{ м}^3/\text{с}$	$\frac{\Delta Q - \Delta Q_{\text{кр}}}{\Delta Q_{\text{кр}} \%}$	$\frac{\Delta Q - \Delta Q_{\text{кр}}}{Q \%}$
Луга, п. Толмачево, 1977	— —	— —	— —	— —	7,3 102	0,8 ¹ 9,6
Обь, г. Барнаул, 1969	1,10 1,15	405 321	600 700	6350 11300	32,5 54,1	3,4 3,1
Кеть, Максимкин Яр, 1941	1,10 1,25 1,50	46,5 127,0 71,0	48,0 20,0 78,0	470 635 1620	3,1 42,0 8,5	0,3 5,9 0,4
Иртыш, г. Тобольск, 1942	1,10 1,15	784 310	875 750	6310 6820	10,4 58,7	1,4 6,4

Угол α определялся по крупномасштабным планам или картам участков постов как угол между геометрическими осями русла и поймы, ниже расчетного створа. При этом допускалось, что данная величина угла α равна его осредненному значению для участка в целом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амиров К. А., Есенов У., Худяков П. А. Некоторые результаты затопления поймы реки Иртыша попусками из Бухтарминского водохранилища. — В сб.: Проблемы энергетики и водного хозяйства. Алма-Ата, 1974, вып. 11, с. 61—68.
2. Барышников Н. Б. Поймы равнинных рек. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 152 с.
3. Барышников Н. Б., Субботина Е. С. Зависимость уклона свободной поверхности от морфометрических характеристик русла и поймы. — Метеорология и гидрология, 1981, № 1, с. 82—88.
4. Барышников Н. Б. Влияние антропогенного фактора на русловые и пойменные процессы. — В сб.: Исследования формирования речного стока и его расчеты. Л.: изд. ЛПИ, 1981, вып. 76, с. 129—136 (ЛГМИ).
5. Вендров С. Л. Проблемы образования речных систем. — Л.: Гидрометеиздат, 1970, — 237 с.
6. Грушевский М. С. Неустановившееся движение воды в реках и каналах. — Л.: Гидрометеиздат, 1982. — 288 с.
7. Еленевский Р. А. Вопросы изучения и освоения пойм. — М.: ВАСХНИЛ, 1935. — 100 с.
8. Каменсков Ю. И. Учет пойменных процессов меандрирующих рек при выявлении мелиоративного фонда. Автореферат на соискание ученой степени канд. наук. — Л.: ГГИ, 1979. — 19 с.
9. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. — Л.: Гидрометеиздат, 1958, вып. 6, часть 3. — 292 с.

¹ Расчет по данным реки Луги выполнялся для двух фаз затопления поймы на основании сведений об объемах паводочного стока.

К РАСЧЕТУ КОЭФФИЦИЕНТОВ ШЕРОХОВАТОСТИ ПОЙМЕННЫХ РУСЕЛ

Несмотря на то, что поймы рек занимают только 2—3% территории Советского Союза [1], их роль как кормовой базы значительно больше. Особенно она возрастает в южных, засушливых районах. В качестве примера можно привести Павлодарскую и ряд других областей, где производство кормов с поймы р. Иртыша равно или даже превышает валовый продукт со всей водосборной площади.

Количество и качество сельскохозяйственной продукции с поверхности пойм находится в зависимости от величины и продолжительности их затопления, а методика расчета этих величин основана на определении коэффициентов шероховатости пойменных русел.

В то же время методика расчетов последних, основанная на теории равномерного движения, несовершенна, поэтому в ЛГМИ была разработана методика расчета коэффициентов шероховатости русел с поймами русел, основанная на учете морфологических особенностей их строения [2]. Как отметил автор работы, кривая

зависимостей $\frac{n_p}{n_{p. б.}} = f(\alpha)$ при $\frac{h_p}{h_{p. б.}} = 1,50$ резко отклоняется от

расположения аналогичных кривых при других относительных глубинах (см. рисунок) и ее положение следует считать ориентировочным. Это обусловлено малым количеством исходной информации при больших глубинах затопления пойм и сложным характером взаимодействия потоков при больших значениях углов α . Поэтому нами, под руководством Н. Б. Барышникова, были проведены расчеты на основе дополнительных данных по 20 створам, полученных из региональных УГКС с целью уточнения координат

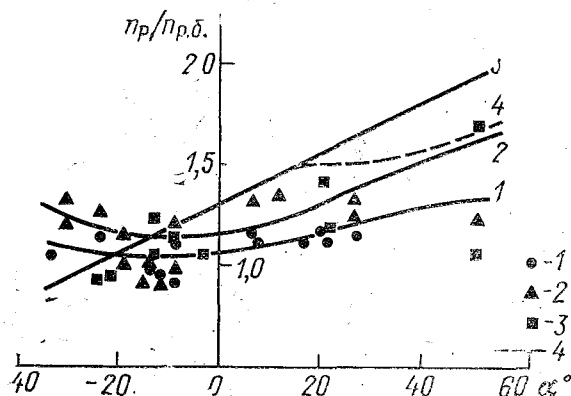
кривых зависимостей $\frac{n_p}{n_{p. б.}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p. б.}}, \alpha\right)$.

По этим данным было уточнено положение кривых зависимостей $\frac{V_p}{V_{p. б.}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p. б.}}, \alpha\right)$ и $\frac{I}{I_{p. б.}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p. б.}}, \alpha\right)$ при больших значениях углов α ($|\alpha| \div 30-50^\circ$).

Дальнейший расчет координат кривых $\frac{n_p}{n_{p. б.}} = f(\alpha)$ при по-

стоянных значениях относительных глубин (1,10; 1,25 и 1,50) для всего диапазона углов α осуществлялся по формуле

$$\frac{n_p}{n_{p. б.}} = \frac{\left(\frac{h_p}{h_{p. б.}}\right)^{0,67} \left(\frac{I}{I_{p. б.}}\right)^{0,5}}{\frac{V_p}{V_{p. б.}}}$$



Графическая зависимость $\frac{n_p}{n_{p. б.}} = f\left(\frac{h_p}{h_{p. б.}}, \alpha\right)$.

Исходные данные при относительных глубинах:
 1 — 1,10; 2 — 1,25; 3 — 1,50; 4 — уточненное по-
 ложение кривой $\frac{n_p}{n_{p. б.}} = f(\alpha)$ при $\frac{h_p}{h_{p. б.}} = 1,50$

При этом значения $\frac{V_p}{V_{p. б.}}$ и $\frac{I}{I_{p. б.}}$ определялись по графическим зависимостям $\frac{V_p}{V_{p. б.}} = f(\alpha)$ и $\frac{I}{I_{p. б.}} = f(\alpha)$ для каждой расчетной глубины и значений углов α (через 5°). По полученным, таким образом, координатам были проведены расчетные кривые $\frac{n_p}{n_{p. б.}} = f(\alpha)$ (см. рисунок). Как видно из рисунка, дополнительные данные практически подтвердили положение кривых, полученных Н. Б. Барышниковым [2] при $\frac{h_p}{h_{p. б.}} = 1,10$ и $1,25$. В то же время кривая $\frac{n_p}{n_{p. б.}} = f(\alpha)$ для относительной глубины 1,50 зна-

чительно отклонилась от расчетной кривой, полученной Н. Б. Барышниковым.

Уточненный график (см. рисунок) может быть рекомендован для расчетов коэффициентов шероховатости русел с поймами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барышников Н. Б. Речные поймы. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 152 с.
2. Барышников Н. Б. Коэффициенты шероховатости русел и пойм. — Метеорология и гидрология, 1982, № 8, с. 83—89.

УДК 631.67:556.54

В. И. ИГНАТЬЕВ (ЛГМИ), А. В. ЕЖОВ (ГГИ)

ИЗУЧЕНИЕ ТЕЧЕНИЙ В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК ДЛЯ ОБЕСПЕЧЕНИЯ КАЧЕСТВА ВОДЫ ДЛЯ ОРОШЕНИЯ

На оросительных системах южных устьевых областей рек СССР значительные площади отводятся под посевы риса, овоще-бахчевых культур и т. д. На поймах приустьевых участков рек выращивают рис, виноград, пшеницу, а основные площади, занимаемые овоще-бахчевыми культурами, помимо пойм сосредоточены на центральных и привершинных островах дельт. В основном в устьевых областях рек выращивают культуры, для развития которых требуется большое количество воды [1]. В последнее время большинство систем орошения строится с машинным или плотинным водозабором. В связи с тем, что в устьях средних и крупных рек развито судоходство, оптимальным для этих районов является машинный водозабор. При машинном водозаборе применяются стационарные, передвижные плавучие насосные станции, при эксплуатации которых вход приемного клапана должен находиться не менее 0,5 м от поверхности и 0,3 м от дна потока [3].

При использовании для орошения воды морских устьев следует иметь в виду, что характерной особенностью устьев рек, подверженных воздействию приливов и сгонно-нагонных явлений, является взаимодействие и смешение речной (пресной) и морской (соленой) вод с весьма различными динамическими, химическими, тепловыми и другими свойствами. В каждом устье могут смешиваться типы смешивания и стратификация вод в зависимости от сочетания таких основных факторов как морфометрические характеристики, величина речного стока, ветер, соленость морских вод,

интенсивность приливов, а также сгонно-нагонных явлений. Кроме того, в устьевых областях рек производятся дноуглубительные работы для обеспечения нужд судоходства, что создает возможность проникновения осолоненных вод в устья рек с отмелым взморьем, а также увеличивает пропускную способность русла реки. Наряду с этим проведение водохозяйственных мероприятий (гидротехническое строительство, оросительные системы и т. д.) уменьшает объем жидкого и твердого стока рек. Таким образом, в случае, когда расход воды реки меньше пропускной способности русла, энергии речного потока недостаточно для полного вытеснения осолоненной воды из русла [1]. Проникновение осолоненных вод в большинстве случаев осуществляется в летнюю межень и в период осенней активности сгонно-нагонных явлений. Протяженность осолоненного участка реки может быть значительной, так, например, при сильных и продолжительных нагонных ветрах, а также при значительных компенсационных течениях наблюдается проникновение осолоненных вод в устья Днепра и Южного Буга до Херсона и Новой Одессы соответственно [1]. В устьях с приглубым взморьем осолоненные воды могут проникать в рукава дельт, перемещаясь, обычно, по дну рукава, причем граница между пресной и осолоненной водой почти горизонтальна. В устьях с отмелым взморьем вертикальная изменчивость гидрохимических характеристик незначительна и граница между различными типами вод почти вертикальна. Универсального метода, пригодного для прогноза и расчета параметров смешения речных и морских вод в устьях рек в настоящее время не имеется [4]. Поэтому при использовании воды устьевых областей рек для орошения сельскохозяйственных культур, которые предъявляют повышенные требования к содержанию солей в воде, на осолоненном участке реки необходимо контролировать ее химический состав. Приборы для гидрохимического анализа, рекомендуемые в [4], требуют отбора проб воды, что трудоемко, а также весьма затруднительно при ветровом волнении, возникающем при сильных нагонах.

Рассмотрим возможность контроля качества забираемой в оросительную систему пресной воды косвенным путем: с помощью измерения направления течения потока на осолоненном участке устья реки. Анализ схем распространения противотечения по живому сечению потока в устьях рек при сгонно-нагонных явлениях показывает, что на приглубых и отмелых взморьях с судоходными каналами, искусственными прорезями при нагонах возникает сначала придонное противотечение, которое затем распространяется к поверхности потока. На отмелых взморьях устьев рек в начальной фазе нагона возникает поверхностное противотечение, распространяющееся в дальнейшем по всему живому сечению ко дну потока. При сгонах восстановление основного течения в устьях рек происходит в обратном порядке [1]. Следует отметить, что противотечение в русле реки при нагоне наступает рань-

ше проникновения осолоненных вод. Поэтому, регистрируя изменение направления течения потока, можно исключить возможность поступления осолоненной воды в оросительную систему, прекратив забор воды из реки. При сгоне скорости течения потока больше чем при нагоне [1]. Поэтому при регистрации интервала времени от момента возникновения противотечения до момента восстановления основного течения (Δt) в районе водозабора можно ориентировочно определить момент возобновления подачи пресной воды в оросительную систему. Включение насосов целесообразно осуществлять через интервал времени Δt после восстановления основного течения, когда осолоненные воды будут оттеснены из района водозабора.

Долговременные наблюдения над течением воды рациональнее производить дистанционными приборами, у которых результаты измерений передаются по кабелю или каналу связи. К таким приборам относятся регистраторы направления течения ГР-42, ГМ-45 и другие [4]. Наблюдения за характеристиками течения потока в устьях рек могут быть осуществлены с помощью плоского пенопластового буя, обеспечивающего установку приборов в поверхностном слое и на малых глубинах, или с помощью специальных каркасов на дне [4]. Существенным недостатком конструкции пенопластового буя является установка на нем лишь буквопечатающей аппаратуры [4]. Но даже при модернизации буя точность определения характеристик течения потока в поверхностном слое и на малых глубинах при сильном ветровом волнении, сопровождающим сгонно-нагонные явления, будет невысока. Поэтому более целесообразно применять автономные донные станции. Так, для установки регистраторов направления течения в полевых условиях иногда применяются специальные основания, состоящие из массивного якоря весом $150 \div 200$ кг и вертикальной штанги. Также используются треноги или донные автономные станции типа «колокол», для устойчивости которых на стойки у их основания надеваются металлические грузы [4].

В устьевых областях рек состав речных грунтов характерен преобладанием мелких фракций (илы, мелкий песок). Поэтому при длительном стационарном режиме эксплуатации автономных донных станций будет происходить засасывание устройств в речной грунт. Помимо этого на донную станцию будет оказывать влияние сползание по руслу реки ленточных гряд. Все это в конечном итоге может нарушить режим работы регистрирующего прибора.

Для устранения воздействия речных грунтов на работу регистрирующего прибора автором предлагается устройство [2], опоры которого выполнены в виде вертикальных цилиндров с расположенными в них замкнутыми эластичными емкостями, заполненными жидкостью (рисунок). Эти емкости своей средней частью прикреплены к цилиндрам, а их верхние концы шарнирно соединены между собой посредством жесткой связи с установленным на ней регистратором направления течения.

Таким образом, при измерении характеристик течения потока в устьевых областях рек при сгонно-нагонных явлениях возможно избежать забора в оросительную систему осолоненных вод. Для повышения точности определения времени включения насосов после нагонов горизонт измерения направления течения должен быть равен глубине заложения самотечной галереи стационарной насосной станции или глубине погружения приемного клапана передвижной насосной станции машинного водозабора.

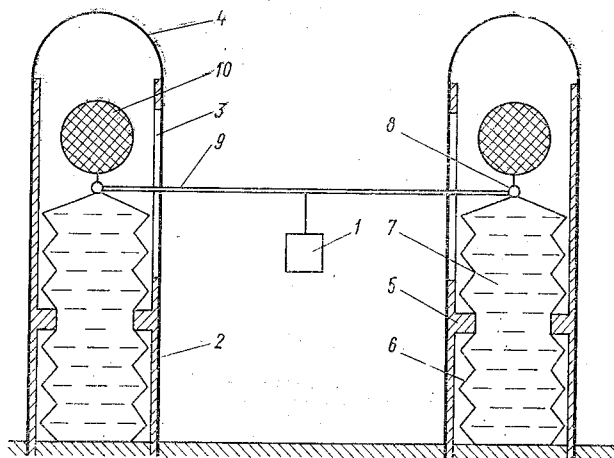


Схема донной станции, обеспечивающей постоянный горизонт измерения характеристик потока:

1 — регистратор направления течения потока; 2 — цилиндрические опоры; 3 — вертикальные прорези; 4 — крышки цилиндрических опор; 5 — внутренние ребра; 6 — сифоны; 7 — жидкий заполнитель; 8 — шарниры; 9 — штанга; 10 — поплавки для компенсации веса сифонов, штанги и регистратора направления течения потока

ЛИТЕРАТУРА

1. Залогин Б. С., Родионов Н. А. Устьевые области рек СССР. — М.: Мысль, 1969. — 312 с.
2. Игнатьев В. И., Усенков М. М. Устройство для измерения уровня водной поверхности. Авторское свидетельство № 637718, 1978.
3. Мусиенко Б. А., Подласов А. В., Фильчагов Л. П. Водозаборы оросительных систем и охрана природы. — Киев: Будівельник, 1982. — 116 с.
4. Руководство по гидрологическим исследованиям в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. — М.: Гидрометеиздаг, 1972. — 395 с.

ВОДОХОЗЯЙСТВЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ВЕРХНЕЙ ОБИ В СВЯЗИ С РАЗВИТИЕМ АГРОПРОМЫШЛЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

В соответствии с принятой Продовольственной программой страны, на предстоящий двадцатилетний период предусматривается ускорение мелиорации земель Кулундинской степи, а также осуществление работ по увеличению водности р. Карасук с последующей подпиткой оз. Чаны за счет стока вод Верхней Оби. Проведение указанных мероприятий будет способствовать интенсификации сельскохозяйственного производства в Западной Сибири, а также повысит рыбопродуктивность внутренних водоемов.

В настоящее время в Новосибирской области действует Ирменская оросительная система; строится Чеминская система и Кулундинский канал; проектируется переброска в реки Бурлу (Бурлинская оросительная система) и Карасук. Забор воды для орошения земель Кулундинской степи и подпитки оз. Чаны будет производиться из действующего Новосибирского водохранилища полезным объемом 4,40 км³.

В Алтайском крае успешно развивается Алейская оросительная система с забором воды из Гилевского водохранилища полезным объемом 0,47 км³, созданного на притоке Оби реке Алей.

Режим и объем суммарного водопотребления из Верхней Оби на нужды орошения приведены в табл. 1 и 2. Всего намечается забирать ежегодно к 1990 г. 0,8 км³ с увеличением до 1,92 км³ к концу века. Отбор стока для переброски в р. Карасук принят осторожно, только в избыточный период до 50 м³/с с мая по июль включительно. Ежегодные объемы отборов стока невелики по сравнению с располагаемыми водными ресурсами Верхней Оби в створе Новосибирской ГЭС (36 км³ в расчетном маловодном году). Однако, учитывая, что часть объемов отбора стока приходится на дефицитный по воде летне-осенний период, возникают определенные затруднения в обеспечении этих требований. Положение с обеспечением водопотребления на орошение усугубляется продолжающимися русловыми переформированиями в нижнем бьефе Новосибирского гидроузла, что приводит к увеличению расходов попусков из водохранилища по условиям поддержания уровней для нормальной работы водозаборов г. Новосибирска.

Водохозяйственные балансы стока Верхней Оби в створе Новосибирской ГЭС, разработанные для расчетного маловодного года обеспеченностью 95% к концу 1990 и 2000 гг., приведены в табл. 1 и 2. В приходной части балансов учтены потери воды

Водохозяйственный баланс стока р. Оби в створе Новосибирской ГЭС (в маловодный год обеспеченностью 95%) на 1990 г.

Таблица 1

Статьи баланса	Месяц, год												Годовой объем, км³
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	
Приходная часть													
1. Естественный приток брут- то Q_1 , м³/с	2140	3840	2010	1330	1440	846	670	456	266	256	237	218	36,0
2. Потери воды из водохра- нилища Q_2 , м³/с	+17	-30	-30	-30	-30	-30	-30		-2	-6	-9	-10	-0,50
3. Изменение притока под воздействием Гилевского водохранилища ΔQ_3 , м³/с	-51,2	-19,6	18,0	27,4	20,0	13,2	5,6	18	2,7	3,0	2,8	-1,0	0,10
4. Отбор стока на орошение Q_4 , м³/с	13,7	55,2	60,1	56,9	46,4	42,8	29,8	—	—	—	—	—	0,80
5. Отбор стока на переброску в р. Карасук и подпитку оз. Чаны Q_5 , м³/с	—	50	50	50	—	—	—	—	—	—	—	—	0,26
6. Зарегулированный приток нетто $Q_6 = Q_1 \pm Q_2 \pm \Delta Q_3 -$ $- Q_4 - Q_5$, м³/с	2092	3684	1888	1221	1384	786	616	474	267	253	231	209	34,5
Расходная часть													
7. Минимальные допустимые расходы попусков Q_7 , м³/с	980	1300	1300	1300	1300	1300	980	1160	520	520	520	520	30,8
8. Дефицит стока $Q_8 = Q_6 -$ $- Q_7$, м³/с				79		514	364	686	253	267	289	311	7,05
9. Избыток стока $Q_u = Q_6 -$ $- Q_7$, м³/с	1112	2384	588		84								4,40

¹ Избытки стока приведены с ограничением по величине полезной емкости Новосибирского водохранилища.

Таблица 2

Водохозяйственный баланс стока р. Оби в створе Новосибирской ГЭС (в маловодный год
обеспеченностью 95%) на 2000 г.

Статьи баланса	Месяц, год												Годовой объем, км³
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	
Приходная часть													
1. Естественный приток брут- то Q_1 , м³/с	2140	3840	2010	1330	1440	846	670	456	266	256	237	218	36,0
2. Потери воды из водохрани- нилища Q_2 , м³/с	+17	-30	-30	-30	-30	-30	-30	0	-2	-6	-9	-10	-0,50
3. Изменение притока под воздействием Гилевского водохранилища ΔQ_3 , м³/с	-60,3	-16,8	27,2	32,9	12,0	9,2	2,7	18,7	4,5	4,8	4,6	1,0	0,11
4. Изменение притока под воздействием Катунского водохранилища ΔQ_4 , м³/с	-30	-141	-414	-224	4	4	62	158	192	231	250	210	0,79
5. Отбор стока на орошение Q_5 , м³/с	31,8	137,1	147,2	337,0	105,8	103,4	68,1	—	—	—	—	—	1,92
6. Отбор стока на переброску в р. Карасук и подпитку оз. Чаны Q_6 , м³/с	—	50	50	50	—	—	—	—	—	—	—	—	0,26
7. Зарегулированный приток нетто $Q_7 = Q_1 \pm Q_2 \pm \Delta Q_3 \pm$ $\pm \Delta Q_4 - Q_5 - Q_6$, м³/с	2035	3465	1396	932	1320	726	637	633	460	486	483	419	34,2
Расходная часть													
8. Минимальные допустимые расходы пусков Q_8 , м³/с	1070	1300	1300	1300	1300	1300	1070	1230	570	570	570	570	32,0
9. Дефицит стока $Q_g = Q_7 -$ $- Q_8$, м³/с				368		574	433	537	110	84	87	151	6,27
10. Избыток стока¹ $Q_u = Q_7 -$ $- Q_8$, м³/с	965	2165	96		20								4,40

¹ Избытки стока приведены с ограничением по величине полезной емкости Новосибирского водохранилища.

из водохранилища на испарение и льдообразование, а также изменения в расходах р. Оби в результате регулирования стока выше-расположенным Гилевским водохранилищем на р. Алей и строящимся водохранилищем Катунской ГЭС на р. Катунь. Полезный объем его составит $3,44 \text{ км}^3$, ввод планируется после 1990 г.

Анализ водохозяйственных балансов показал следующее.

1. Дефицит стока Верхней Оби к 1990 г. даже при минимальном объеме отбора стока на переброску в р. Карасук составит $2,65 \text{ км}^3$.

2. С вводом Катунского водохранилища минимальные зимние расходы рек Катунь и Верхней Оби увеличатся примерно на $200 \text{ м}^3/\text{с}$. Поэтому несмотря на увеличение объемов отборов стока на орошение из водохранилища и пусков в нижний бьеф к 2000 г., дефицит стока к концу века снизится до $1,87 \text{ км}^3$.

3. Дефицит стока к 2000 г. может быть существенно снижен (до $0,9\text{—}1,0 \text{ км}^3$), если производить заполнение Катунского водохранилища в течение трех половодных месяцев (IV—VI) вместо четырех — по проекту.

4. Необходимо отметить, что принятый минимальный объем воды для переброски в р. Карасук в $0,26 \text{ км}^3$ не решает полностью проблемы рыбопродуктивности оз. Чаны и орошения земель вокруг него. Для этого необходимо осуществить подъем уровней озера на $1,5\text{—}2,0 \text{ м}$, что потребует при площади зеркала озера около 3000 км^2 переброски единовременного объема воды в $6\text{—}7 \text{ км}^3$.

5. Ликвидировать складывающийся дефицит стока можно только за счет создания регулирующих емкостей в бассейне Верхней Оби, в частности, за счет ускорения строительства каскада водохранилищ на р. Катунь.

УДК 556.167.048

Ф. А. ИМАНОВ (Ин-т географии АН АзССР)

РАСЧЕТ МИНИМАЛЬНОГО СТОКА ГОРНЫХ РЕК В ВЕГЕТАЦИОННЫЙ ПЕРИОД

Период вегетационного развития растений на территории Восточного Кавказа приходится на апрель—сентябрь и включает летне-осенний маловодный сезон, наблюдающийся на реках этой территории.

В результате водозаборов для обеспечения питьевого, хозяйственного, сельскохозяйственного и промышленного водопотреб-

ления естественный режим рек в рассматриваемом периоде искажается. Наибольшее влияние на речной сток оказывает забор воды на орошение сельскохозяйственных земель. Такое влияние особенно резко проявляется на малых реках зоны недостаточного увлажнения. Систематические водозаборы и интенсивное испарение с орошаемых земель нередко являются причиной пересыхания рек в вегетационном периоде. Это явление на исследуемой территории наиболее характерно для рек Ленкоранской области, юго-восточного склона Большого Кавказа и некоторых рек Малого Кавказа. В результате полного разбора речных вод лишь некоторые притоки Куры и Аракса доносят свои воды до устья.

В вегетационный период орошение приводит также к перераспределению меженного стока как по длине рек, так и во времени. В нижнем течении рек, где уровень грунтовых вод приближается к дневной поверхности, происходит выклинивание подземных вод в виде родников. Однако лишь некоторая часть этих вод поступает в ближайшие реки, а остальные воды заболачивают территорию или образуют искусственные водотоки — карасу. В связи с засушливостью климата равнинных и низменных районов, большая часть выклинивающихся на поверхность вод в летне-осенний сезон испаряется.

Анализируя работы, посвященные исследованиям различных характеристик минимального летне-осеннего стока горных рек, можно заметить, что в основе предложенных расчетных методов лежат зависимости величин минимального стока от одного или же нескольких косвенных факторов (средняя высота или площадь водосбора, глубина вреза русла) и различных стоковых характеристик (годовой сток, коэффициент естественной зарегулированности, меженный сток).

При этом большинство исследователей в качестве основного расчетного параметра применяют среднюю высоту водосбора, что обусловлено наличием вертикальной зональности в формировании и распределении минимального стока в горных районах. Подобные зависимости с достаточно тесной связью получены Г. Н. Хмаладзе и Р. И. Задорожной для рек горной Армении.

Нередко для одной и той же территории разные авторы рекомендуют различные расчетные методы. Например, для рек Восточного Азербайджана А. А. Тертеров связывает величину минимального стока с годовым стоком [6], а С. Г. Рустамов [5], Н. А. Велиев, А. О. Вагапов, Р. К. Клиге предлагают определять величину минимального стока (M) для отдельных районов этой территории по связи с высотой водосбора ($H_{\text{ср}}$).

На наличие этих зависимостей, но уже в условиях горной Грузии, указывал А. М. Владимиров. Однако, исследуя зависимости модуля минимального стока от средней высоты водосбора, Б. М. Кочиашвили удалось получить достаточно тесную связь лишь для 2 из 11 районов, выделенных им на территории Западного Закавказья. В дальнейшем на этой же территории

Т. Г. Габерадзе выделил уже 24 района, из которых лишь в 3 эти зависимости носят расчетный характер.

Следует отметить, что все подобные зависимости, полученные в результате исследования минимального стока рек отдельных горных районов СССР, носят локальный, реже региональный характер. Это связано с различием климатических, гидрогеологических и др. условий. Поэтому такие зависимости нельзя распространять не только на другие горные районы, но и нередко на другие части речных бассейнов, для которых они получены.

В некоторых работах, в частности [2], приводятся карты изолиний для определения минимального стока горных рек Кавказа. Но эти карты дают лишь представление об общих закономерностях пространственного распределения по территории различных характеристик минимального стока. В результате отсутствия необходимого количества данных в высокогорных частях бассейнов, изолинии проводятся нередко ориентировочно. Поэтому карты изолиний минимального стока в условиях горных районов в основном имеют обзорный характер и точность расчета по ним бывает недостаточной для решения практических задач.

В целом приходится сделать вывод о том, что до сих пор нет унифицированных методов расчета минимального стока рек горных районов. В работах [3, 7] имеются лишь общие указания, в основе которых также лежит использование зависимости $M = f(H_{ср})$. Таким образом, вопрос расчета минимального стока горных рек остается открытым.

При разработке методов расчета минимального стока неизученных рек, необходимо иметь ясное представление о его генезисе.

Анализ условий формирования речного стока в вегетационный период показывает, что он формируется как поверхностными, так и подземными водами. Однако в период минимального стока в формировании речного стока участвуют лишь подземные воды, за исключением рек, питающихся ледниками. При этом, динамика питания рек рассматриваемой территории в период минимального 30-дневного стока различна.

Для оценки условий формирования минимального летне-осеннего стока непересыхающих рек Восточного Кавказа построены графики связи минимальных расходов воды за периоды различной продолжительности с периодом их осреднения. Зависимости строились для двух характерных по водности лет (маловодный и средний по водности год). Всего было построено 400 графиков связи.

Произведена оценка исходных данных. Периоды естественного стока выделялись путем построения интегральных графиков связи минимального стока рек с нарушенным режимом и рек-аналогов. Полученные зависимости можно разбить на четыре группы (рис. 1), для которых построены типовые гидрографы за периоды минимального стока.

1-я группа зависимостей отличается стабильной величиной минимальных расходов воды за весь рассматриваемый период, что

обусловлено истощением запасов сезонных грунтовых вод в период отсутствия стокообразующих осадков. Кривые этой группы малочисленны и наблюдаются на некоторых реках Малого Кавказа и Ленкорани.

Для большинства рек характерны кривые 2-й группы, наблюдающиеся во всех районах исследуемой территории. Для них свойственно постоянное убывание минимальных расходов с уменьшением периода осреднения до определенного предела, о чем свидетельствует точка перегиба на графике. В течение десяти

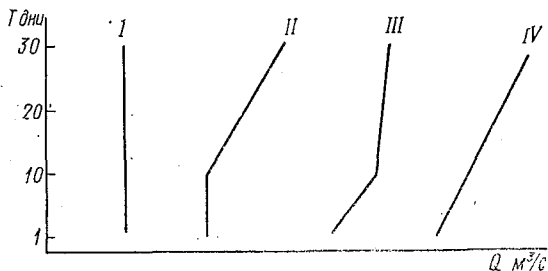


Рис. 1. Типовые графики связи минимальных расходов воды различной продолжительности с периодом их осреднения

и менее дней в реке устанавливаются одинаковые расходы воды, равные минимальному среднесуточному расходу. В этот период наблюдается наиболее устойчивое подземное питание рек из постоянных водоносных горизонтов.

Кривые 3-й группы имеют интенсивное изменение расходов воды при малом периоде осреднения, равном 8—12 суткам, при дальнейшем росте периода осреднения величина среднего расхода увеличивается очень незначительно, т. е. в реке устанавливаются устойчивые расходы воды.

Эти кривые чаще всего встречаются в маловодные годы на реках с невысокими отметками водосборов, для которых в летне-осенний сезон характерна довольно длительная межень.

Для кривых 4-й группы характерно постоянное увеличение среднего расхода с ростом периода осреднения. Эта группа кривых немногочисленна и встречается на реках бассейна р.р. Андийское — и Аварское — Койсу, где имеется ледниковое питание. Подобный характер кривых объясняется тем, что в течение всего теплого периода происходит постепенное таяние ледников. Вследствие постоянного поступления талой воды в эти реки периода устойчивого подземного питания в летне-осенний сезон на них не наблюдается.

Интенсивность истощения речного стока в рассматриваемый период может характеризоваться значениями коэффициентов, показывающих соотношения между суточными, декадными, 30-днев-

ными и месячными (календарными) величинами для отдельных районов. На основе анализа условий формирования минимального летне-осеннего стока, которые определяются в первую очередь гидрогеологическими и климатическими факторами и с учетом величин вышеуказанных коэффициентов на территории Восточного Кавказа выделено 12 районов.

Для выделенных районов построены зависимости минимального стока от средней высоты и площади водосбора ($M_{\min} = f(H_{\text{ср}})$, $M_{\min} = f(F)$ и $Q_{\min} = f(F)$): На основе анализа этих зависимостей были уточнены границы районов, которые в целом соответствуют границам ранее выделенных гидрологических районов, выполненных другими исследователями.

В качестве основной характеристики минимального стока принят 10-дневный минимальный сток. Это обусловлено тем, что величина минимального 10-дневного стока является более устойчивой характеристикой, чем минимальный суточный и 30-дневный сток, так как она в летне-осенний сезон на большей части исследуемой территории формируется исключительно за счет подземного стока из водоносных горизонтов гидравлически несвязанных с рекой. В формировании минимального 30-дневного стока в многоводные годы участвуют и поверхностные воды. Точность определения минимального суточного расхода, особенно на малых горных реках, часто бывает пониженной.

При построении вышеуказанных зависимостей использовались данные о стоке по 200 пунктам с периодом наблюдения от 10 до 56 лет.

Для основной части пунктов средний период наблюдения составляет 20—30 лет и включает не только средние по водности годы, но и маловодные, что указывает на достаточную надежность исходных данных.

В целом в горных районах зависимости вида $M_{\min} = f(H_{\text{ср}})$, $M_{\min} = f(F)$ и $Q_{\min} = f(F)$ могут быть разбиты на два типа, которые на примере двух районов Восточного Кавказа приведены на рис. 2.

Полученные зависимости для всех районов исследуемой территории, за исключением Талышского района, относятся к первому типу. Этот тип зависимостей характеризуется увеличением модуля минимального стока с ростом средней высоты водосбора и убыванием ее с возрастанием площади водосбора.

Для зависимостей второго типа наблюдается обратная связь модуля минимального стока от этих факторов.

Убывание модуля минимального 10-дневного стока рек, стекающих с Талышского хребта, с увеличением высоты водосбора обусловлено уменьшением в указанном направлении количества выпадающих осадков. Следует отметить, что и другие характеристики речного стока в этом районе распределяются аналогично [4].

Почти во всех районах рассматриваемой территории существует зависимость $M_{\min} = f(F)$, но далеко не всегда она может являться расчетной. Зависимости имеют вид гиперболы, т. е. с увеличением площади бассейна происходит уменьшение модуля минимального стока. Подобный вид кривых обусловлен тем, что реки Восточного Кавказа берут начало, как правило, высоко в горах в зоне наибольшего увлажнения и вниз по течению, несмотря

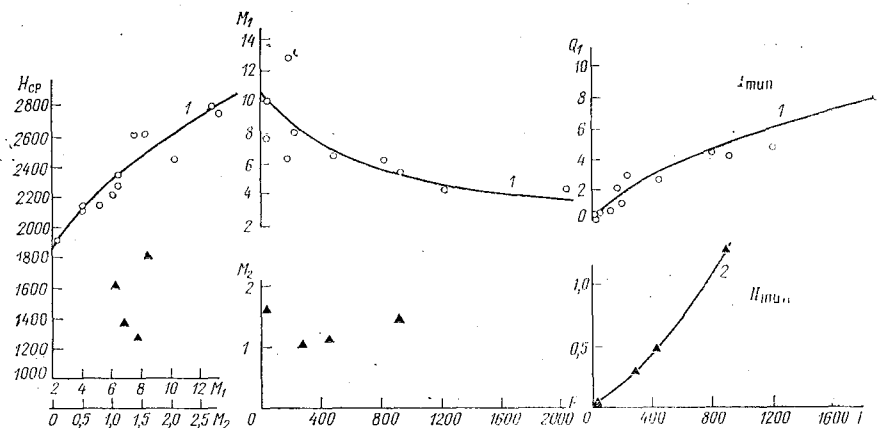


Рис. 2. Графики связи минимального стока (M, Q) с морфометрическими характеристиками (H_{cp}, F)

на возрастание площади бассейна, получают меньшее удельное подземное питание, так как в указанном направлении обычно увеличивается вес менее увлажненной части бассейнов. В этом же направлении происходит уменьшение дебита родников и их количества.

Для некоторых районов зависимости $M_{\min} = f(F)$ не имеют выраженного характера. При этом наибольший разброс отмечается для очень малых рек с площадью до 50 км², для которых влияние местных аazonальных факторов становится преобладающим.

Для Талышского района указанная зависимость имеет вид параболы.

Как для первого, так и для второго типа зависимостей, характерно увеличение минимальных 10-дневных расходов воды с ростом площади бассейна. Аналитическое выражение зависимостей $Q_{10} = f(F)$ имеет следующий вид:

$$Q_{10} = aF^n, \quad (1)$$

где Q_{10} — средний многолетний минимальный 10-дневный расход воды; F — площадь бассейна реки; a и n — параметры, характеризующие условия формирования минимального 10-дневного стока.

При увеличении интенсивности питания реки по ее длине редуцированный коэффициент n принимает значения больше 1,0 (второй тип), а при уменьшении — $n < 1,0$ (первый тип).

Полученные зависимости $Q_{10} = f(F)$ для всех выделенных районов носят расчетный характер и могут быть использованы для практических расчетов.

Эти результаты подтверждают высказывание А. М. Владимиров, что в условиях горных районов «обобщение минимального расхода воды по территории, хотя бы через связь с площадью бассейна, не менее правомерно, чем модуля минимального стока, поскольку расход воды в такой же мере, как и модуль, отражает особенности условий формирования минимального стока» [1].

В итоге можно сделать вывод о том, что при разработке методов расчета для определения минимального стока неизученных горных рек целесообразно совместно анализировать зависимости $M_{\min} = f(H_{\text{ср}})$, $M_{\min} = f(F)$ и $Q_{\min} = f(F)$, так как они взаимосвязаны. Такой анализ исключает получение ложных зависимостей. За расчетную принимается та зависимость, которая позволяет определять величину минимального стока неизученной реки с достаточной для практических расчетов точностью. При этом следует отметить, что для низкогорных районов, имеющих высоты местности до 1500—2000 м связь $Q_{\min} = f(F)$ обычно дает лучшие результаты, чем другие вышеуказанные зависимости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Владимиров А. М. Минимальный сток рек СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 213 с.
2. Владимиров А. М., Хмаладзе Г. Н. Минимальный сток рек Кавказа. — Тр. ГГИ, 1972, вып. 188, с. 273—282.
3. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. Л.: Гидрометеиздат, 1973. с. 64—69.
4. Рустамов С. Г. Реки Азербайджанской ССР и гидрологические особенности (на азерб. яз.), Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1960. — 194 с.
5. Рустамов С. Г. Экстремальные расходы рек Азербайджанской ССР. — Тр. Института Географии АН Азерб. ССР, 1961, т. X, с. 24—45.
6. Тертеров А. А. Меженный сток рек восточной части Азербайджана. — Тр. Зак. НИГМИ, 1968, вып. 30 (36), с. 9—20.
7. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик СИ 435—72, — Л.: Гидрометеиздат, 1972, — 17 с.

РОЛЬ РАЗМЕРОВ ВОДОТОКА В ФОРМИРОВАНИИ ТАЛИКА (С УЧЕТОМ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК)

Одним из хозяйственных мероприятий, обеспечивающих выполнение Продовольственной программы, является перераспределение стока северных и сибирских рек в Казахстан и Среднюю Азию. Такое масштабное воздействие на природную среду может повлечь за собой нарушение природного равновесия в низовьях рек. Эти районы мало изучены в гидрометеорологическом отношении. Причем самым малоизученным элементом, формирующим гидрологический режим, можно считать теплообмен с дном.

Прямые измерения градиентов температуры и термических характеристик в грунте дна водоема, требующие постановки специальных и трудоемких исследований, до настоящего времени отсутствуют. Поэтому теплообмен грунта с водными массами приходится определять исключительно расчетным путем [1].

Существующие методы расчета температурного поля в грунте дна водотока и теплообмена его с водными массами можно разделить на две группы. В одной из них в качестве исходных данных принимается известный ход во времени основных составляющих теплового баланса на поверхности воды, в другой — ход температуры придонных слоев воды, отождествляемый с ходом температуры поверхности грунта дна.

В первом случае температурное поле в грунте дна находится из совместного решения уравнений переноса тепла в воде и в грунте с условием теплового баланса на поверхности воды. Расчетные соотношения при этом громоздки и недостаточно надежны из-за сложной зависимости от многих факторов и, в частности, от турбулентного обмена в воде и от составляющих теплового баланса на поверхности.

Второй путь более простой и дает более надежные результаты, так как в расчетные соотношения входит лишь один параметр, характеризующий тепловые свойства грунта и измеренные значения придонных температур воды [1]. В этом случае температурное поле в грунте определяется из решения одномерного уравнения теплопроводности Фурье

$$\frac{\partial T_r}{\partial t} = h_r \frac{\partial^2 T_r}{\partial z^2} \quad (1)$$

с граничными условиями

$$\left. \begin{aligned} z = 0 \quad T_r &= \theta_r(t) \\ z = \infty \quad T_r &= \text{const}, \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

где k — коэффициент молекулярной теплопроводности грунта; T_r — температура грунта; t — время.

Начало координат расположено на поверхности грунта, ось направлена вертикально вниз от поверхности вглубь грунта.

Методы расчета теплообмена воды с грунтом дна основаны на использовании уравнения (1) с условиями (2), отличаются в основном характером аппроксимации хода температуры поверхности грунта и выбором начального распределения температуры по глубине грунта.

О. Девик [2], применяя один из первых теорию распределения тепловых волн, представил годовой ход температуры ложа в виде ряда Фурье, состоящего из суммы косинусоид. Однако пользование этим методом приводит к необходимости весьма громоздких вычислений, связанных с определением коэффициентов ряда.

В работе [3] Д. Н. Бибикив и Н. Н. Петруничев для определения теплообмена с грунтом дна по уравнению (1) приводят метод конечных разностей, который отличается большей простотой и наглядностью. При этом начальные распределения температур авторы [3] определяют, аппроксимируя годовой ход температур придонных слоев косинусоидой. Дальнейший расчет ведется методом конечных разностей, принимая на поверхности уже значения фактических температур воды.

В методе, предложенном К. И. Россинским [4], фактический ход температуры поверхности грунта определяется внутри некоторого интервала времени, а начальное распределение температуры в грунте принимается равным нулю, но относится этот момент в «неопределенно отдаленное прошлое». Тепловой поток на поверхности грунта, получаемый из решения уравнения (1), представляется в виде ступенчатой кривой, по которой затем проводится плавная кривая. Такая аппроксимация более соответствует зимнему ходу температуры воды под ледяным покровом, но для летнего периода может приводить к существенным ошибкам [1].

В работе [5] А. А. Пивоваров исключает эти недостатки и получает простые и надежные расчетные соотношения для определения температурного поля в грунте, исходя из того, что волны годового периода, распространяющиеся с поверхности грунта, проникают лишь до некоторой глубины, ниже которой температура практически остается постоянной и равной средне-многолетней температуре придонных слоев воды.

В работе [6] авторы, не останавливаясь подробно на рассмотрении методов расчета теплообмена с грунтом, отмечают, что при пользовании всеми методами возникает необходимость заранее задавать ход придонной температуры воды, причем при одинаковой неточности в задании температуры воды ошибка в определении потока тепла от грунта дна больше, чем при определении других составляющих теплового баланса. Поэтому на практике часто удобнее заранее назначать величину теплопотока от дна, не производя вычислений. Значение этого теплопотока для различных широт местности и месяцев подсчитаны А. П. Брасловским [7], табл. 1.

Таблица 1

Теплоотдача грунта ($\bar{S}_{\text{дн}}$ ккал/м²·ч)

Широта, град	Месяц												Сумма
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
30	10	6	-3	-15	-12	-12	-8	-4	2	11	12	13	0
40	8	5	1	-11	-12	-12	-8	-4	2	10	11	10	0
50	5	3	3	-5	-12	-12	-9	-3	3	9	11	8	0
60	4	2	2	0	-11	-12	-9	-3	4	8	9	5	-1
70	3	2	2	2	-8	-13	-10	-3	5	8	8	3	-1

Во всех рассмотренных работах теплообмен водных масс с грунтом дна определяется по вычисленному температурному полю под водотоком, при этом предполагается, что температурные волны проникают лишь до некоторой глубины, на которой температура остается практически постоянной и равной среднемноголетней температуре придонных слоев воды [1].

При таком подходе получается, что любая река, независимо от широты места, в течение года получает столько же тепла, сколько и отдает грунту дна. Это наглядно видно из табл. 1, если просуммировать величины теплотопококов по строкам.

В настоящей работе теплообмен с грунтом дна определяется с учетом стационарного температурного поля под водотоком, которое определяется по формуле (3)

$$T_{\text{ст}}(x, z) = \frac{T_{\text{в}} - T_{\text{з}}}{\pi} \arctg \frac{x^2 + z^2 - b^2}{2bz} + gz + T_{\text{з}}, \quad (3)$$

где $T_{\text{в}}$ — среднемноголетняя температура воды у дна; $T_{\text{з}}$ — среднемноголетняя температура Земли на уровне нулевых годовых амплитуд; x, z — координаты; b — половина ширины реки; g — геотермический градиент в данном районе.

Под серединой водотока, при $X = 0$, формула (3) переписывается

$$T_{\text{ст}}(z) = \frac{T_{\text{в}} - T_{\text{з}}}{\pi} \arctg \frac{z^2 - b^2}{2bz} + gz + T_{\text{з}}. \quad (4)$$

Если ввести в рассмотрение «среднегодовой поток тепла», то

$$\bar{S}_{\text{дн}} = \lambda_{\text{г}} \left. \frac{dT_{\text{ст}}(z)}{dz} \right|_{z=0} = \lambda_{\text{г}} \left[-\frac{T_{\text{в}} - T_{\text{з}}}{\pi} \cdot \frac{2}{b} + g \right]. \quad (5)$$

Как видно из формулы (5), $\bar{S}_{\text{дн}}$ существенно зависит от ширины реки. При известных значениях $T_{\text{в}}$, $T_{\text{з}}$, $\lambda_{\text{г}}$ зависимость $\bar{S}_{\text{дн}}$ от b приведена на рис. 1.

Так как $\bar{S}_{\text{дн}}$ существенно зависит от b , возможно предположить, что теплообмен водотока с грунтом дна также будет зависеть от b . Поэтому при определении температуры под водотоком на уровне нулевых годовых амплитуд нами принималась температура, рассчитанная по формуле (4), а не среднегодовое значение температуры воды у дна, как принималось в рассмотренных работах.

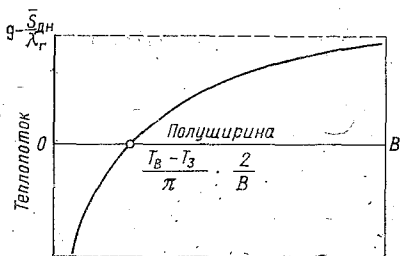


Рис. 1. Зависимость теплопотока вода—грунт ложа от ширины водотока

Вольно, сравнить полученные значения теплопотоков с таблицей Браславского достаточно сложно, тем более, что в эти таблицы данные величины в явном виде не входят. Результаты расчета теплоотдачи приведены в табл. 2.

Как отличаются температурные стационарные поля в ложе водотока, видно на рис. 2, 3. После вычисления температуры грунта на уровне нулевых годовых амплитуд расчет теплообмена с грунтом дна был проведен нами методом разностей по явной схеме с граничными условиями первого рода. Так как при расчете значения параметров $T_{\text{в}}$, $T_{\text{з}}$, λ , g были выбраны произ-

Теплоотдача грунта (по данным авторов)

Таблица 2

Ширина, м	Месяц											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
10	0,16	0,19	-0,01	0,01	-0,10	-0,41	-6,67	-1,61	-1,13	1,90	0,61	0,55
50	0,40	0,43	0,23	0,26	0,14	-0,17	-6,42	-1,36	-0,88	2,15	0,86	0,80
100	0,55	0,58	0,39	0,41	0,30	-0,01	-6,26	-1,21	-0,75	2,31	1,01	0,96
500	0,74	0,77	0,58	0,60	0,49	0,18	-6,07	-1,01	-0,53	2,51	1,21	1,16
1000	0,77	0,80	0,61	0,63	0,52	0,21	-6,04	-0,98	-0,50	2,54	1,24	1,19
5000	0,79	0,82	0,63	0,65	0,54	0,23	-6,02	-0,96	-0,48	2,56	1,26	1,21
10000	0,79	0,83	0,63	0,66	0,54	0,23	-6,01	-0,96	-0,48	2,56	1,27	1,21
50000	0,80	0,83	0,63	0,66	0,55	0,24	-6,01	-0,96	-0,47	2,56	1,27	1,22

В заключение можно отметить, что изложенная методика расчета теплообмена водотока с ложем позволяет в каждом конкретном случае определить наличие или отсутствие талика. Это особенно важно при дноуглубительных работах на судоходных реках Севера. Например, из рис. 2 и 3 следует, что талик имеется при ширине водотока, равной 200 м, а при ширине 2000 м его нет для одних и тех же гидрометеорологических условий.

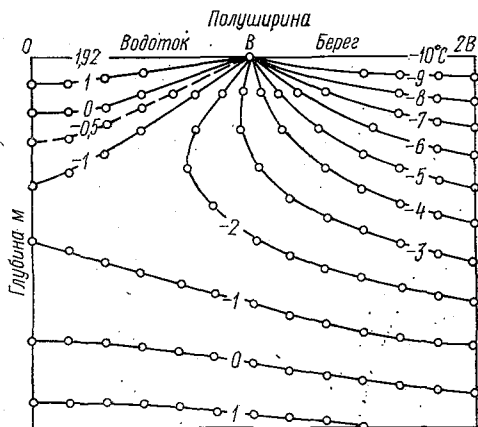


Рис. 2. Стационарное температурное поле в сечении ложа водотока при его ширине 200 м

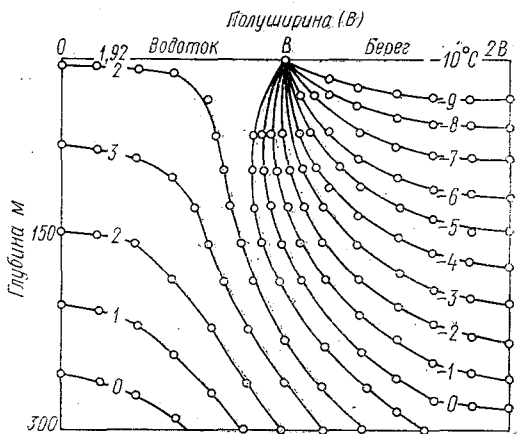


Рис. 3. Стационарное температурное поле в сечении ложа водотока при его ширине 2000 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пивоваров А. А. Термика замерзающих водоемов. — М.: изд. Моск. ун-та, 1972. — 140 с.
2. Девик О. Термические и динамические условия ледообразования применительно к Норвегии. Publikasjoner Y. IX № 1. — Oslo, 1931.
3. Бибиков Д. Н., Петруничев П. Н. Ледовые затруднения на гидростанциях. — М.—Л.: Госэнергоиздат, 1950. — 159 с.
4. Крицкий С. И., Менкель М. Ф., Россинский К. И. Зимний термический режим водохранилищ, рек и каналов. — М.: Госэнергоиздат, 1947. — 392 с.
5. Пивоваров А. А. Метод предвычисления зимнего хода средней по вертикали температуры воды водохранилищ. — В кн.: Тр. III Всесоюз. Гидрологич. съезда, т. 4. — Л.: Гидрометеиздат, 1959, с. 228—237.
6. Готлиб Я. Л., Жидких В. М., Сокольников П. М. Тепловой режим водохранилищ гидроэлектростанций. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 203 с.
7. Браславский А. П., Викулина З. Л. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. — Л.: Гидрометеиздат, 1964. — 212 с.
8. Проскуряков А. Б. Построение математической модели стационарных температурных полей и ее исследование. — В кн.: Методы оценки влияния изъятия стока на гидрометеорологический режим северных районов. — Л., изд. ЛПИ, 1982, с. 115—124.

УДК 624.145.8.001.24

В. П. БЕРДЕННИКОВ, С. Д. ВИННИКОВ (ЛГМИ)

К ДАЛЬНЕЙШЕМУ РАЗВИТИЮ МЕТОДИКИ РАСЧЕТА ВОЗДЕЙСТВИЯ РАЗДРОБЛЕННОГО ЛЬДА НА БЕРЕГА И СООРУЖЕНИЯ

Под руководством профессора Б. В. Проскурякова на кафедре водных исследований ЛГМИ в течение ряда лет выполнялись исследования, внесшие существенный вклад в методику расчета давления льда при его сжатии, напряженного состояния раздробленного льда в заторах, толщины зажорного и заторного льда, давления раздробленного льда на берега и гидротехнические сооружения и др. Некоторые из положений этих методик опубликованы [1—3], но другие оформлялись лишь отчетами [4, 5, 8—10]. Поэтому ряд положений, не публиковавшихся ранее, и является основным содержанием настоящей работы, в частности, здесь рассмотрены следующие вопросы: о напряжениях и толщине поля раздробленного льда при распределенных и комплексных нагрузках; об уточнении расчета касательных напряжений в ледяном покрове, обусловленных действием ветра и подледным течением и др.

1. Основные положения

При анализе напряженного состояния поля раздробленного льда выбирается некоторый элемент и рассматриваются действующие на него внешние и внутренние силы. Грани этого элемента ориентируются по главным направлениям, характеризующимся тем, что нормальные напряжения вдоль этих линий имеют экстремальные значения, а касательные — равны нулю. Полученная нами система уравнений (1), предназначенная для описания напряженного состояния затора, имеет принципиально новый смысл по сравнению с известной системой уравнений Ламе—Максвелла, записанной также в главных напряжениях. Различие состоит, во-первых, в том, что система уравнений Ламе—Максвелла не замкнута и может быть решена только после определения экспериментальным путем некоторых характеристик. Во-вторых, система уравнений Ламе—Максвелла применима только для решения плоских задач.

Переходя к разработке методики расчета давления раздробленного льда при его сжатии, заметим, что она может быть применена и ко льду зажоров.

В настоящее время во всех схемах расчета напряженного состояния льда заторов и зажоров принято считать напряжения, независящими от толщины масс льда в различных точках рассматриваемого поля, т. е. решается плоская задача. Кроме того, полагают, что неизменной по всему рассматриваемому полю является и толщина раздробленного льда. В реальных же условиях заторы и зазоры на реках формируются с переменной толщиной и она изменяется даже на порядок. Чтобы избежать больших трудностей, связанных с решением пространственной задачи, в работе [1] было предложено перейти к так называемой плановой задаче. Как отмечалось выше, плановая задача характеризуется тем, что напряжения, возникающие в раздробленной массе льда, зависят от толщины этой массы в каждой точке рассматриваемого поля.

Уравнения плановой задачи имеют следующий вид:

$$\left. \begin{aligned} \frac{d\sigma_1}{dS_1} + \frac{\sigma_1}{h} \frac{dh}{dS_1} + \frac{\sigma_1}{dS_2} \frac{d}{dS_1} (dS_2) &= \frac{\sigma_2}{\rho_2}, \\ \frac{d\sigma_2}{dS_2} + \frac{\sigma_2}{h} \frac{dh}{dS_2} + \frac{\sigma_2}{dS_1} \frac{d}{dS_2} (dS_1) &= \frac{\sigma_1}{\rho_1}, \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

где σ_1 и σ_2 — главные нормальные напряжения; h — толщина; S_1 и S_2 — криволинейные координаты, выбираемые вдоль траекторий соответствующих главных нормальных направлений; ρ_1 и ρ_2 — радиусы кривизны траекторий главных нормальных напряжений. Получение общего аналитического решения системы (1) сопряжено со значительными математическими трудностями. Тем не менее, как будет показано ниже, для большого

числа задач может быть получено решение этой системы в конечных разностях. При этом отметим, что уравнения (1) не содержат каких-либо физических характеристик среды, к описанию напряжений в которой они применяются. Следовательно, эти уравнения универсальны и применимы для любых сыпучих сред, в том числе и к раздробленному льду, который принято относить к сыпучим средам.

Выполненные специальные экспериментальные исследования с типично сыпучей средой (гранулами полистирола), применяемой для моделирования заторных и зажорных явлений, показали, что при сжатии плавающей сыпучей среды (раздробленного льда) главное нормальное напряжение может быть выражено в первом приближении зависимостью [3]:

$$\sigma_1 = ah, \quad (2)$$

где a — постоянная, являющаяся характеристикой среды, зависящая от объемного веса, размера гранул, их формы и т. п. Этой характеристике дано название коэффициента устойчивости плавающего слоя среды. Численные значения этого коэффициента были получены для сред из гранул льда и материалов, моделирующих лед [3, 5]. Определение же значений этого коэффициента для заторного или зажорного льда в натурных условиях сопряжено со значительными трудностями. В связи с этим была выполнена оценка значений a косвенным путем [8] следующим образом.

Согласно действующим СНиП [6] устанавливаем, что при зажорном льде толщиной, например, $h = 5$ м, усилие, создаваемое при прорезании его русловой опорой, будет составлять $60 \cdot 10^4$ Н/м фронта сооружения. Тогда согласно зависимости (2) получаем $a = 2,4 \cdot 10^4$ Н/м³.

Указанное значение коэффициента устойчивости плавающего слоя раздробленного льда следует рассматривать как наибольшее из возможных. Реальные же значения этого коэффициента могут, по-видимому, широко варьировать. Поэтому этот вопрос нуждается в дальнейших исследованиях.

2. Внешние силы, действующие на поле раздробленного льда

В соответствии с традиционными представлениями о ледяном покрове, сложившимися из наблюдений на водоемах и равнинных реках, верхнюю и нижнюю поверхности льда считают ровными плоскостями. В этом случае касательное напряжение, возникающее на поверхности льда от действия ветра, характеризуется квадратичной зависимостью от его скорости. При этом ветровой коэффициент β варьирует очень незначительно. Подобное можно сказать и о подледном потоке и коэффициенте его трения. В действительности же на поверхностях поля раздробленного льда наблюдается выраженный рельеф, а это приводит к необходимости переоценки сил трения на рассматриваемых поверхностях. А для

определения величины коэффициента β следует исходить из положений теории пристеночных турбулентных течений, в которой определяющим фактором является высота выступов шероховатости подстилающей поверхности. В случае раздробленного льда эта величина поддается оценке путем натурных наблюдений. В работе [4] рассмотрено современное состояние этого вопроса применительно к ледяному покрову и получено следующее расчетное выражение для коэффициента β ($H \cdot c^2/m^4$):

$$\beta = \frac{0,2}{\left(\ln \frac{z}{\Delta}\right)^2}, \quad (3)$$

где z — высота измерения скорости ветра; Δ — высота выступов шероховатости.

Переходя к оценке сил трения подледного потока о нижнюю поверхность поля раздробленного льда отметим, что в настоящее время достоверных сведений о ее рельефе еще нет, поскольку эта поверхность скрыта от наблюдателя. Можно не сомневаться лишь в том, что она подвержена весьма резким изменениям с течением времени в связи с имеющими место подвижками льда во время его торошения. Принимая в первом приближении величину выступов шероховатости нижней и верхней поверхностей всторошенного льда равными, можем определить касательное напряжение, развиваемое подледным потоком, по зависимости

$$\tau = \frac{\gamma v^2}{C^2}, \quad (4)$$

где γ — удельный вес воды; v — скорость течения потока; C — коэффициент Шези.

При этом следует иметь в виду, что величина выступов шероховатости заторного и зажорного льда может быть сравнима с гидравлическим радиусом. Поэтому коэффициент Шези необходимо вычислять по зависимости [7], полученной для потоков с повышенной шероховатостью русла:

$$C = 3,82 \sqrt{2g} \left(\frac{R}{\Delta}\right)^{0,75}, \quad (5)$$

где R — гидравлический радиус; Δ — высота выступов шероховатости.

Решая совместно зависимости (4) и (5), получим

$$\tau = 35 \left(\frac{\Delta}{R}\right)^{0,35} v^2 \text{ Н/м}^2. \quad (6)$$

3. Поле главных нормальных напряжений и толщины льда

Основной задачей механики льда заторов и зажоров является расчет поля главных нормальных напряжений. С этой целью нами разработан приближенный графо-аналитический метод расчета, содержащий элемент подбора ответа. Эти напряжения в заторном и зажорном льде возникают при действии на него различных нагрузок. Условно все задачи механики раздробленного льда по роду действия внешних нагрузок можно разделить на задачи при распределенной и при краевой нагрузках. К распределенным нагрузкам относятся такие, которые возникают при действии на ледяной покров ветра и подледного течения. Краевую же нагрузку определяет силовое воздействие на верхнем граничном поперечнике затора или зажора. Задача при краевой нагрузке подробно рассмотрена в работе [2], поэтому ниже рассмотрим задачу только при распределенной нагрузке.

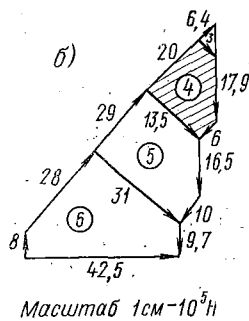
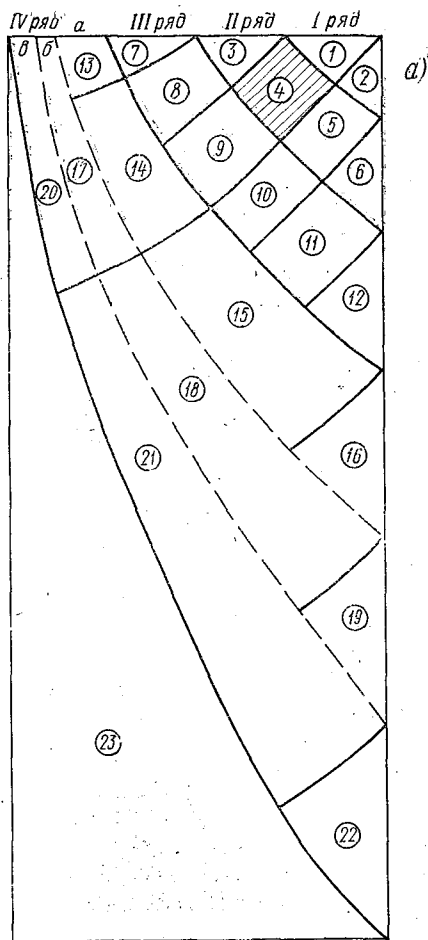
Пусть имеем прямоугольное поле раздробленного льда длиной L и шириной $0,5 B$ (рисунок, a). На рисунке показана только одна половина поля, так как задача симметрична относительно продольной оси. Разобьем передний поперечник выделенного поля на отрезки так, чтобы они служили началом строящейся ортогональной сетки. Линии ортогональной сетки, соответствующие первым главным нормальным напряжениям σ_1 , выходят из точек разбиения переднего поперечника и нормально к нему, а подходят к береговой линии под углом 45° . Линии, соответствующие вторым главным нормальным напряжениям σ_2 , проводятся ортогонально к первым.

На элементы ортогональной сетки, образовавшиеся при этом построении, действуют касательные силы распределенной нагрузки, пропорциональные площади элементов, и нормальные, приложенные к граням элементов. Кроме того, на гранях элементов, примыкающих к береговой линии, действуют еще и касательные силы трения. Правильность построения ортогональной сетки проверяется на баланс моментов вращения всех действующих сил относительно какого-либо центра вращения.

После того как будут определены для рассматриваемого поля значения нормальных сил в первом главном направлении — P_1 , отнесенные к серединам граней элементов, выполняется расчет толщины льда в заторе по зависимости (2), левую и правую части которой предварительно домножим на hb :

$$h = \sqrt{\frac{P_1}{ab}}, \quad (7)$$

где b — размер грани элемента; $P_1 = \sigma_1 hb$ — сила в первом главном направлении.



Пример расчета напряжений при сжатии раздробленного льда
распределенной нагрузкой:

а — ортогональная сетка главных нормальных напряжений;
б — пример силовых многоугольников II ряда

4. Примеры решения задач о ледовых нагрузках

Напряженное состояние зазорного льда при распределенной нагрузке

Необходимость расчета нагрузок от зазорного льда при предельной нагрузке возникла, в частности, в связи с эксплуатацией мостового перехода на р. Неве. Рассмотрим расчет напряжений на участке длиной $L = 500$ м, шириной $B = 400$ м. При скорости течения подо льдом $v = 2,12$ м/с. Визуальные наблюдения за верхней поверхностью зазора и сопоставление ее рельефа с рельефом нижней поверхности, позволяют предполагать высоту выступов шероховатости на нижней поверхности зазора $\Delta = 1,25$ м. Гидравлический радиус потока подо льдом при общей глубине на участке 9 м и толщине зазора 4 м $R = 2,5$ м.

Теперь, обращаясь к формуле (6), найдем касательное напряжение $\tau = 125$ Н/м².

Перейдем к расчету напряжений в зазоре, обращаясь к ортогональной сетке главных нормальных напряжений, приведенной в третьем разделе настоящей работы. Для этого определим значения сил, действующих на отдельные элементы этой сетки. В качестве примера рассмотрим элемент № 4, расположенный во втором ряду (на рисунке, *а* и *б* он заштрихован). Площадь этого элемента в натуре $\omega = 1430$ м². Тогда действующая на него распределенная нагрузка получится равной $179 \cdot 10^3$ Н. После определения нагрузки на все элементы ортогональной сетки переходим к построению силовых многоугольников (на рис. 1, *б* представлены силовые многоугольники второго ряда).

Построение силовых многоугольников выполняется в порядке их нумерации. Поэтому, когда приступаем к построению силового многоугольника, например, для элемента № 4, из предшествующих расчетов нам известны по величине и направлению две силы: со стороны элемента № 1 — сила $6 \cdot 10^4$ Н, а со стороны элемента № 3 — сила $7 \cdot 10^4$ Н.

Векторы обеих сил, а также вектор вышеуказанной распределенной нагрузки показаны на силовом многоугольнике (рисунок, *б*). Величины двух других сил, нормальных к следующим двум граням элемента № 4, неизвестны, но известны их направления. Поэтому, если проведем лучи, соответствующие этим направлениям до их взаимного пересечения, то на диаграмме определим и величину этих сил: $19,9 \cdot 10^4$ и $20 \cdot 10^4$ Н.

После того, как силовые многоугольники ряда построены, вычисляются моменты вращения относительно выбранного центра. Если баланс моментов имеет место, то построение ортогональной сетки выполнено правильно. В противном случае сетку следует перестроить таким образом, чтобы длина отрезка по береговой линии рассматриваемого ряда в зависимости от требований задачи увеличивалась или уменьшалась. Затем силовые многоугольники для этого ряда рассчитываются заново, а проверка баланса моментов вращения повторяется.

**Давление поля раздробленного льда на ледоудерживающую запань,
расположенную на участке со сходящимися берегами**

Верхний бассейн Киевской гидроаккумулирующей электростанции имеет суточный цикл наполнения и сработки. По этой причине ледяной покров в бассейне имеет слабую связь с берегами. Следовательно, воздействие ветра на лед может передаваться на ледоудерживающее сооружение (запань). Чтобы уменьшить эту нагрузку, ледоудерживающую запань располагают в горловине бассейна в таком месте, чтобы между запанью и основным массивом льда был участок со сходящимися берегами. Тогда находящийся на этом участке раздробленный лед будет в значительной степени гасить эту нагрузку.

Напряженное состояние льда на участке со сходящимися берегами рассчитывается при комплексной нагрузке, которую составляет: во-первых, давление от дрейфующего ледяного массива с размерами 1250×450 м; во-вторых, от распределенной нагрузки, вызванной трением подледного потока, скорость которого составляет 0,8 м/с.

В результате выполненных расчетов, подробно описанных в работе [9], получено наряду со средней величиной давления на запань также и его распределение по поперечнику. Рассчитанное давление незначительно отличается от проектного. Что же касается максимальной нагрузки в зоне берегового звена запани, то расчетное давление здесь оказалось равным $256 \cdot 10^3$ Н, в то время как проектное значение составляет $207 \cdot 10^3$ Н. В связи с этим отметим, что в практике эксплуатации ГАЭС действительно имел место случай аварии, выразившейся в затоплении берегового звена запани в результате действия ледовой нагрузки.

**Напряженное состояние поля раздробленного льда на участке
с полузапрудами**

Весьма ответственным моментом при строительстве русловых ГЭС является пропуск льда в период строительных работ. В связи с этим выполнялись расчеты и модельные исследования типовой схемы прорана (т. е. участка с полузапрудами, расположенным на обоих берегах реки) при действии на поле льда краевой нагрузки. Модельное поле имело размеры: длину $L = 1,0$ м, ширину $B = 1,4$ м. Материалом, моделирующим лед, служил гранулированный полистирол с удельным весом $\gamma = 9 \cdot 10^3$ Н/м³. Коэффициент трения гранул $\operatorname{tg} \varphi = 0,55$.

В результате расчетов, выполненных для модели, получено поле главных нормальных напряжений, а также переменные толщины «льда» [10]. Толщины «льда», полученные в эксперименте, имеют удовлетворительное совпадение с расчетными значениями для модели.

Напряженное состояние и толщина поля раздробленного льда в зоне цилиндрической опоры

В числе задач, с которыми имеют дело ледотехники, не последнее место занимает вопрос о напряжениях в раздробленном ледяном покрове в зоне вертикальной цилиндрической опоры. Поэтому эта задача решена графоаналитическим методом и одновременно выполнены экспериментальные исследования на модели.

Модельное поле имело длину $L = 1,1$ м и ширину $B = 1,0$ м. Материалом, моделирующим лед, служил гранулированный полистирол. Начальная толщина его слоя составляла $h_0 = 0,05$ м. Коэффициент трения $\operatorname{tg} \varphi = 0,50$. Исследования выполнены при краевой нагрузке, равной $5,0$ Н. Их описание представлено в работе [5].

После приложения нагрузки измерялись в разных точках исследуемого поля как напряжения, так и толщины «льда». Расчетные значения толщин «льда» сопоставлены с измеренными в эксперименте.

Расчет напряженного состояния ледяного покрова восточной части Финского залива

В период зимних наводнений нагрузка на ледяной покров Финского залива определяется ветром западного направления. Она достигает большой величины вследствие высокой скорости ветра и значительной длины ледяного покрова, над которым он проходит. Последнее приводит к накапливанию касательных напряжений по его длине. Рельеф поверхности этого покрова характеризуется наличием застрогов высотой $\Delta = 0,5$ м.

Согласно зависимости (5) значение ветрового коэффициента $\beta = 2,2 \cdot 10^{-2} \text{ Н} \cdot \text{с}^2/\text{м}^4$. Скорость ветра в период наводнений может составить 30 м/с, что даст величину касательного напряжения $\tau = 20 \text{ Н}/\text{м}^2$.

Акваторию восточной части Финского залива (около 10^8 м^2) ввиду его сложной конфигурации следует разбить на 3 участка: участок *А* длиной $3 \cdot 10^4$ м от створа Шепелевского маяка до створа, проходящего через северную оконечность о. Котлин, участок *Б* длиной $1,8 \cdot 10^4$ м, расположенный в Северных воротах залива, участок *В* длиной $0,65 \cdot 10^4$ м, расположенный в Южных воротах залива. В связи с этим разбиением акватории Финского залива принято, что на ледяной покров на участке *А* действует распределенная нагрузка от ветра, а на участках *Б* и *В* как распределенная, так и краевая нагрузка со стороны ледяного покрова участка *А*.

Ширина участка *А* составляет $1,9 \cdot 10^4$ м. При построении ортогональной сетки по методике, изложенной выше (раздел 3), половина ширины первого поперечника разбивается на 4 отрезка. Из точек разбиения первого поперечника и нормально к нему отхо-

дят линии первых главных нормальных напряжений. Затем проводятся линии вторых главных нормальных напряжений.

Полное описание решения этой задачи дано в работе [9].

В результате выполненных расчетов получено, что на последнем поперечнике участка *A* нагрузка составляет $32,2 \cdot 10^4$ Н/м.

Наводнения наблюдаются в первую половину зимы, когда толщина ледяного покрова еще незначительная: $h = 0,25$ м. Полученная же нагрузка $32,2 \cdot 10^4$ Н/м превышает критическую, соответствующую этой толщине ледяного покрова. Поэтому на участках *B* и *B* ледяной покров будет раздробленным. Расчеты, выполненные по описанной выше методике для участков *B* и *B*, дали наибольшую возможную ледовую нагрузку на сооружение защиты Ленинграда в районе Северных ворот $36,9 \cdot 10^4$ Н/м, а Южных — $31,4 \cdot 10^4$ Н/м.

Ледовая нагрузка от раздробленного льда на затворы судопропускных отверстий сооружения защиты Ленинграда

Результаты расчета, полученные при рассмотрении предыдущего примера, позволяют оценить толщину поля раздробленного льда по зависимости (2) в зоне судопропускных отверстий Северных ворот. Она составляет 3,4 м. Заслуживает внимания и вопрос о воздействии раздробленного льда на затворы судопропускных отверстий.

Согласно проекту вдоль морского канала на протяжении 260 м будут сооружены молы (западный и восточный). Эти молы окажут на затворы некоторое защитное действие от ледовой нагрузки.

В работе [8] выполнен пример расчета защитного действия молов. При этом для поля, по длине ограниченного молами, на переднем поперечнике задавалось давление, оказываемое в целом на защитное сооружение — $36,9 \cdot 10^4$ Н/м. С учетом потерь на трение о продольные стенки (молы) установлено, что на заднем поперечнике поля, т. е. непосредственно на затворе, величина нагрузки на погонный метр составляет $11 \cdot 10^4$ Н/м².

ЛИТЕРАТУРА

1. Proskuryakov B. V., Berdennikov V. P., Vinnikov S. D. A method for calculating stresses and thickness of ice jams due to hummocking. Int. Ass. for Hydr. Res. Symp. on ice Probl. Sweden, 1978, p. 571—577.
2. Проскуряков Б. В., Берденников В. П., Винников С. Д. Расчет напряженного состояния и толщины заторного льда на реках. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1981, вып. 74, с. 128—197. (ЛГМИ).
3. Винников С. Д. Исследование формирования ледяного затора на модели русла. Труды координационных совещаний по гидротехнике, 1976, вып. III, с. 68—72.
4. Расчет напряжений при сжатии ледяного покрова и навалов льда на берега и гидросооружения (отчет). Инв. № 02823019029, ЛГМИ, Винников С. Д., Берденников В. П. Л., 1981. 72 с.

5. Методика расчета нагрузок на ледозадерживающие сооружения ГАЭС при переменной толщине скоплений раздробленного льда (отчет). Инв. № Б833830. ЛГМИ, Винников С. Д., Берденников В. П., Л., 1979. — 81 с.
6. СНиП, П-57-75. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). — М.: Стройиздат, 1976. — 41 с.
7. Полтавцев В. И., Соколова В. А. Об уточнении зависимости для расчета гидравлических сопротивлений в русловых потоках с повышенной шероховатостью. Межвузовский сборник, изд. ЛПИ, 1978, вып. 67, с. 62—73 (ЛГМИ).
8. Расчет напряжений при сжатии ледяного покрова и навалов льда на берега и гидросооружения (отчет). Инв. № 0038988, ЛГМИ, Винников С. Д., Берденников В. П., Л., 1982. — 80 с.
9. Методика расчета нагрузок на ледоудерживающие сооружения ГАЭС при переменной толщине скоплений раздробленного льда (отчет). Инв. № Б992500, ЛГМИ, Винников С. Д., Берденников В. П., Л., 1980. — 80 с.
10. Статика процессов заторообразования при торошении льда и его воздействие на гидросооружения (отчет). Инв. № Б766125. ЛГМИ, Проскуряков Б. В., Берденников В. П., Л., 1978. — 80 с.

УДК 556.54

В. Л. ТРУШЕВСКИЙ, В. А. СОКОЛОВА, Е. А. КРАШЕНКО (ЛГМИ)

УЧЕТ НЕСТАЦИОНАРНОСТИ ДВИЖЕНИЯ ВОДЫ ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧИ ТЕПЛОПЕРЕНОСА

Естественная изменчивость гидравлических характеристик в реках и других водотоках, а также искусственное регулирование водного стока затрудняют разработку математической модели их гидрологического режима. Еще более сложным оказывается создать практически действующую модель «качества воды», например термического режима. Это обусловлено большим количеством формирующих режим факторов. Величина отдельных теплопотоков и их значение относительно легко определимы с помощью разработанных методов расчета [1, 2]. Влияние учета морфометрических характеристик и нестационарности движения воды в водотоке на точность расчета термического режима не исследовалось. Эти факторы рассматривались в связи с разработкой гидравлических моделей [3] или при уточнении входящих в уравнение теплопроводности коэффициентов [4—6]. В данной работе приведены результаты численных экспериментов, посвященных оценке значения учета нестационарности движения воды в водотоке при гидротермических расчетах.

Полная математическая постановка задачи о качестве — температуре воды в русле основана на гидравлических уравнениях

Сен-Венана и уравнении баланса тепла в дифференциальной форме. Существующие модели позволяют рассчитывать распределение температуры по длине водотока в зависимости от источника возмущения потока (сбросов воды, тепла и др.). Для прикладных расчетов разработаны разного рода схематизации задачи теплопереноса в виде частных моделей распространения неконсервативных примесей, солей и тепла [7].

Ранее [8] нами была предложена постановка задачи расчета переноса тепла в водотоке при баратропном приближении. Одномерная модель разработана в инженерных целях для расчета температуры воды в реке с учетом нестационарности движения и морфометрических характеристик. Основным требованием при построении модели явилась измеримость всех входящих в нее параметров, например, профилей температуры и величины теплоточков. Расчетное уравнение представляет собой результат интегрирования уравнения теплопроводности по сечению водотока с учетом зависимости границ сечения от координат x и времени t .

Мы воспользовались простейшей параметризацией температуры воды по сечению

$$\bar{T} = T_{\zeta} = T_h = T_b = T_{-b}, \quad (1)$$

после чего расчетное уравнение приняло вид

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + V \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} = \frac{1}{c\rho} \left(\frac{S_{\text{пов}} + S_{\text{дн}}}{h + \zeta} + \frac{S_b + S_{-b}}{2b} \right), \quad (2)$$

где $\bar{T} = T(\bar{x}, t)$ — средняя по поперечному сечению температура воды; $T_{\zeta} = T_{\zeta}(x, t)$; $T_h = T_h(x, t)$ — средние температуры поверхности воды и дна; T_b и T_{-b} — температуры на правом и левом берегу; $T_{\pm b} = T_{\pm b}(x, t)$; $\zeta = \zeta(x, t)$ — превышение уровня воды над равновесным; $h = h(x)$ — невозмущенная глубина потока; $b = b(x)$ — полуширина потока (ось x направлена вдоль осевой линии потока); $S_{\text{пов}}$, $S_{\text{дн}}$, S_b , S_{-b} — величины удельных теплоточков через верхнюю, нижнюю и боковые поверхности водотока; V — средняя по сечению скорость потока вдоль оси x ; t — время; c — удельная теплоемкость воды; ρ — плотность воды. Величины c и ρ принимаются постоянными.

Уравнение (2) в системе с краевыми условиями и зависимостями для параметризации температуры по координатам x и y может решаться численным методом совместно с уравнениями движения и неразрывности или отдельно, когда известны значения V и ζ . Кроме того, при достаточно малой скорости V или ее отсутствии уравнение (2) позволяет рассчитать термический режим водоема с учетом колебаний уровня относительно некоторой глубины по заданным величинам $\zeta(x, t)$.

Уравнение (2) является уравнением переноса [9] и требует задания начальных условий в виде

$$\bar{T}(x, 0) = \beta_0(x) \quad (3)$$

и граничных условий при $V = 0$ для всех $x \in [0, L]$, где L — длина участка интегрирования в виде

$$\overline{T}(0, t) = \beta_1(t). \quad (4)$$

Для реализации задачи переноса в виде системы (2) — (4) можно воспользоваться простейшей разностной схемой

$$\frac{\overline{T}_i^{i+1} - \overline{T}_i^i}{\Delta t} + V \frac{\overline{T}_i^i - \overline{T}_{i-1}^i}{\Delta x} = f(i\Delta x, j\Delta t, \overline{T}_i, \overline{T}_j). \quad (5)$$

Однако в гидрофизических задачах правая часть уравнения (2) обычно принимается в виде

$$f_{i+1/2}^{i+1/2} = f(i\Delta x, j\Delta t, \overline{T}_{i+1/2}^{i+1/2}). \quad (6)$$

Это связано с необходимостью осреднения гидрометеорологической информации как в пространстве, так и во времени; поэтому удобнее воспользоваться более совершенной схемой

$$\begin{aligned} & \frac{\frac{\overline{T}_i^{i+1} + \overline{T}_i^i}{2} - \frac{\overline{T}_i^i + \overline{T}_{i+1}^i}{2}}{\Delta t} + V_{i+1/2} \times \\ & \times \frac{\frac{\overline{T}_{i+1}^{i+1} + \overline{T}_{i+1}^i}{2} - \frac{\overline{T}_i^{i+1} + \overline{T}_{i+1}^{i+1}}{2}}{\Delta x} = f_{i+1/2}^{i+1/2}. \end{aligned} \quad (7)$$

Схема (7) обладает вторым порядком точности по координате длины и времени, а также удовлетворяет необходимому условию устойчивости Неймана [10]. Она позволяет находить значение температуры методом итераций.

Необходимо отметить, что решение задачи (2) — (4) в виде схемы (7) соответствует, ставшим классическими, приемам Б. В. Проскурякова, Д. И. Бибикова, А. П. Браславского. Например, при $V = 0$ из (2) получаем

$$\frac{\partial \overline{T}}{\partial t} = f(t, \overline{T}). \quad (8)$$

Уравнению (8) соответствует схема

$$\frac{\overline{T}_{i+1/2}^{i+1/2} - \overline{T}_i^i}{\Delta t} = f(j\Delta t, \overline{T}_i^{i+1/2}). \quad (9)$$

Схема (9) совпадает с рекомендациями [11] для расчета термического режима непроточного водоема. По аналогичной схеме с помощью графиков ведется расчет в работе [12].

Для проточного водоема в той же работе дается решение методом подбора искомой температуры в виде схемы

$$V_{i+1/2} \frac{\overline{T}_{i+1/2} - \overline{T}_i}{\Delta x} = f(i\Delta x, T_{i+1/2}). \quad (10)$$

с наперед заданным на каждом участке первым членом уравнения (2).

Очевидно, что конечно-разностная схема (7) решения задачи теплопереноса в форме (2)—(4) отражает классическую схему решения уравнения теплового баланса по участкам водотока [10, 11]. Поэтому, мы воспользуемся схемой (7) для обеспечения сравнимости результатов расчета с данными других авторов.

Опыт расчета составляющих теплового баланса [2] позволил в численных экспериментах ограничиться радиационным и испарительно-конвективным теплообменом поверхности воды с атмосферой, теплопотерями на ледотаяние и теплопритоком с водной боковой приточностью.

Численные эксперименты проводились в три этапа.

1. Факторы неустановившегося движения не учитывались совсем, т. е. водоем рассматривался непроточным:

$$V = 0 \quad \text{и} \quad \zeta = 0.$$

Расчетное уравнение имеет вид

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \frac{1}{c_p} \left(\frac{S_{\text{пов}} + S_{\text{дн}}}{h} + \frac{S_b + S_{-b}}{2b} \right), \quad (11)$$

2. Учитывалась скорость движения воды, но при этом пренебрегали изменением уровня:

$$V = f(x, t) \quad \text{и} \quad \zeta = 0.$$

Расчетное уравнение имеет вид

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + V \frac{\partial \bar{T}}{\partial x} = \frac{1}{c_p} \left(\frac{S_{\text{пов}} + S_{\text{дн}}}{h} + \frac{S_b + S_{-b}}{2b} \right). \quad (12)$$

3. Учитывались оба фактора неустановившегося движения (изменение скорости по длине и колебания уровня во времени):

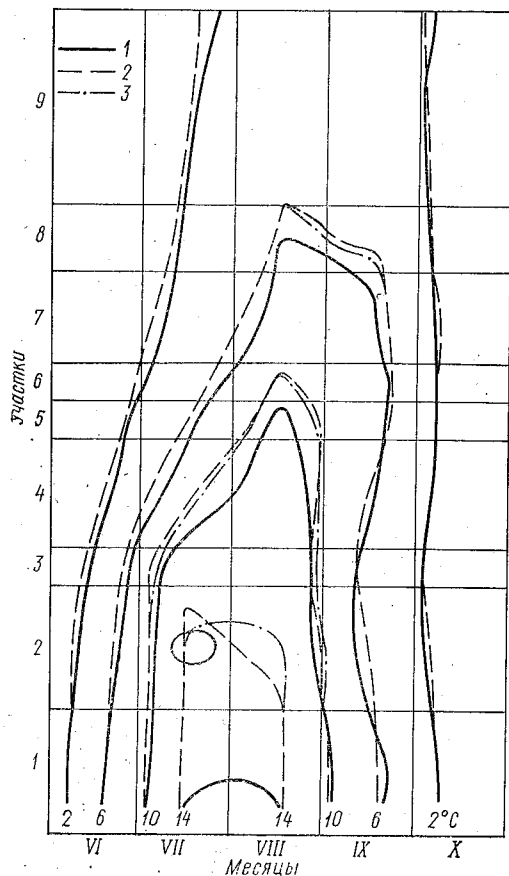
$$V = f(x, t) \quad \text{и} \quad \zeta = f(x, t).$$

Расчетное уравнение соответствует виду (2).

Численные эксперименты выполнялись на примере гидрометеорологических данных Обской губы. Колебания уровня по участкам акватории губы для периода отсутствия ледостава назначались по данным гидрологических обзоров, а скорости движения воды ориентировочно по некоторым сведениям, содержащимся в литературных источниках [13, 14].

Целью расчета являлось определение средних месячных температур воды для пяти месяцев теплого периода для каждого из 9 расчетных участков, на которые был разбит по длине рассматриваемый водоток.

Результаты численных экспериментов приведены на рисунке. Анализ рисунка показывает, что учет нестационарности движения воды меняет картину распределения температуры воды в нижней



Режимный график расчетных температур воды Обской губы:

1 — $V = 0$, $\zeta = 0$; 2 — $V = (x, t)$, $\zeta = 0$;
3 — $V = (x, t)$, $\zeta = (x, t)$

части акватории, в то же время, учет колебания уровня существенное влияние оказывает только в верхней части акватории, особенно в баровой части. В целом, роль и значение учета нестационарности для рассматриваемого малопроточного устьевое взморья, как показали выполненные расчеты, несущественны в силу преобладающего значения в тепловом балансе воды теплообмена с атмосферой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дивногорская Е. Ю., Трушевский В. Л. К вопросу о точности балансового метода расчета термического режима устьевых взморьев рек арктического бассейна. — В кн.: Тр. конф. молодых ученых и специалистов ГГИ. Вопросы гидрологии Сибири. — Л., 1981, с. 21—25.
2. Спицын И. П., Винников С. Д., Трушевский В. Л., Дивногорская Е. Ю. Балансовая модель термического режима устьевых взморья (на примере Обской губы). Тр. Арктич. и Антарктич. институт, 1982, т. 378, с. 138—159.
3. Знаменский В. А. Анализ некоторых методов математического моделирования водоемов. — Тр. Гос. гидрологич. института, 1977, вып. 246, с. 134—147.
4. Пааль Л. Л. О продольной диффузии веществ загрязнений в малых водотоках. — В кн.: Доклады и сообщения по вопросам самоочищения водоемов и смешения сточных вод. Таллин. 1967, с. 47—51.
5. Пехович А. И. О точности решения задач теплопроводности при пренебрежении турбулентным переносом вдоль течения. — Тр. Гос. гидрологического института, 1972, вып. 192, с. 152—164.
6. Daily J. E., Harleman D. R. F. Numerical model for the Prediction of Transient Water Quality in Estuary Networks. — R. M.: Parsons Laboratory, Dept. of Civil Engineering MIT, 1972, Rep. n. 158—226 p.
7. Васильев О. Ф. Математическое моделирование качества воды в реках и водоемах. — В кн.: Труды IV Всесоюзного гидрологич. съезда, т. 9, с. 161—168.
8. Константинов А. Р., Трушевский В. Л., Химин Н. М. Оценка влияния изъятия стока на тепловой режим проточного водоема. — В сб.: Гидрометеорологическое обеспечение народного хозяйства, изд. ЛПИ, 1982, вып. 78, с. 112—118.
9. Марчук Г. И. Методы вычислительной математики. — М., 1977. — 455 с.
10. Годунов С. К., Рябенский В. С. Разностные схемы. Введение в теорию. — М.: Наука, 1977. — 213 с.
11. Браславский А. П., Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Л.: Гидрометеониздат. 1964. — 212 с.
12. Бибииков Д. Н., Петруничев Н. Н. Ледовые затруднения на гидроэлектростанциях. — М.—Л.: Госэнергоиздат, 1950. — 159 с.
13. Залогин Б. С., Родионов Н. А. Устьевые области рек СССР. — М.: Мысль, 1969. — 307 с.
14. Иванов В. В. Гидрологический режим низовьев и устьев рек Западной Сибири и проблема оценки его изменений под влиянием территориального распределения водных ресурсов. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1980, вып. 55, с. 20—43.

УДК 556.535.4

Н. М. ХИМИН (ЛГМИ)

ВЫБОР МАСШТАБОВ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОГО ОСРЕДНЕНИЯ УРАВНЕНИЙ ВОДНО-ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ОБСКОЙ ГУБЫ

Настоящее время характеризуется активным вмешательством человека в процессы формирования вод суши. Разрабатываются мероприятия по переброске части стока крупных северных и си-

бирских рек, в частности Оби, в южные районы страны. В связи с этим возникает проблема оценки возможных изменений водно-термического режима этих объектов. Над решением этих проблем работают большие научные коллективы. На кафедре водных исследований ЛГМИ исследуются возможные изменения термического режима Оби на акватории ниже створа изъятия стока.

Гидрологический режим Обской губы практически не освещен регулярными гидрометеорологическими наблюдениями. Имеющаяся в распоряжении исследователя информация не позволяет построить сколько-нибудь удовлетворительную эмпирическую модель гидрологических процессов, протекающих на акватории Обской губы. В связи с этим, по-видимому, единственными методами исследования этого водного объекта являются теоретические, базирующиеся на фундаментальных законах природы и требующие меньшего числа эмпирических данных. Последний вывод не должен казаться парадоксальным, поскольку опыт гидрологических исследований убеждает в том, что уравнения математической физики, выражающие собой фундаментальные законы природы, зачастую бывают мало полезны при описании сложных гидрологических процессов, имеющих огромное число степеней свободы и благодаря этому в большинстве случаев подчиняющихся статистическим закономерностям.

В настоящее время в связи с быстрым ростом парка ЭВМ и их технических возможностей для описания режимов водных объектов все чаще используются математические модели, основанные на уравнениях Навье—Стокса, конвекции и диффузии примесей. Режим течения водотоков, изучаемых гидрологией, имеет турбулентный характер. Для инженерных целей обычно требуется знание лишь средних значений потоков импульса, теплосодержания и т. д. Поэтому кажется оправданным ограничиться небольшой областью исследования турбулентности, связанной с расчетами средних свойств потока, не особенно вникая в ее механику. Наиболее ясно такой подход выкристаллизовывается в так называемой *K*-теории, в которой турбулентная диффузия импульса и примесей параметризуется с помощью коэффициентов турбулентной вязкости. Получающиеся при этом уравнения движения и переноса примесей, записанные в терминах средних величин, формально совпадают с уравнениями Навье—Стокса и молекулярной диффузии. На первый взгляд *K*-теория представляется универсальной и простой. Иллюзорность такого вывода становится ясной при попытке количественного определения коэффициента турбулентной вязкости. Лабораторные определения этой величины привели Хинце [5] более чем к десятку различных формул, связывающих коэффициент турбулентной вязкости с характеристиками течений в различных условиях. В природных условиях вообще невозможно получить устойчивые зависимости этой характеристики, за исключением движения в непосредственной близости от твердых границ

[3], т. е. в пограничном слое, где теория пути смещения Прандтля дает достаточно адекватное описание турбулентности.

Наиболее перспективным методом расчета турбулентных течений является метод, предложенный Рейнольдсом [3]. Его идея состоит в следующем. Представим мгновенные значения скорости $\vec{u}$ в виде

$$\vec{u} = (u_1, u_2, u_3) = (\bar{u}_1, \bar{u}_2, \bar{u}_3) + (u'_1, u'_2, u'_3); \quad (1)$$

где $\bar{u}_i$ — средние, а u'_i — пульсационные значения скорости. Подстановка (1) в уравнения Навье—Стокса дает уравнения движения, называемые уравнениями Рейнольдса:

$$\frac{\partial(\bar{\rho}\bar{u}_i)}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial(\bar{\rho}\bar{u}_i)}{\partial x_j} = \bar{F}_i - \frac{\partial \bar{P}}{\partial x_i} + \nu \nabla^2 \bar{u}_i - \frac{\partial(\bar{\rho}u'_j u'_i)}{\partial x_j}, \quad (2)$$

где $\bar{\rho}$, $\bar{P}$, $\bar{F}_i$ — средние значения плотности, давления и массовой силы; x_j ($j = 1, 2, 3$) — пространственные координаты; ν — коэффициент кинематической вязкости; t — время.

Если обозначить

$$T = \bar{T} + T', \quad (3)$$

т. е. разложить температуру на среднюю и пульсационную части, и подставить это разложение в уравнение конвекции, то получится уравнение турбулентной теплопроводности

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{T}}{\partial x_j} = \kappa \nabla^2 \bar{T} - \frac{\partial(\bar{u}'_j T')}{\partial x_j}, \quad (4)$$

где κ — коэффициент молекулярной теплопроводности. Последние члены в уравнениях (2) и (4) представляют собой перенос импульса и тепла посредством турбулентных пульсаций.

Механизм турбулентного перемешивания достаточно прост. Рассмотрим его на примере теплопереноса. Пусть $\bar{T}$ возрастает в направлении x_j . Частица жидкости, движущаяся в направлении x_j , имеет в среднем меньшую температуру, чем область, куда она движется, и, следовательно, несет отрицательное приращение температуры.

На первый взгляд, механизм, с помощью которого турбулентные вихри осуществляют тепло- и массоперенос, выглядит очень похожим на механизм молекулярной вязкости. Однако эта аналогия обманчива, поскольку [1], во-первых, турбулентные вихри непрерывны и постоянно соприкасаются друг с другом, тогда как молекулы дискретны и сталкиваются друг с другом периодически; во-вторых, средняя длина свободного пробега молекул мала по сравнению с масштабом среднего течения, а размеры турбулентных вихрей отнюдь не малы. Несостоятельность аналогии между молекулярной и турбулентной вязкостью обнаруживается при более внимательном рассмотрении турбулентных пульсаций.

Приведенное выше рассуждение о переносе турбулентными вихрями тепла в направлении, противоположном градиенту температуры, несмотря на свою правдоподобность обладает логическим изъяном. Оно правомочно при условии, что знаки производных $\partial T/\partial x_j$ и $\partial(u_j T')/\partial x_j$ совпадают. Теоретически такое соотношение ниоткуда не следует. Реализация ситуации, когда эти производные имеют противоположные знаки, приводит к любопытному явлению — турбулентный поток тепла направлен по градиенту средней температуры. Если задавать этот поток пропорциональным градиенту средней температуры, как это делается в K -теории, то мы приходим к отрицательному значению коэффициента турбулентной вязкости. Ситуация кажется противоречащей здравому смыслу — тепло перетекает из холодной области в область более нагретую. В действительности, никакого конфликта со вторым началом термодинамики здесь нет. Дело в том, что этот теплоперенос осуществляется крупномасштабными вихрями, движение которых не сопровождается диссипацией энергии и является поэтому обратимым [3]. Движение с отрицательной турбулентной вязкостью было обнаружено в атмосфере [4]. Существование такого режима течения в речных потоках засвидетельствовано не было.

Все это свидетельствует о важной роли осреднения в описании турбулентного течения. В конечном счете искомое решение зависит от того, как мы будем осреднять мгновенные значения интересующих нас величин. К сожалению, в гидрологической литературе внимание этому вопросу практически не уделяется. Уравнения K -теории или уравнения Рейнольдса рассматриваются как априори заданные. В действительности же при таком подходе они являются достаточно формальными. Физическим содержанием эти уравнения наполняются лишь после указания, как определена процедура осреднения.

Представление о том, что реальное течение является суперпозицией некоторого среднего и пульсационного получено нами по существу из повседневного опыта. Такое представление основано на убежденности, что среднее течение может быть описано полностью, в то время как о флуктуациях можно получить только статистическую информацию. Для математического описания турбулентного течения при подобном подходе необходимо четко разделить движение воды на среднее и флуктуацию. Это разделение может быть произведено различными способами в зависимости от целей исследования. В результате турбулентность как понятие теряет четкие очертания, превращаясь в некоторой степени в субъективную конструкцию. Не следует думать, что понимание такой ситуации имеет лишь концептуальное значение. Скорее наоборот, оно проливает свет на те физические величины, которые мы измеряем или рассчитываем. Подтверждением этому служит приведенный выше пример с отрицательной вязкостью. Действительно, если движение в крупномасштабных вихрях отнести

к разряду среднего (т. е. уменьшить масштаб осреднения), будет исключен турбулентный теплоперенос в направлении градиента средней температуры. То, что выбор такого масштаба осреднения всегда возможен, следует из того, что при достаточно больших числах Рейнольдса всегда существуют вихри столь малых размеров, что в них осуществляется диссипация турбулентной энергии. В таких вихрях движение является необратимым и в соответствии с законом возрастания энтропии поток тепла в них всегда направлен против градиента температуры.

Уравнения (2), (4) могут быть решены лишь конечно-разностными методами. Эти методы дают решения в дискретных узлах пространственно-временной сетки, или, при использовании консервативных разностных схем, определяют изменчивость предикторов, осредненных по конечному пространственно-временному объему. Исходя из этого, можно оценить шаги пространственно-временной сетки, осреднение по которым приводит к корректному разложению мгновенных величин на средние и пульсационные.

Введем регулярную сетку. Вихревое движение с масштабом меньшим, чем шаг сетки, рассматриваться не будет. Это так называемый подсеточный уровень движения, осреднение которого определяет напряжения Рейнольдса в правых частях уравнений (2), (4). Если значения вектора вихря в нескольких соседних точках оказывается скоррелированным, то это означает, что часть движения в крупномасштабных вихрях включена в разряд среднего движения. Такое движение никогда не может быть стационарным даже при стационарных краевых условиях. При решении уравнений (2), (4) в стационарных условиях получается, разумеется, стационарное решение, которое будет абсолютно неустойчивым, а поэтому никогда не может быть реализовано в природе. Последнее обстоятельство будет свидетельствовать о неадекватности выбранной модели. Следовательно, необходимо укрупнить масштаб пространственного осреднения, что, разумеется, приведет к изменению правых частей уравнений (2), (4).

Аналогично необходимо провести осреднение по времени

$$\bar{T}(t) = \frac{1}{2\Delta t} \int_{t-\Delta t}^{t+\Delta t} T(t) dt. \quad (5)$$

Интервал осреднения Δt подбирается из следующих соображений. При слишком больших Δt теряется информация о временной изменчивости $\bar{T}(t)$. При слишком малом масштабе осреднения обнаруживается нежелательная флуктуация величины $\bar{T}(t)$. Подобное рассуждение справедливо и для определения средних значений v_j , хотя может оказаться, что значения Δt для них будут значительно отличаться от масштаба осреднения температуры. Последнее

обусловлено тем, что частотные спектры случайных функций $v_z(t)$ и $T(t)$ могут существенно различаться.

Из сказанного выше ясно, что интервалы пространственно-временного осреднения должны выбираться таким образом, чтобы сгладить наиболее крупномасштабные пульсации. С другой стороны, эти интервалы не должны быть слишком велики, чтобы не произошло пересглаживания, при котором под процедуру осреднения попадают регулярные составляющие потоков тепла и импульса.

Течение в Обской губе характеризуется огромным различием вертикальных и горизонтальных масштабов. Можно допустить, что в вертикальном разрезе поток в Обской губе в основном заполнен пограничным слоем. Отсюда следует возможность параметризации вертикальной структуры течения с помощью методов пограничного слоя, основанных на теории пути смещения Прандтля. Мы не останавливаемся здесь на этом вопросе, поскольку имеется достаточно большое количество работ, посвященных течению в стратифицированных пограничных слоях [1].

В горизонтальных направлениях основная часть потока находится в режиме свободной турбулентности. Определяющую роль во всяком турбулентном потоке играют пульсации, масштаб которых имеет порядок характерных размеров потока [2]. В действительности, как показывают многочисленные эксперименты [1], этот масштаб на порядок меньше, т. е. наиболее крупномасштабные пульсации в поперечном направлении имеют порядок $0,1 B$, где B — характерная ширина потока. Таким образом, характерный размер горизонтальных пульсаций в Обской губе $l \sim 1$ —10 км, который следует принять в качестве масштаба пространственного осреднения полей температуры и скорости в поперечно-продольном направлении.

Крупномасштабные вихри обладают наибольшими амплитудами. Их скорость сравнима с изменением средней скорости течения на протяжении расстояния l . Соответствующие этим колебаниям частоты — порядка отношения u/l . Характерный период этих колебаний в акватории Обской губы составляет $T_0 \sim l/u = 1$ сутки. Эту величину следует принять в качестве временного масштаба осреднения в (1). Поскольку перемешивание в поперечном направлении происходит главным образом за счет крупномасштабных пульсаций, то оценка периода осреднения скоростей так же справедлива и для периода осреднения температуры воды (3) по сечению и составляет, следовательно, величину порядка 1 суток.

Сделанные выше оценки масштабов пространственно-временного осреднения температуры и скорости течения в Обской губе позволяют физически обоснованно использовать уравнения (2) и (4) в качестве базисных для построения упрощенных моделей водно-термического режима этого водного объекта, а это дает возможность приблизительно рассчитать допустимый объем

изъятия стока Оби. Обская вода будет использована на орошение сельскохозяйственных полей в южных районах. Скорейшее претворение в жизнь планов переброски стока северных рек на юг явится решающим вкладом в выполнение Продовольственной программы страны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брэдшот П. Введение в турбулентность и ее измерение. — М.: Мир, 1974. — 278 с.
2. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Механика сплошных сред. — М.: Гостехиздат, 1953. — 788 с.
3. Скотер Г. Аэродинамика окружающей среды. — М.: Мир, 1970. — 549 с.
4. Старр В. Физика явлений с отрицательной вязкостью. М.: Мир, 1970. — 187 с.
5. Хинце И. Турбулентность. Ее механизм и теория. М.: Физматиз, 1963. — 680 с.

УДК 556.535.4:331

Е. Ю. ДИВНОГОРСКАЯ (ЛГМИ)

ОБОСНОВАНИЕ СТОХАСТИЧЕСКОГО ПОДХОДА К РАСЧЕТУ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ

Исследование теплового режима гидросферы имеет большое научное и практическое значение. Термические свойства озер в значительной степени определяют уровень развития в них биологической жизни, являясь, наряду с химизмом и динамикой водных масс, одним из ведущих экологических показателей. Для решения таких важных практических задач, как расчет испарения с водной поверхности, прогноз сроков замерзания водоемов, оценка влияния водоемов на микроклимат прибрежных районов, оценка качества воды для орошения и др., необходимы данные о температуре поверхности водоемов. Многие гидрологические процессы в водоемах и метеопроцессы над ними и вблизи них в первую очередь зависят от температуры водной поверхности.

Отсутствие в ряде случаев систематических наблюдений за термическим режимом водоемов обуславливает необходимость применения косвенных методов определения температуры воды. В настоящее время не существует единой общепринятой методики расчета температуры воды рек, озер, водохранилищ. В зависимости от наличия материалов гидрометеорологических наблюдений, индивидуальных особенностей водного объекта, требований к точности получаемых результатов и т. п. может быть использо-

ван метод аналогии, расчет по эмпирическим зависимостям, расчет по уравнению теплопроводности, метод теплового баланса. Наиболее физически обоснованным методом определения температуры воды является расчет по уравнению теплового баланса. Составляющие теплового баланса, как правило, определяются с помощью расчетных формул, обладающих той или иной степенью точности, так как проведение натурных измерений требует значительных материальных затрат. Основными параметрами большинства расчетных формул являются такие метеорологические элементы, как температура и влажность воздуха, облачность, скорость и направление ветра.

Трудности построения детерминистических моделей формирования термического режима связаны не с физической стороной различных составляющих этого процесса, а с их чрезвычайным многообразием, частым и сложным чередованием и обратным влиянием одних составляющих на другие. Это, прежде всего, относится к основным климатическим и метеорологическим показателям (связь температуры и влажности воздуха; зависимость скорости и направления ветра, облачности, осадков от типа атмосферной циркуляции и др.). Сложность применения методов, основанных на решении уравнений теплопроводности и теплового баланса, ввиду недостаточной изученности процессов теплообмена в водной среде вызвала появление методов, использующих эмпирические связи температуры воды с основными метеозементами, прежде всего, с температурой воздуха. При этом широкое применение нашел метод линейной множественной регрессии. Однако такие связи имеют исключительно локальное значение, так как при их построении использовался ограниченный объем наблюдений, характерных для относительно малых районов.

Более полный учет основных формирующих факторов при расчете температуры воды осуществлен А. Р. Константиновым [1]. Им были установлены тесные связи температуры воды 20-метрового испарительного бассейна с температурой и влажностью воздуха на суше. Переход к температуре воды водоемов осуществляется с помощью поправок, непосредственно зависящих от глубины водоема, а также косвенно учитывающих его размеры.

Дальнейшее развитие использования методов математической статистики для исследования гидрометеорологических процессов, в частности, вопрос о применимости аппарата кубических сплайнов для сглаживания эмпирических связей рассмотрено в [2, 3]. Известно, что основные связи составляющих теплового баланса водоема с определяющими факторами носят нелинейный характер. Применение при исследовании таких процессов линейного регрессионного аппарата может привести к существенным погрешностям. Предварительная линеаризация исходной информации в случае сложных зависимостей между переменными вызывает значительные затруднения. Трудности статистического анализа процесса формирования термического режима водной поверхности

в меньшей степени относятся к методу остаточных отклонений, который допускает использование нелинейных связей, взаимосвязанных и коротких рядов. Этот метод позволяет исследовать влияние на температуру воды каждого из определяющих факторов. При этом графические связи рассматриваемых величин с исследуемыми факторами получаются при исключенном влиянии уже исследованных с учетом косвенных связей данного фактора с еще неисследованными. При последовательном завершении анализа всех факторов остаточный метод дает возможность определить влияние всех анализируемых факторов в отдельности.

В применении к водным объектам метод остаточных отклонений использован при разработке методик расчета стока с неизученных территорий и процессов формирования весеннего половодья [4, 5]. Относительная простота и надежность этих методик послужили основанием для использования метода при построении связей температур воды участков акватории Обской губы, рассчитанных по уравнению теплового баланса и хорошо согласующихся с имеющимися наблюдениями, с гидрометеорологическими параметрами. Для участка полярной станции Тадибеяха получен следующий вид уравнения регрессии:

$$t = \sum_{i=1}^n t_i, \quad (1)$$

где t_1, t_3, t_5 — линейные функции:

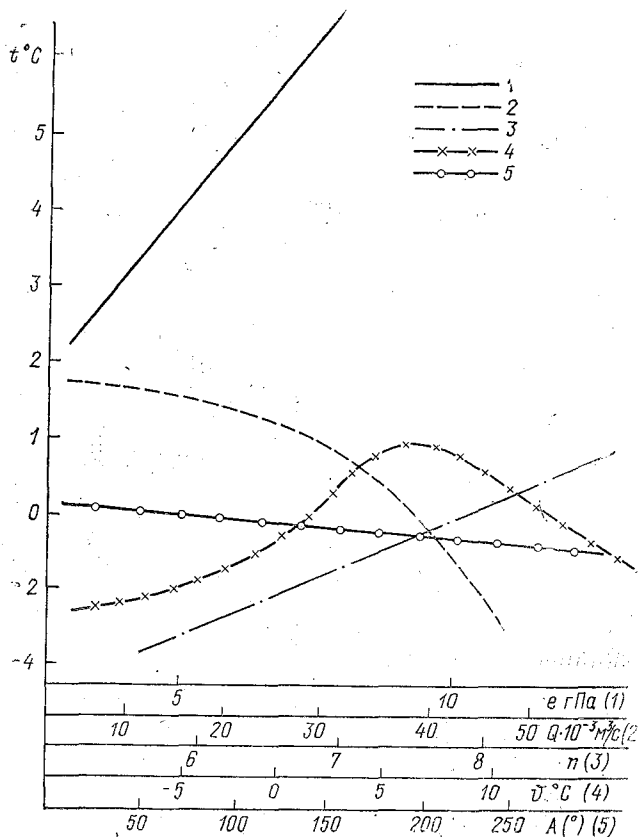
$$\left. \begin{aligned} t_1 &= -0,036 + 0,75e, \\ t_3 &= -7,90 + 0,98n, \\ t_5 &= 0,11 - 0,024A, \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

а t_2 и t_4 являются кубическими сплайнами и представлены графически на рисунке.

Достаточно ясно проявляется линейный характер связи температуры воды t с влажностью воздуха e и величиной общей облачности n , а также практическая независимость ее в рассматриваемом случае от направления ветра A , что показывает зависимость t_5 в уравнении (2). С другой стороны, такие факторы, как расход основного притока Q и температура воздуха θ дают нелинейную зависимость, простую для Q и сложную для θ (см. рисунок). В таблице приведены характеристики парных связей температуры поверхности воды с каждым из анализируемых метеозаэлементов в отдельности и при их последовательном учете в порядке увеличения значимости.

Анализ результатов позволил определить относительное влияние каждого из рассматриваемых метеозаэлементов на формирование термического режима Обской губы. Если исходить из предположения об определяющей роли солнечной радиации, то величина общей облачности должна иметь первостепенное значение. Но в условиях Обской губы возрастает роль влажности воздуха,

которая определяет интенсивность таких важных процессов, как испарение с водной поверхности и турбулентный теплообмен ее с атмосферой.



Зависимость температуры воды t от влажности воздуха e (1), расхода воды Q (2), общей облачности n (3), температуры воздуха φ (4) и направления ветра A (5)

Статистические характеристики	Метеоэлементы				
	e	Q	n	φ	A
$r_{\text{свод}}$	0,42	0,54	0,30	0,31	0,14
$r_{\text{наст}}$	0,42	0,65	0,69	0,72	0,73
D	8,5	4,5	1,6	0,8	0,06
$-R$	0,30	0,43	0,17	0,18	0,0002
$+R$	0,53	0,63	0,42	0,43	0,27

Вопрос о влиянии метеоусловий на формирование температуры водной поверхности не может рассматриваться без учета процессов теплообмена в водной среде, которые зависят от морфометрических характеристик водоемов, а также от физико-географических характеристик их местоположения. Изменение размеров водного объекта влияет на температуру поверхности в меньшей степени, чем изменение его глубины. Различие температур поверхности водоемов с разными глубинами зависит от их широтного положения [6]. Большая роль в распределении тепла в озерах принадлежит таким показателям, как степень и характер проточности, наличие или отсутствие более или менее выраженных притоков, и таким характеристикам, как величина удельного водосбора и условного водообмена.

На формирование особенностей термического режима водоема оказывают влияние расположение его по отношению к господствующим ветрам (динамическое перемешивание водной массы) и взаимодействие с атмосферой. Рельеф, доминирующие формы озерных котловин, развитие гидрографической сети в условиях различных ландшафтов имеют присущие последним отличительные черты. В связи с этим и гидрологический режим водоемов будет складываться в зависимости от всего комплекса физико-географических условий данного региона.

В связи с указанной сложностью и многофакторностью процесса формирования термического режима водоемов, разрабатывая универсальные стохастические модели расчета температуры воды, следует учитывать не только статистические характеристики анализируемых процессов, но и их основные физические закономерности. С другой стороны использование в детерминистических моделях эмпирических связей из-за недостаточной изученности физической стороны явлений обуславливает необходимость обработки и анализа полученных результатов методами математической статистики.

Учитывая сложность процесса формирования термического режима водных объектов и его многофакторность, одним из перспективных подходов к решению задачи расчета температуры воды может явиться сочетание детерминистических и статистических методов исследования. Гидрофизической основой расчета термического режима водоемов может служить уравнение теплопереноса [7], которое для случая плоской задачи имеет вид

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} + V \frac{\partial t}{\partial x} = F(t, x, \tau) \quad (3)$$

с соответствующими краевыми условиями

$$t(0, \tau) = f'(\tau), \quad \tau \geq 0,$$

$$t(x, 0) = t_0(x), \quad x \geq 0,$$

где V — средняя скорость течения; x, τ — координата длины и время; t — температура воды; $F(t, x, \tau)$ — функция, характеризующая теплообмен водной массы с окружающей средой.

Применительно к водному объекту правая часть уравнения (3) может рассматриваться как сумма проходящих и уходящих тепловых потоков [8, 9]. При численном решении задачи теплопереноса уравнение (3) в соответствии с рекомендациями [8] может быть представлено в виде

$$F(t, x, \tau) = P(t) + \varphi(x, \tau), \quad (2)$$

где $P(t)$ — детерминированная функция температуры воды, характеризующая процессы теплообмена внутри водной массы; $\varphi(x, \tau)$ — случайная функция, которая содержит информацию о метеорологических элементах и характеризует процессы теплообмена водной поверхности с атмосферой.

Такая постановка задачи позволяет получить не только расчетные значения температуры воды, но и характеристики ее изменчивости с учетом изменчивости метеорологической обстановки, т. е. является одним из возможных путей получения обеспеченного прогноза термического режима водного объекта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Константинов А. Р. Испарение в природе. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 532 с.
2. Константинов А. Р., Химин Н. М. Об использовании остаточного метода для исследования гидрометеорологических процессов. — Метеорология и гидрология, 1980, № 2, с. 81—88.
3. Константинов А. Р., Химин Н. М. Сглаживание эмпирических гидрометеорологических связей кубическим сплайном. — Метеорология и гидрология, 1980, № 7, с. 61—67.
4. Константинов А. Р., Соколова В. А., Досычева Л. А., Прошутинская Т. О. Оценка водной и тепловой приточности к устьевой области р. Оби. — Тезисы докл. совещания. — Природа Арктики в условиях межзонального перераспределения водных ресурсов. — Л., 1980, с. 82—84.
5. Константинов А. Р., Прошутинская Т. О., Досычева Л. А. Исследование связей весеннего стока с метеорологическими условиями и характеристиками водосборов методом остаточных отклонений. — Тезисы докл. конференции. — Проблемы расчетов и прогнозов паводков. — Одесса, 1980, с. 200—202.
6. Несина Л. В. Изменение метеорологического режима при создании водоемов. — Труды Гл. геофиз. обсерватории, вып. 167, 1965, с. 98—107.
7. Марчук Г. И. Методы вычислительной математики. — М.: Наука, 1977. — 455 с.
8. Бибииков Д. Н., Петруничев Н. Н. Ледовые затруднения на гидростанциях. — М.—Л.: Госэнергоиздат, 1950. — 159 с.
9. Готлиб Я. Л., Жидких В. М., Сокольников Н. М. Тепловой режим водохранилищ гидроэлектростанций. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 203 с.

ОЦЕНКА ЧИСЛОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК НА ОСНОВЕ УЧЕТА ДАЛЬНИХ ВНУТРИРЯДНЫХ СВЯЗЕЙ В ЦЕЛЯХ ВОДОХОЗЯЙСТВЕННОГО ПРОЕКТИРОВАНИЯ

Основой водохозяйственных расчетов являются числовые характеристики речного стока. В настоящее время оценка выборочных характеристик рядом стока методом моментов разработана на основе математических моделей по схеме случайной величины и простой цепи Маркова [1, 2 и др.]. Для учета дальних внутрирядных связей очевидно должна быть создана своя система оценок числовых характеристик. В этом направлении уже имеются некоторые теоретические разработки. Так, Г. А. Алексеевым и В. А. Румянцевым на основе существующих статистических методов [3] получены формулы дисперсии выборочных средних и коэффициентов вариации [4, 5]. Вместе с тем анализ эффективности учета дальних внутрирядных связей и изменения точности оценок числовых характеристик в зависимости от продолжительности периода наблюдений еще не производился. Отсутствуют и какие-либо практические рекомендации по оценке числовых характеристик на основе учета дальних внутрирядных связей. Ниже рассматриваются вопросы, связанные с оценкой смещенности случайных ошибок выборочных средних и коэффициентов вариации.

Как для оценки числовых характеристик распределения на основе математических моделей по схеме случайной величины и простой цепи Маркова [1, 2 и др.], так и в данном случае для решения поставленных вопросов использовался метод численных экспериментов. Он заключался в моделировании методом Монте-Карло по каждому исходному ряду стока 5000 выборок сложной цепи Маркова заданной продолжительности в n лет ($n = 10, 15, 20, 25, 30, 40, \dots, 100$ лет). По каждой выборке рассчитывались: среднее значение $\bar{x}_j$, коэффициенты вариации $C_{v_j}^*$ и коэффициенты асимметрии $C_{s_j}^*$, где $j = 1, 2, \dots, 5000$ — номер выборки. По последовательностям $\bar{x}_j$, $C_{v_j}^*$, $C_{s_j}^*$ рассчитывались средние значения, соответственно $\bar{\bar{x}}$, $\bar{\bar{C}}_v$, $\bar{\bar{C}}_s$ коэффициенты вариации C_{v_x} , $C_{v_{C_v}}$, $C_{v_{C_s}}$, и коэффициенты асимметрии C_{s_x} , $C_{s_{C_v}}$. Полученные характеристики использовались для анализа случайных ошибок среднего значения, коэффициента вариации, а также смещенности коэффициента вариации.

В общем случае дисперсия средней арифметической оценки математического ожидания любых корреляционно-связанных величин определяется по формуле [3.6]

$$D_{\bar{x}_r} = \frac{D_x}{n} \left(1 + \frac{2}{n} \sum_{j < k} r_{jk} \right), \quad (1)$$

где r_{jk} — все возможные коэффициенты парной корреляции между j -тыми и k -тыми членами временного ряда X ($j = 1, 2, \dots, n$, $k = 1, 2, \dots, n$) или, учитывая симметричность автокорреляционной матрицы, по формуле

$$D_{\bar{x}_r} = \frac{D_x}{n} \left[1 + 2 \sum_{\tau=1}^{m-1} \left(1 - \frac{\tau}{m} \right) r_{\tau} \right] = \frac{D_x}{n} k_r^2, \quad (2)$$

где k_r — коэффициент внутрирядной связанности

$$k_r = \sqrt{1 + 2 \sum_{\tau=1}^{m-1} \left(1 - \frac{\tau}{m} \right) r_{\tau}}. \quad (3)$$

Отношение

$$n_{\bar{x}} = n/k_r^2, \quad (4)$$

характеризующее объем независимой информации, содержащейся во временном ряду X при определении среднего значения, названо Г. А. Алексеевым эквивалентно-независимым числом членов ряда при их осреднении [4].

Как следует из формулы (2), среднее квадратическое отклонение выборочных средних $\sigma_{\bar{x}_r}$ определяется длиной ряда и характером корреляционной функции. Если все значения корреляционной функции исходного ряда заведомо положительные, то $k_r > 1$ и величина $\sigma_{\bar{x}_r}$ всегда больше, чем $\sigma_{\bar{x}}$, где $\sigma_{\bar{x}}$ — среднее квадратическое отклонение выборочных средних случайной величины. Именно поэтому по выборкам простой цепи Маркова $\sigma_{\bar{x}_r}$ всегда больше $\sigma_{\bar{x}}$, что получило соответствующее отражение в системе оценок числовых характеристик [2]. Если корреляционная функция является знакопеременной, например, имеет циклический характер колебаний по оси τ , то величина $\sigma_{\bar{x}_r}$ может быть больше или меньше $\sigma_{\bar{x}}$. При этом очевидно, что если $k_r > 1$, то $\sigma_{\bar{x}_r} > \sigma_{\bar{x}}$; если $k_r < 1$, то $\sigma_{\bar{x}_r} < \sigma_{\bar{x}}$. На рис. 1 в качестве примера представлены графики зависимости k_r от периода предыстории m по некоторым рядам среднего годового стока. Основной особенностью этих зависимостей является то, что сначала при увеличении m значения k_r возрастают, а затем при $m > 5-10$ лет уменьшаются. Следует отметить также, что по всем рядам стока, за исключением р. Амур — Покровка, при $m = 13-20$ лет величина $k_r < 1$. Из формулы (2) следует, что величина $\sigma_{\bar{x}_r} < \sigma_{\bar{x}}$.

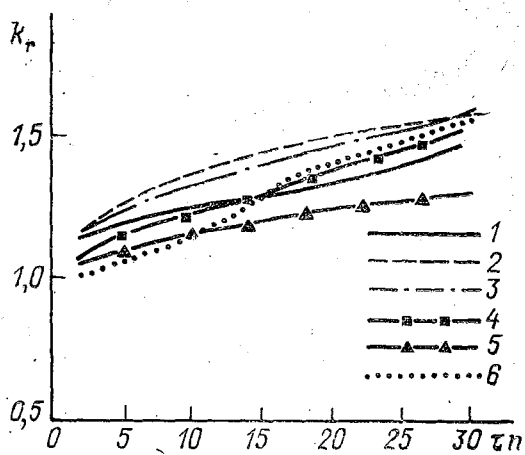
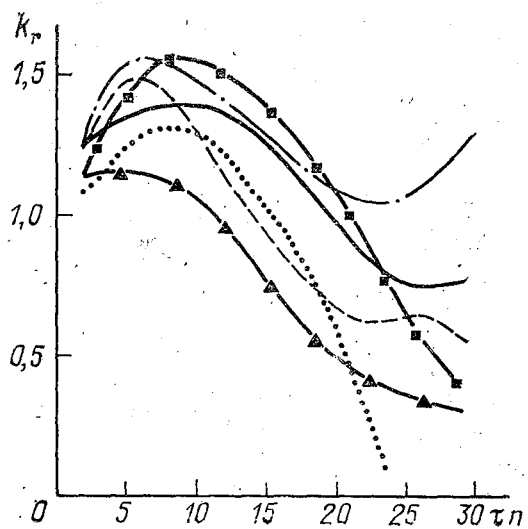


Рис. 1. Зависимость $k_r = f(m)$ и $k_D = f(m)$ по рядам среднего годового стока:

1 — р. Нева — Новосаратовка; 2 — р. Иртыш — Тобольск; 3 — р. Амур — Покровка; 4 — р. Урал — Кушум; 5 — р. Унжа — Макарьев; 6 — р. З. Двина — Витебск

На рис. 2 представлены совмещенные графики зависимости $C_{v\bar{x}}$ от n для моделей по схеме случайной величины, а также простой¹ и сложной цепи Маркова. Очевидно, что коэффициент вариации выборочных средних, а следовательно, и возможная ошибка расчетов средней величины, ряда значений сложной цепи Маркова всегда на 20—60% меньше, чем простой цепи Маркова. Кроме того, по большинству из представленных рядов стока при объеме

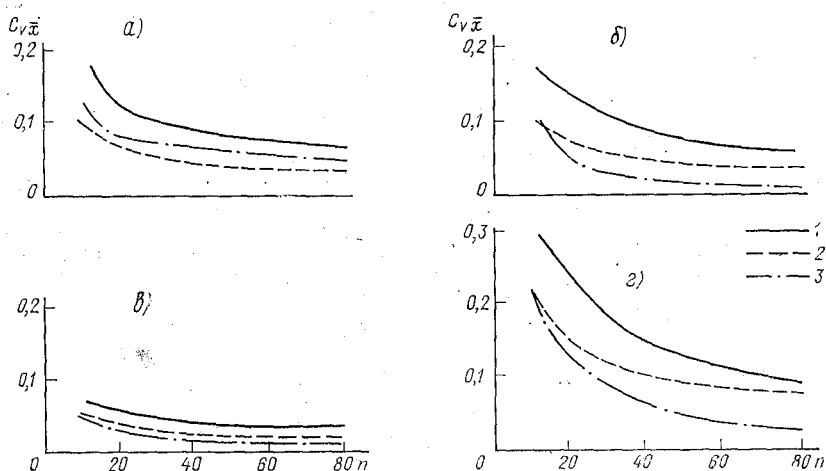


Рис. 2. Зависимость коэффициента вариации выборочных средних от периода наблюдений:

а) р. Амур — Покровка; б) р. Нева — Новосаратовка; в) р. Иртыш — Тобольск; г) р. Урал — Кушум;

1 — простая цепь Маркова, 2 — случайный ряд; 3 — сложная цепь Маркова

выборки $n \geq 10$ —30 лет возможные ошибки расчетов среднего значения на 20—50% меньше, чем по ряду значений случайной величины.

Как известно, выборочные оценки дисперсии и коэффициента вариации методом моментов являются смещенными. В среднем смещенность дисперсий выборок случайной величины устраняется введением поправочного множителя $n/(n-1)$. Аналогично можно получить формулу поправочного множителя для сложной цепи Маркова. Так, математическое ожидание выборочных дисперсий рассчитывается по формуле

$$M[D^*] = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N D_i^*, \quad (5)$$

¹ Данные о $C_{v\bar{x}}$ заимствованы из работы [2].

где D_j^* — дисперсия j -той выборки,

$$\begin{aligned} D_i^* &= \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (x_{ji} - x_j)^2 = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (x_{ji} - m_x + m_x - x_j)^2 = \\ &= \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (x_{ji} - m_x)^2 - \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (x_j - m_x)^2. \end{aligned}$$

Подставляя D_j в формулу (5), получаем

$$\begin{aligned} M[D^*] &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (x_{ji} - m_x)^2 - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N (x_j - m_x)^2 = \\ &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n D_x - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n D_{x_r} \end{aligned}$$

или, учитывая, что D_x — дисперсия средних выборочных значений, определяемая по формуле (2),

$$M[D^*] = D_x - \frac{D_x}{n} k_r^2 = D_x \left(\frac{n - k_r^2}{n} \right). \quad (6)$$

Отсюда поперечный множитель для учета смещенности дисперсии по рядам значений сложной цепи Маркова равен отношению $n/(n - k_r^2)$. По-видимому, в первом приближении величина $\sqrt{n/(n - k_r^2)}$ может быть использована и для учета смещенности коэффициента вариации.

Отсюда поправочный множитель для учета смещенности дисперсии по рядам значений сложной цепи Маркова за исключением случая, когда $k_r^2 = 0$, является отрицательно смещенной. Важно отметить, что, исходя из значений k_r^2 , смещенность выборочных коэффициентов вариаций, рассчитанных по сложной цепи Маркова, как правило, меньше, чем по простой цепи Маркова. При $k_r^2 < 1$ смещенность по рядам значений сложной цепи Маркова меньше, чем по рядам значений случайной величины.

Формула (6), как и все формулы подобного типа [6, 1, 2], может служить только для качественной оценки смещенности коэффициента вариации. Более полные характеристики смещенности получаются на основе метода численных экспериментов, которые показали, что для многих рядов стока среднее значение выборочного коэффициента вариации математической модели по схеме сложной цепи Маркова равно или меньше действительного, т. е., по-видимому, оценки коэффициента вариации по рядам значений сложной цепи Маркова являются отрицательно смещенными. Однако эта смещенность не превышает 8% и существенно меньше, чем по рядам значений простой цепи Маркова, а в некоторых случаях и меньше, чем по рядам значений случайной величины.

В общем случае выражение для оценок дисперсии по формуле второго центрального момента может быть согласно предложению Г. А. Алексеева [4] представлено в виде

$$D_D = \frac{D_{z^2}}{n} \left[1 + 2 \sum_{\tau=1}^{n-1} \left(1 - \frac{\tau}{n} \right) r_{\tau}^2 \right] = \frac{D_{z^2}}{n} k_D^2, \quad (7)$$

где k_D — коэффициент учета внутрирядной связанности при оценке дисперсии (см. рис. 1), D_{z^2} — дисперсия квадратов отклонения $z_i^2 = (x_i - \bar{x})^2$ от среднего значения

$$D_{z^2} = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (z_i^2 - \bar{z^2})^2 = \mu^4 - D. \quad (8)$$

Для распределения Пирсона III типа значение D_{z^2} может быть рассчитано по формуле

$$D_{z^2} = D (2 + 3/2 C_s^2). \quad (9)$$

Отношение

$$n_D = \frac{n}{k_D^2}, \quad (10)$$

названо Г. А. Алексеевым эквивалентно-независимым числом членов ряда при определении дисперсии [4]. Вследствие того, что в формуле (7) r_{τ} возводится в квадрат, величина n_D всегда меньше n . Из формул (7) и (9) Г. А. Алексеевым получено выражение относительной средней квадратической ошибки выборочного коэффициента вариации для распределения Пирсона III типа

$$\frac{\sigma_{c_v}}{C_v} = \frac{C_v^2}{n_x} + \frac{1 + 3/4 C_s^2}{2n_D} - \frac{C_s C_v}{n}, \quad (11)$$

где n_x и n_D определяются соответственно по формулам (4) и (10).

В таблице приведены средние квадратические ошибки коэффициентов вариации — σ_{c_v} , рассчитанные по 5000 выборок сложной цепи Маркова. Максимальная величина σ_{c_v} при $n = 10$ лет, равная 0,23, получена по ряду годового стока р. Урал — Кушум ($C_v = 0,65$). По остальным рядам, коэффициент вариации которых значительно меньше, σ_{c_v} при $n = 10$ изменяется в пределах от 0,08 до 0,05. При всех n наблюдается четкая зависимость σ_{c_v} от величины C_v . С увеличением n σ_{c_v} уменьшается, особенно при увеличении выборки от 10 до 20 лет.

Следует отметить, что σ_{c_v} по сложной цепи Маркова равно или больше, чем σ_{c_v} по другим моделям. Эта разница возрастает с увеличением C_v и уменьшается с увеличением n . При $n \geq 20$ лет расхождение σ_{c_v} по различным математическим моделям (рис. 3) становится несущественным.

Таблица

Оценка выборочных коэффициентов вариации при учете дальних
внутрирядных связей

№ п/п	Река, пункт	Пара- метр	Объем выборки — n лет							
			10	15	20	25	30	40	50	60
1	Амур, Покровка $C_v = 0,32$	$\bar{C}_v$	0,32	0,32	0,34	0,35	0,35	0,34	0,32	0,32
		σ_{C_v}	0,08	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,04
2	Иртыш, Тобольск $C_v = 0,27$	$\bar{C}_v$	0,24	0,23	0,27	0,27	0,26	0,27	0,27	0,27
		σ_{C_v}	0,08	0,06	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,04
3	Нева, Новосаратовка $C_v = 0,16$	$\bar{C}_v$	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16	0,16
		σ_{C_v}	0,05	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02
4	Унжа, Макарьев $C_v = 0,28$	$\bar{C}_v$	0,29	0,30	0,29	0,29	0,28	0,28	0,28	0,28
		σ_{C_v}	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04
5	З. Двина, Витебск $C_v = 0,28$	$\bar{C}_v$	0,26	0,26	0,26	0,27	0,28	0,28	0,28	0,28
		σ_{C_v}	0,07	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04
6	Урал, Кушум $C_v = 0,65$	$\bar{C}_v$	0,69	0,67	0,66	0,65	0,64	0,65	0,65	0,65
		σ_{C_v}	0,35	0,38	0,21	0,22	0,21	0,17	0,14	0,13

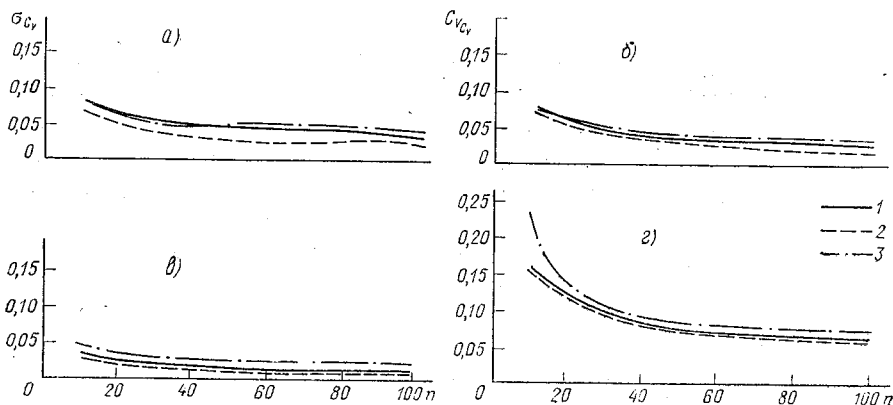


Рис. 3. Зависимость коэффициента вариации выборочных значений C от периода наблюдений:

а) р. Амур — Покровка; б) р. Нева — Новосаратовка; в) р. Иртыш — Тобольск;
г) р. Урал — Кушум: 1 — сложная цепь Маркова; 2 — случайный ряд; 3 — простая цепь Маркова

Таким образом, система оценок числовых характеристик стока на основе математической модели по схеме сложной цепи Маркова существенно отличается от системы оценок на основе математических моделей по схеме случайной величины и простой цепи

Маркова, принятой в настоящее время для описания процессов среднего годового и максимального стока. Основные отличия заключаются в следующем: а) точность расчета среднего значения в зависимости от характеристик корреляционных функций на 20—60% выше, чем при использовании математических моделей по схеме случайной величины и простой цепи Маркова; б) отрицательное смещение оценок коэффициента вариации во всех случаях меньше, чем принимается в настоящее время для процессов стока, исходя из математической модели по схеме простой цепи Маркова, и в случае $k_r < 1$ меньше, чем для математической модели по схеме случайной величины; в) точность расчета коэффициента вариации в несколько раз ниже, чем по случайному ряду и простой цепи Маркова. Однако, как правило, рассеивание выборочных оценок коэффициента вариации отличается от рассеивания этих оценок по простой цепи Маркова несущественно.

В общем же учет дальних внутрирядных связей приведет к некоторому снижению учитываемых ошибок расчетов числовых характеристик и обеспеченных величин стока по сравнению с принимаемыми в настоящее время.

Обеспечение мероприятий по выполнению продовольственной программы в сельском хозяйстве тесно связано со строительством водохозяйственных сооружений того или иного типа. Возможность строительства этих сооружений, их стоимость, во многом определяются точностью оценок числовых характеристик стока. Предложенные здесь новые методы оценок, основанные на учете дальних внутрирядных связей, позволяют во многих случаях существенно уточнить числовые характеристики стока и, следовательно, снизить стоимость мелиоративных сооружений.

Для практического использования системы оценок числовых характеристик стока на основе математических моделей по схеме сложной цепи Маркова по коротким рядам наблюдений необходимо провести районирование функций k_r и k_D по территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. Водно-энергетические расчеты методом Монте-Карло. — М.: Энергия, 1968. — 304 с.
2. Рождественский А. В. Оценка точности кривых распределения гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеониздат, 1977. — 270 с.
3. Лифшиц Н. А., Пугачев В. Н. Вероятностный анализ систем автоматического управления. — М.: Советское радио, 1963, т. 1. — 896 с.
4. Алексеев Г. А. Методы оценки случайных погрешностей гидрометеорологической информации. — Л.: Гидрометеониздат, 1975. — 96 с.
5. Румянцев В. А., Сулимов В. С. Об устойчивости эмпирических значений статистических параметров гидрометеорологических процессов. — Тр. ГГИ, 1973, вып. 196, с. 3—41.
6. Блохинов Е. Г., Сарманов О. В. Гамма корреляция и ее использование при расчетах многолетнего регулирования речного стока. — Тр. ГГИ, 1968, вып. 143, с. 52—75.

АНАЛИЗ МНОГОЛЕТНИХ РЯДОВ МИНИМАЛЬНОГО ЛЕТНЕ-ОСЕННЕГО СТОКА РЕК АТС ПО СТАТИСТИЧЕСКИМ КРИТЕРИЯМ

Крупным сельскохозяйственным регионом нашей страны является Сибирь и Дальний Восток. В связи с отмеченными в Постановлении ЦК КПСС и Совета Министров СССР № 197 от 11 марта 1982 г. «О комплексном развитии сельского хозяйства в районах Сибири, Дальнего Востока и Курганской области» задачами по повышению урожайности зерновых культур, картофеля, овощей и необходимостью усиления роли науки в реализации Продовольственной программы, актуальность исследований пространственно-временных колебаний минимального стока теплого периода в последние годы особенно возросла.

В практике водохозяйственного проектирования применяются данные о среднесуточных и среднемесячных минимальных расходах воды главным образом в диапазоне обеспеченностей 75—97%. При построении эмпирических кривых распределения и их аппроксимации аналитическими кривыми возникает необходимость проверки однородности, стационарности и случайности исходных рядов наблюдений.

В работе приводятся результаты впервые осуществленного для рек Азиатской территории СССР последовательного анализа рядов минимального летне-осеннего стока на выполнение вышеуказанных условий. В качестве анализируемых использованы наиболее длинные ряды минимальных среднесуточных и среднемесячных расходов воды, продолжительностью более 40 лет. Общее число пунктов наблюдений равно 175.

Для Азиатской территории страны летне-осенний период не является наиболее маловодным периодом года. На значительной части территории осадки выпадают в основном в теплое время года. В связи с этим вопрос об однородности рядов минимального летне-осеннего стока встает особенно остро, так как временные ряды можно считать однородными, если они не содержат резко отклоняющихся величин.

Анализ однородности производился по критериям Диксона и Смирнова-Граббса [1, 5], обобщенным с учетом асимметрии и автокорреляции в исходных рядах. Для использования этих критериев необходимо рассчитать коэффициенты асимметрии и автокорреляции. В связи с тем, что по коротким рядам наблюдений

эти коэффициенты рассчитываются ненадежно, в каждом конкретном случае они определялись по совокупности рядов-аналогов.

Из общего числа анализируемых рядов резко отклоняющиеся величины содержат 14% рядов среднесуточных и 9% рядов среднемесячных минимальных расходов воды (табл. 1). В основном это наибольшие в ранжированном ряду значения расходов воды, сформированные в годы повышенной водности. Поэтому их эмпирическая обеспеченность отличается от той, которая может быть рассчитана по короткому ряду.

Анализ стационарности (или однородности во времени) исходных рядов производился с помощью статистических критериев Стьюдента и Фишера, обобщенных для рядов из распределения Пирсона III типа, имеющих связанность между смежными членами [3]. Для этого ряды минимального стока разбивались на две равные по числу лет наблюдений части и проводилось сравнение средних величин и дисперсий двух совокупностей с критическими значениями этих величин при 5%-ном уровне значимости. Из анализа стационарности многолетних колебаний минимального стока рек АТС следует, что ряды минимального стока этой территории в основном стационарны как по средним величинам, так и по дисперсиям. Причем ряды среднемесячных минимальных расходов воды более стационарны, чем ряды среднесуточных расходов воды. Ряды с нарушением условия стационарности приведены в табл. 2. Для этих рядов нестационарность обусловлена влиянием хозяйственной деятельности, а также низким качеством исходной информации по минимальному летне-осеннему стоку.

Для оценки случайности временных рядов существует множество критериев. В данном случае для проверки этого условия выбран критерий серий [2, 4]. Результаты проверки гипотезы случайности рядов среднемесячных минимальных расходов воды по общему числу серий и по максимальной длине серии представлены на рисунке. Как показывает выполненная оценка, количество рядов с числом группировок и максимальной длиной серий, выходящих за допустимые пределы, свойственные случайным выборкам, совсем незначительно. Из общего количества исходных рядов только 18 рядов среднемесячных минимальных расходов воды и 37 рядов среднесуточных минимальных расходов не отвечают условиям случайности.

Таким образом, исходя из статистического анализа рядов минимального летне-осеннего стока рек Азиатской территории СССР, получен вывод о существенной однородности, стационарности и случайности анализируемых рядов, но в каждом конкретном случае не отпадает необходимость проведения подобного анализа, подкрепленного генетической интерпретацией, так как возможны и нарушения этих условий.

Таблица 1

Статистически значимые резко отклоняющиеся экстремальные величины в рядах минимального
летне-осеннего стока рек АТС

№ п/п	Река — пункт	Среднесуточные расходы					Среднемесячные расходы				
		C_s	r	max, min	$P\%$	год	C_s	r	max, min	$P\%$	год
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	р. Катунь — п. Тюнгур	—	—	—	—	—	0,85	0,10	1 max	99	1946
2	р. Песчаная — с. Точильное	—	—	—	—	—	0,85	0,10	1 max	95—99	1938
3	р. Иртыш — п. Буран	1,08	0,17	1 max	99	1946					
4	р. Кальджир — с. Черняевка	1,08	0,17	1 max	99	1946	0,85	0,10	2 max	99	1946, 58.
5	р. Мундыбаш — п. Мундыбаш	—	—	—	—	—	1,10	0,03	1 max	95—99	1947
6	р. Тельбес — Тельбесский рудник	0,71	0,17	2 max	99	1955, 67					
7	р. Иртыш — с. Усть-Ишим	—	—	—	—	—	1,40	0,24	2 max	95—99	1903, 46.
8	р. Сев. Сосьва — д. Сосьва	—	—	—	—	—	1,05	0,24	1 max	99	1950
9	р. Кан — с. Ирбейское	0,45	0,05	1 max	99	1970	0,56	0,06	1 max	99	1970
10	р. Ангара — с. Богучары	0,45	0,10	1 min	95—99	1961					
11	р. Куда — с. Грановщина	—	—	—	—	—	0,66	0,06	1 max	99	1938
12	р. Идим — д. Сотникова	0,45	0,10	1 min	99	1943	—	—	—	—	—
13	р. Уда — д. Хая	0,45	0,10	1 max	99	1941	—	—	—	—	—
14	р. Мантуриха — с. Мантуриха	0,64	0,08	1 max	99	1931	0,84	0,02	2 max	99	1931, 73.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
15	р. Витим — г. Бодайбо	0,52	0,17	1 тах	99	1912	—	—	—	—	—
16	р. Пеледуй — п. Сользавод	0,52	0,17	1 тах	95—99	1952	—	—	—	—	—
17	р. Нюя — с. Курум	0,52	0,17	1 тах	99	1950	0,75	0,16	1 тах	95—99	1950
18	р. Амга — с. Буяга	0,52	0,17	1 тах	95—99	1938	0,75	0,16	2 тах	99	1938, 44
19	р. Амга — с. Амга	—	—	—	—	—	0,75	0,16	1 тах	95—99	1944
20	р. Амга — п. Терюль	0,52	0,17	1 тах	95—99	1938	—	—	—	—	—
21	р. Эбитизм — м. Эбэтем	0,80	0,17	1 тах	99	1975	—	—	—	—	—
22	р. Ингода — с. Атамановка	0,87	0,19	1 тах	99	1962	—	—	—	—	—
23	р. Читинка — г. Чита	0,87	0,19	1 тах	95—99	1962	—	—	—	—	—
24	р. Уркан — с. Заречное	0,75	0,19	1 тах	99	1956	—	—	—	—	—
25	р. Завитая — с. Михайловка	0,75	0,19	2 тах	99	1935, 36	—	—	—	—	—
26	р. Амур — г. Хабаровск	0,75	0,32	1 тах	95—99	1897	—	—	—	—	—
27	р. Павловка — с. Уборка	0,65	0,16	2 тах	95—99	1968, 74	—	—	—	—	—
28	р. Ореховка — Ясная Поляна	0,65	0,16	1 тах	95—99	1962	—	—	—	—	—
29	р. Раздольная — Тереховка	0,65	0,16	2 тах	99	1936, 56	—	—	—	—	—
30	р. Бохапча — в 5,4 км от устья	0,60	0,00	1 тах	95—99	1950	—	—	—	—	—
31	р. Камчатка — с. Ключи	—	—	—	—	—	0,58	0,0	2 тах	95—99	1940, 69

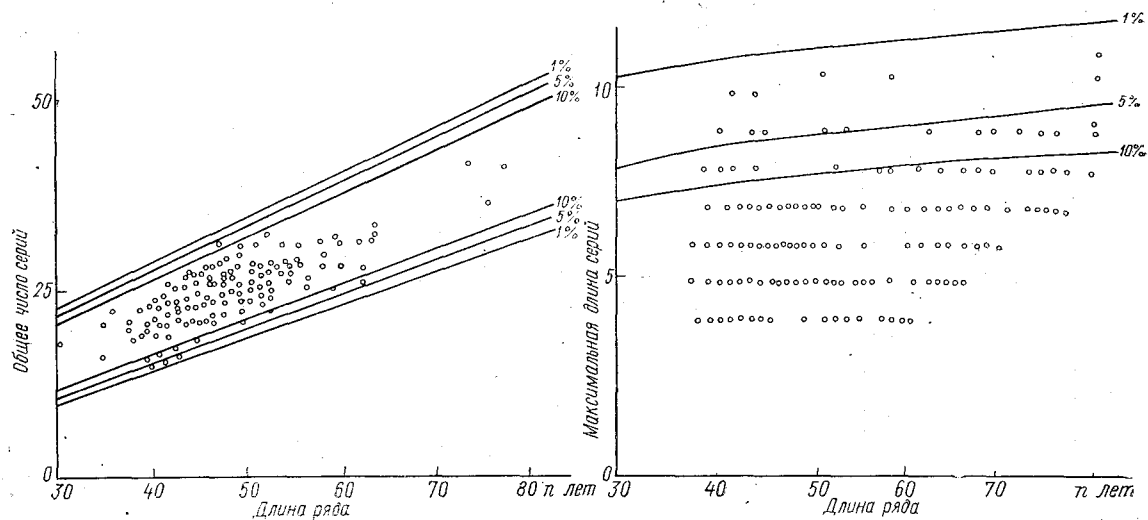
Примечание: min — наименьшее в ранжированном ряду значение расхода воды;
тах — наибольшее в ранжированном ряду значение расхода воды.

Таблица 2

Статистически значимые нестационарные ряды минимального летне-осеннего стока рек АТС

№ п/п	Река — пункт	Неоднородность средних		Неоднородность дисперсий	
		среднесуточные расходы	среднемесячные расходы	среднесуточные расходы	среднемесячные расходы
1	р. Иртыш — с. Шульба				$0,01 < \alpha < 0,05$
2	р. Томь — г. Новокузнецк	$\alpha < 0,01$	—	—	—
3	р. Мундыбаш — с. Мундыбаш	$\alpha < 0,01$	—	—	$\alpha < 0,01$
4	р. Томь — г. Томск	—	—	—	$\alpha < 0,01$
5	р. Обь — г. Салехард	—	—	—	$\alpha < 0,01$
6	р. Кеть — п. Максимкин Яр	—	—	—	$\alpha < 0,01$
7	р. Тара — с. Муромцево	$0,01 < \alpha < 0,05$	—	—	—
8	р. Омь — г. Куйбышев	$\alpha < 0,01$	—	—	—
9	р. Омь — г. Калачинск	—	—	—	$\alpha < 0,01$
10	р. Иртыш — г. Тобольск	—	—	—	$\alpha < 0,01$
11	р. Ангара — с. Богучары	$\alpha < 0,01$	$\alpha < 0,01$	—	—
12	р. Ниж. Тунгуска — с. Подволошино	$\alpha < 0,01$	—	—	—
13	р. Кан — с. Ирбейское	—	—	$\alpha < 0,01$	—
14	р. Туба — п. Бугуртак	—	—	$\alpha < 0,01$	—
15	р. Колыма — г. Среднеколымск	—	$\alpha < 0,01$	—	—

Примечание: α — уровень значимости, при котором принимается нулевая гипотеза о нестационарности рядов.



Оценка гипотезы случайности рядов среднемесячного минимального летне-осеннего стока рек
АТС по общему числу серий и по максимальной длине серий

ЛИТЕРАТУРА

1. Большев Л. Н., Смирнов Н. В. Таблицы математической статистики. М, изд. АН СССР, 1968. — 464 с.
2. Раткович Д. Я. Многолетние колебания речного стока. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 255 с.
3. Рождественский А. В., Сахарюк А. В. Обобщение критериев однородности Стюдента и Фишера на случай коррелированных во времени и пространстве гидрологических характеристик. — Тр. ГГИ, 1981, вып. 282, с. 51—71.
4. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 422 с.
5. Dixon W. J. Ratios involving extreme values, in book: The annals of mathematical statistics. Vol. 22, No. 1, March 1951, pp. 68—78.

УДК 551.579.2

Т. О. ПРОШУТИНСКАЯ, И. П. СПИЦЫН (ЛГМИ)

РАСЧЕТ ВОДООТДАЧИ ИЗ СНЕГА СТАТИСТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Для расчета испарения с сельхозполей требуется знать запас продуктивной влаги на начало теплового периода года, который до сих пор оценивается приблизительно в зависимости от местоположения района и степени увлажнения почво-грунтов. Учет динамики поступления талых вод в почву может повысить точность определения этой характеристики.

Методы расчета снеготаяния, применяемые в настоящее время, разработаны на основании уравнения теплового баланса снежного покрова, при этом данные прямых измерений составляющих теплового баланса заменяются косвенными определениями их по эмпирическим формулам. Наиболее широкое распространение в СССР получили методы П. П. Кузьмина, Е. Г. Попова, Л. Г. Шуляковского и метод температурных коэффициентов. Описание достоинств и недостатков, а также условий применения этих методов можно найти в целом ряде работ [4, 8], поэтому отметим лишь, что расчет по температурным коэффициентам является наименее точным, а сравнение других методов не показало существенного преимущества какого-либо из них при расчете суточных значений интенсивности снеготаяния по данным стандартных метеонаблюдений.

В последнее время в ряде работ [2, 7] осуществлено создание моделей снеготаяния, основанных на уравнениях математической физики. Эти модели, позволяющие полнее рассмотреть процессы, происходящие в снежном покрове в период таяния, являются одно-

временно более сложными для практической реализации и требуют большого объема метеорологической информации, поэтому они нашли применение лишь на немногих хорошо изученных водосборах.

Экспериментальные и расчетные способы позволяют определить количество растаявшего снега, однако для изучения и расчета весеннего стока рек надо знать количество талой воды, поступившей на поверхность бассейна, т. е. водоотдачу из снежного покрова.

Примерами расчетных методик определения водоотдачи из снега могут служить графоаналитический метод А. Г. Ковзеля [3] и аналитический метод Д. Е. Комарова [4]. Исходными параметрами для определения водоотдачи являются данные об интенсивности снеготаяния, которые определяются расчетными методами, что приводит к дополнительным погрешностям.

Учитывая сказанное, в данной работе предпринята попытка разработать схему расчета водоотдачи из снежного покрова по метеорологическим данным и характеристикам снежного покрова, минуя определение интенсивности снеготаяния. При этом применен статистический метод остаточных отклонений [5], для объективной аппроксимации составляющих функций применен метод сглаживания кубическим сплайном.

Следует отметить, что к настоящему времени осуществлен ряд попыток применения метода корреляционного анализа для решения подобных задач [1, 6]. Эти исследования показали возможность использования аппарата математической статистики для обобщения данных по территории и во времени.

Для получения расчетных зависимостей собран обширный материал наблюдений за водоотдачей из снежного покрова по 44 периодопунктам, а также за факторами, оказывающими влияние на этот процесс. В качестве расчетной единицы времени для изучения таяния снега выбраны сутки. В качестве факторов, определяющих процесс водоотдачи, рассмотрены метеоэлементы, характеризующие составляющие теплового баланса снежного покрова

$$h = f[t, e, u, N_o, N_n, \alpha, (Q + q)_o, (Q + q)_\phi],$$

где t — среднесуточная температура воздуха; e — упругость водяного пара; u — скорость ветра; N_o и N_n — соответственно общая и нижняя облачности; α — альbedo снежного покрова; $(Q + q)_o$ и $(Q + q)_\phi$ — соответственно суточные суммы возможной и действительной суммарной радиации.

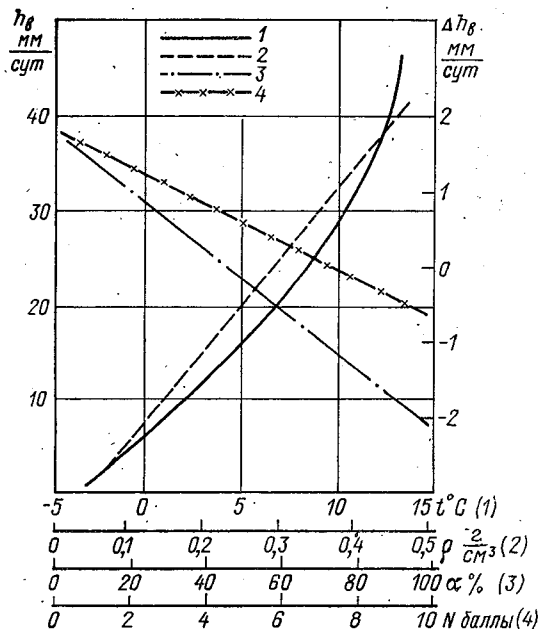
Кроме того, так как на ход водоотдачи оказывает влияние запас воды в снеге и физические свойства снега, дополнительно рассмотрены запас воды в снеге и плотность снега (S, ρ).

Расчетные зависимости строились раздельно для лесной, лесостепной и степной зон (условно названных «север» и «юг»), а также предпринята попытка построения универсальных зависимостей (названных «общие»).

В соответствии с принятой методикой исследования функция, аппроксимирующая зависимость водоотдачи из снега y_h , представляется в виде суммы составляющей функций y :

$$y_h = f(x_i) = \sum_{i=1}^n y_i(x_i), \quad i = 1, 2, \dots, n, \dots, N,$$

где N — общее количество исследуемых предикторов; n — количество предикторов, имеющих значимые связи с предиктантом.



Зависимость величины водоотдачи из снежного покрова h_B и поправок к ней Δh_B от среднесуточной температуры воздуха t (1), плотности снега ρ (2), альbedo снежного покрова α (3) и общей облачности N (4) (север)

В результате численных экспериментов выявлены значимые факторы водоотдачи из снежного покрова и установлен следующий порядок их учета:

- h север: t, ρ, α, N ;
- h юг: $t, (Q+q)_\phi, \rho, \alpha$;
- h общие: t, ρ, α .

На рисунке приведены графические регрессии, полученные для зоны «север». Оценка графических связей проводилась с помощью частных коэффициентов корреляции r , приведенных в табл. 1.

Значения частных коэффициентов корреляции, характеризующие тесноту связи графических зависимостей, построенных для определения водоотдачи из снежного покрова

Вид зависимости	r	σ_r	$t_q \sigma_r$
$h_B(t)$ общие	0,68	0,03	0,06
$\Delta_1 h_B(\rho)$	0,31	0,05	0,10
$\Delta_2 h_B(\alpha)$	0,18	0,06	0,11
$\Delta_3 h_B(t)$	0,24	0,06	0,11
$h_B(t)$ юг	0,70	0,05	0,10
$\Delta_1 h_B(Q+q)_\Phi$	0,44	0,08	0,16
$\Delta_2 h_B(\rho)$	0,42	0,08	0,16
$\Delta_3 h_B(\alpha)$	0,27	0,09	0,18
$h_B(t)$ север	0,75	0,03	0,06
$\Delta_1 h_B(\rho)$	0,25	0,07	0,13
$\Delta_2 h_B(\alpha)$	0,18	0,07	0,13
$\Delta_3 h_B(N)$	0,22	0,07	0,13

Теснота связи между фактическими и рассчитанными значениями исследуемой величины оценивалась сводными коэффициентами корреляции R , которые увеличивались по мере учета дополнительных факторов.

Окончательные значения сводных коэффициентов корреляции:

$$R_{\text{север}} = 0,81 \pm 0,03; \quad R_{\text{юг}} = 0,83 \pm 0,03;$$

$$R_{\text{общие}} = 0,75 \pm 0,03.$$

Качество расчетных зависимостей оценивалось критерием σ/σ_0 , где σ — средняя квадратическая ошибка расчета; σ_0 — среднее квадратическое отклонение исходного ряда. По данному критерию все полученные зависимости относятся к категориям удовлетворительных.

Сводные коэффициенты корреляции в результате проверки регрессий на независимом материале, не использованном при построении зависимостей, составили:

$$R_{\text{юг}} = 0,80 \pm 0,05; \quad n = 50;$$

$$R_{\text{север}} = 0,79 \pm 0,05; \quad n = 55;$$

$$R_{\text{общие}} = 0,71 \pm 0,07; \quad n = 53.$$

Данные оценки подтверждают вывод об удовлетворительности расчетных регрессий.

Поскольку метод остаточных отклонений является модификацией метода множественной линейной корреляции, проведено сравнение результатов, полученных этими методами.

При расчетах водоотдачи методом множественной линейной регрессии получены следующие результаты:

$$R_{\text{юг}} = 0,82 \pm 0,03; \quad \sigma/\sigma_0 = 0,57;$$

$$R_{\text{север}} = 0,79 \pm 0,03; \quad \sigma/\sigma_0 = 0,60;$$

$$R_{\text{общие}} = 0,73 \pm 0,03; \quad \sigma/\sigma_0 = 0,66.$$

Сравнение расчетов показывает, что имеет место незначительное преимущество метода остаточных отклонений. Малое отличие результатов вызвано тем, что все графические регрессии оказались либо прямыми, либо монотонно изменяющимися. Преимущество метода остаточных отклонений заключается в данном случае в большем удобстве использования графических регрессий при проведении массовых расчетов.

Сравнение результатов расчета водоотдачи из снега, полученных по предлагаемым регрессионным зависимостям, с вычислениями водоотдачи по методу теплового баланса П. П. Кузьмина с использованием данных четырех срочных метеонаблюдений также показало их хорошую сходимость.

ЛИТЕРАТУРА

1. Демур М. С., Румянцев В. А. Опыт применения корреляционного анализа для описания временной изменчивости интенсивности снеготаяния в бассейне р. Дона. — Тр./Гос. гидролог. ин-т, 1974, вып. 214, с. 54—60.
2. Кашеева Н. А., Палагин Э. Г. Метод и алгоритм расчета таяния снежного покрова. — Тр./Гос. гидролог. ин-т, 1980, вып. 26, с. 32—38.
3. Ковзель А. Г. Расчет водоотдачи из снега в период снеготаяния. — В кн.: Международный симпозиум по паводкам и их расчетам. Часть 2. Л., Гидрометеиздат, 1969, с. 12—22.
4. Комаров В. Д. Гидрологический анализ и прогноз весеннего половодья на равнинных реках. — Л.: Гидрометеиздат, 1956. — 304 с.
5. Константинов А. Р., Химин Н. М. Об использовании остаточного метода для исследования гидрометеорологических процессов. — Метеорология и гидрология, 1980, № 2, с. 81—88.
6. Кузьмин П. П., Демур М. С. Физико-статистические исследования процесса снего- и водоотдачи. — В кн.: Труды IV Всесоюзного гидролог. съезда, т. 6, 1976, с. 324—334.
7. Трофимова Е. Б. Математическая модель снежного покрова как многофазной среды. — В кн.: Труды IV Всесоюзного гидрологич. съезда, т. 6, 1976, с. 317—323.
8. Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. — М.: Гидрометеиздат, 1963. — 395.

Г. И. КЛИМОВ, И. В. БОЛОТНИКОВА (ЛГМИ),
Н. И. РОДИНА (ПО «Фосфорит»)

ВЛИЯНИЕ ГРУНТОВЫХ ВОД НА ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДОТОКОВ И ВОДОЕМОВ

Рациональное использование водных ресурсов и их охрана является важнейшей проблемой современности. При ее решении особенно остро встает вопрос о борьбе с загрязнением природных вод, которое интенсивно возрастает. Это ведет к нарушению экологического равновесия, обеднению фауны и флоры, появлению новых экзотических форм заболеваний человека и т. д. Не менее важно и то, что загрязнение природных вод вызывает необходимость поиска новых более устойчивых к агрессивным средам строительных материалов (особенно в гидротехнических сооружениях) и изменения технологии производства на существующих и проектируемых предприятиях. Все это вынуждает создавать более сложные и дорогостоящие системы водоснабжения, водоотведения и очистных сооружений [8, 12, 17, 21].

В СССР ежегодно, особенно с начала X пятилетки, предусматриваются мероприятия по охране природных вод от загрязнения. Эти мероприятия уже дали весьма ощутимый положительный результат по уменьшению загрязненных стоков, сбрасываемых с предприятий через организованные коллектора в поверхностные водотоки и водоемы. Однако весьма нередки случаи продолжающегося загрязнения подземных и особенно грунтовых вод [2, 4, 6, 7, 10, 11, 13, 14, 18, 19, 20]. В значительной степени это обусловлено двумя причинами. Одна из них заключается в субъективном расчете на чрезвычайно высокую способность горных пород зон аэрации и водонасыщения сорбировать посторонние примеси, приносимые с водой. Вторая причина — представление, сложившееся в первые годы изучения явления загрязнения подземных вод о том, что главными очагами загрязнения являются бассейны промышленных стоков: отстойники, накопители, хвосто- и шламохранилища, поля фильтрации и т. п., а также загрязненные естественные водотоки и водоемы [2, 5, 9].

Ранее считалось, что взаимодействие поверхностных и подземных вод в процессе загрязнения осуществляется односторонне: поверхностные воды — подземные водозаборы. Но, как показали дальнейшие исследования, в рассматриваемом процессе, как и вообще между поверхностными и подземными водами, существует и обратная связь. Была также доказана неправомерность постулата о безграничности естественного очищения подземных вод [6, 7, 10, 18, 20].

К настоящему времени установлено, что основными контрастными очагами загрязнения чаще всего являются хранилища химически активных твердых отходов, открытые склады исходного горно-рудного и горно-химического сырья, а также некоторых видов готовой продукции, сельскохозяйственных удобрений, технических СПАВ и т. п. Загрязняющие вещества в большинстве случаев поступают в водоносные горизонты в составе водных растворов, инфильтрующихся с дневной поверхности, в меньшей степени они попадают туда в результате разнообразных утечек из подземных трубопроводов и, как исключение, в результате специального подземного захоронения твердых и особо вредных жидких отходов. В отличие от жидких отходов, которые закачиваются в глубоководные и хорошо изолированные от поверхности водоносные горизонты, твердые отходы складываются в непосредственной близости от земной поверхности и находятся в так называемой зоне интенсивного водообмена.

Большинство загрязняющих веществ мигрирует в подземных водах главным образом в виде истинных растворов. Поэтому, напорные водоносные горизонты, перекрытые слабопроницаемыми породами, защищены от проникновения в них загрязняющих веществ значительно лучше, чем грунтовые воды, нередко практически неизолированные от внешних воздействий. В связи с этим в настоящее время на отдельных промышленно освоенных территориях создавалась в определенной степени парадоксальная ситуация, при которой грунтовые воды оказались загрязненными сильнее, чем сбрасываемые с предприятий промышленные и ливневые стоки [18]. Подобные факты вызывают весьма большую тревогу, так как грунтовые воды, как известно, для многих районов нашей страны являются одним из основных источников питания поверхностных водотоков и водоемов. Показательно, что в периоды выпадения интенсивных атмосферных осадков загрязнение грунтовых вод обычно достигает максимума. В связи с этим, в конечной стадии дождевых паводков на реках нередко формируется максимум интенсивного загрязнения. Такое явление описано в частности для рек полуострова Корнуэлл в Англии, где загрязнение происходит за счет выноса грунтовыми водами тяжелых металлов из заброшенных рудников [16].

О степени влияния грунтовых вод на загрязнение поверхностного водоема может свидетельствовать и факт, наблюдавшийся одним из авторов на участке захоронения твердых промстоков. Этот участок площадью около 1,5 км² расположен на береговом пляже водоема. Породы водоносного горизонта, включающего промышленные отходы, представляют хорошо сортированные разнотерристые пески с пористостью около 40%. Мощность водоносного горизонта не менее 10 м. Уровни грунтовых вод, устанавливающиеся в 1 км от берега на высоте 1,0—1,2 м над уровнем водоема и плавно падающие по направлению к нему, свидетельствуют о разгрузке грунтовых вод в этот водоем. Запасы грунто-

вых вод постепенно восполняются и общий сток их составляет не менее $1 \text{ м}^3/\text{с}$ с 1 км^2 . Вода имеет кислую реакцию (pH 3,4—4,6), общую минерализацию около $3,0 \text{ г/л}$ при преимущественно сульфатном железисто-кальциевом составе. Из вредных компонентов здесь также отмечаются фтор — до 45, фосфаты — до 30, аммоний — до 20 мг/л и высокие концентрации тяжелых металлов: мышьяка, сурьмы, меди, цинка, свинца и др. С момента захоронения отходов прошло около пяти лет. За это время растворенный химический сток с участка захоронения составил более 700 тыс. тонн.

Объемы сбрасывавшихся промышленных стоков с предприятия за это же время не превышали $0,1\text{--}0,3 \text{ м}^3/\text{с}$. Кроме существенно повышенных содержаний малотоксичных взвешенных веществ, промстоки имели следующую характеристику состава: величина pH — около 5,0, общая минерализация — около $1,5 \text{ г/л}$, содержания сульфатов — до 600; фосфатов и фтора — до 100; нефтепродуктов — до 20, железа — до 10 и мышьяка — до 1 мг/л . Химический сток за 5 лет составил менее 50 тыс. тонн, т. е. почти в 15 раз меньше, чем сток через грунтовые воды. Отсутствие животной и растительной жизни в водоеме однозначно свидетельствует о полном нарушении экологического равновесия в нем, а приведенные данные говорят сами за себя.

Примеров подобного рода негативного влияния загрязненных грунтовых вод на качество поверхностных можно привести очень много [10, 13, 18, 19, 20]. Представляется весьма вероятным, что трудности в оценке и прогнозе загрязнения поверхностных водотоков, с которыми сталкиваются в настоящее время территориальные управления Госкомгидромета, вызваны недостаточным вниманием к рассматриваемому вопросу [4].

В последние годы многие научные организации различных ведомств нашей страны работают в области разработки методов оценки и прогноза качества поверхностных водотоков в зависимости от загрязнения питающих их грунтовых вод. В первую очередь следует отметить исследования, выполняемые в этом направлении Всесоюзным научно-исследовательским институтом гидрогеологии и инженерной геологии, Ленинградским горным институтом, Московским государственным университетом, Государственным гидрологическим институтом, Всесоюзным научно-исследовательским институтом по охране вод, Ленинградским научно-исследовательским и проектным институтом ЛенНИИГипрохим и Ленинградским гидрометеорологическим институтом. Эти исследования ведутся с использованием в основном трех методов: балансового, математической статистики и моделирования, системного анализа. Анализ указанных разработок показывает, что все эти методы из-за большой гетерогенности среды пока не дают должного эффекта. Характерно, что даже при условиях загрязнения водотока сосредоточенными в одном месте выпусками пром-

стоков использование способа балансового моделирования (прогнозирования) затрудняется возможностями — «предвзятости или слишком грубого подхода к описываемым явлениям», а «недостатком статистического способа ... обычно является невозможность использования найденных зависимостей при изменении режима сброса промстоков» [1, 4]. Для рассматриваемых случаев рассредоточенной разгрузки загрязненных грунтовых вод в поверхностные водотоки и водоемы решение подобных задач резко усложняется. Это усугубляется тем, что в указанных условиях предварительно должны решаться задачи массопереноса в подземных водах. Последнее же, как это убедительно показано известным исследователем в области аналогового и численного моделирования геофильтрационных процессов В. А. Мироненко, обычно слишком рискованно в сопоставлении с масштабом возможного экологического и прямого экономического ущерба [10].

В ЛенНИИГипрохиме и ЛГМИ в настоящее время ведутся работы по оценке степени загрязнения и его прогнозирования с помощью определения так называемого индекса относительной токсичности, основывающегося на системном подходе рассмотрения процесса взаимодействия промышленное предприятие — окружающая среда [3]. Некоторые расчеты, проведенные с применением этого способа, позволяют предполагать возможность прогнозировать степень и характер загрязнения поверхностных водотоков вне зависимости от путей поступления в них загрязняющих веществ уже при проектировании предприятий. Подобный подход позволяет подойти к решению проблемы создания безотходной или малоотходной технологии, что является первоочередной и главной задачей в области охраны окружающей среды, в том числе и природных вод.

Указанные работы были проведены и внедрены впервые на предприятиях фосфорных удобрений с целью рационального природопользования и снижения себестоимости продукции заводов Министерства по производству минеральных удобрений СССР для выполнения Продовольственной программы страны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аппель М. В., Бердавцева Л. Б. Оценка параметров, характеризующих качество речных вод. Геологическая деятельность и охрана окружающей среды. — М., МГУ, 1979.
2. Бочевер Ф. М., Орадовская А. Е. Гидрогеологическое обоснование защиты подземных вод и водозаборов от загрязнений. — М.: Недра, 1972.
3. Воробьев О. Г., Уфимцев Б. Ф., Чечкин С. А. Методы расчета показателей влияния промышленных отходов на окружающую среду. Экологическая технология и очистка промышленных выбросов. Минвуз. сб. научн. трудов. Л., ЛТИ им. Ленсовета, 1979.
4. Временные методические рекомендации по оперативному прогнозированию загрязненности рек. — Л.: Гидрометеонздат, 1981.
5. Гольдберг В. М. Гидрогеологические прогнозы качества подземных вод на водозаборах. — М.: Недра, 1976.

6. Гольдберг В. М., Мошкин В. М. Изучение загрязнения подземных вод и окружающей среды на примере одного из промышленных районов. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 55, вып. 4. М., 1980.
7. Гольдберг В. М. Методические рекомендации по гидрогеологическим исследованиям и прогнозам для контроля за охраной подземных вод. М., ВСЕГИНГЕО, 1980.
8. Ласкорин Б. Н., Громов Б. В., Цыганков А. П., Сенин В. Н. Проблемы развития безотходных производств. — М.: Стройиздат, 1981.
9. Минкин Е. Л. Исследования и прогнозные расчеты для охраны подземных вод. — М.: Недра, 1972.
10. Мироненко В. А., Румынин В. Г., Учаев В. К. Охрана подземных вод в горнодобывающих районах. — Л.: Недра, 1980.
11. Орадовская А. Е. Охрана подземных вод от загрязнения. Научные основы изучения и охраны подземных вод. Ч. 2. М., МГУ, 1980.
12. Проблемы экологии в производстве фосфора и фосфорсодержащих продуктов. Сб. научн. тр. Л., ЛенНИИГипрохим, 1981.
13. Прогноз качества подземных вод в связи с их охраной от загрязнения. — М.: Наука, 1978.
14. Семенова-Ерофеева С. М., Огильви Н. А. Основные задачи гидрогеологии в проблеме охраны окружающей среды. Геологическая деятельность и охрана окружающей среды. М., МГУ, 1979.
15. Система контроля качества окружающей среды на предприятиях фосфорных удобрений. Авт.: О. Г. Воробьев, Б. Ф. Уфимцев, В. В. Годыцкая и др. Проблемы экологии в производстве фосфата и фосфорсодержащих продуктов. Сб. научн. тр. Л., ЛенНИИГипрохим, 1981.
16. Хоскинг К. Ф. Г. Проблемы применения геохимических методов поисков в Корнуэлле, Англия. Геохимические поиски. Науки о Земле. Т. 55. — М.: Мир, 1973.
17. Цыганков А. П., Балацкий О. Ф., Сенин В. Н. Технический прогресс—химия—окружающая среда. — М.: Химия, 1979.
18. Чечкин С. А., Климов Г. И., Бродская Н. А., Годыцкая В. В. Химическое загрязнение грунтовых вод предприятиями фосфорных удобрений. Проблемы экологии в производстве фосфора и фосфорсодержащих продуктов. Сб. научн. тр. Л., ЛенНИИГипрохим, 1981.
19. Чечкин С. А., Климов Г. И. Воздействие промышленных предприятий на грунтовые воды. — В сб.: Исследования и формирования речного стока и его расчеты, изд. ЛПИ, 1981, вып. 76 (ЛГМИ).
20. Чечкин С. А., Климов Г. И., Русанов Б. Д. Подземные воды в природно-технических системах промышленных комплексов. — В сб.: Вопросы гидрологии суши, изд. ЛПИ, 1981, вып. 74 (ЛГМИ).
21. Экологическая технология и очистка промышленных выбросов. Межвуз. сб. научн. тр. Л., ЛТИ им. Ленсовета, 1979.

УДК 536.27

И. П. СПИЦЫН (ЛГМИ)

ГИДРОАЭРОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛЕНОЧНОГО ОРОСИТЕЛЯ ГРАДИРЕН

Ни одно современное промышленное предприятие, работающее над выполнением Продовольственной программы, в технологическом процессе которого происходит подогрев воды, не обходится без градирен. В градирнях всех типов и размеров ороситель

является одним из основных элементов, в котором осуществляется сложный процесс охлаждения циркуляционной воды.

Настоящая работа посвящена гидроаэротермическому исследованию процесса охлаждения воды в оросителе противоточной пленочной градирни, с целью выработки рекомендаций, позволяющих при технологических расчетах градирен принимать эффективные экономически обоснованные инженерные решения.

В инженерной практике тепловых расчетов градирен для количественной оценки теплоотдающей способности воды в оросителе используются коэффициенты теплоотдачи испарением и конвекцией, условно отнесенные к единице теплоотдающей поверхности водной пленки или объема оросителя.

Конструктивными параметрами пленочного оросителя, от которых зависит интенсивность теплопередачи и величина этих коэффициентов, являются высота оросителя L , расстояние между смежными поверхностями щитов b , толщина щитов d и форма их поверхности. До настоящего времени нет зависимости, которая учитывала бы влияние этих параметров, а также режимов стекания водной пленки и движения воздуха на величину коэффициентов теплоотдачи.

Для выяснения роли в процессе охлаждения воды перечисленных выше конструктивных и гидроаэротермических параметров воспользуемся вначале величиной локального коэффициента теплопередачи α_x , условно отнесенного к единице активной поверхности, зависящего от интенсивности теплопередачи в толще водной пленки $\alpha_{ж}$ и в потоке воздуха $\alpha_{в}$.

$$\alpha_x = 2/(1/\alpha_{ж} + 1/\alpha_{в}). \quad (1)$$

Согласно законам переноса количества движения, тепла и водного пара в пограничных слоях стекающей пленки и потоке воздуха [3], а также особенностям формирования пограничных слоев в рассматриваемых условиях, местные значения $\alpha_{ж}$ и $\alpha_{в}$ изменяются по высоте оросителя так, как это в относительных величинах показано на рис. 1 кривыми 1 и 2. Эти кривые показывают, что при противотоке зоны стабилизации водной пленки и потока воздуха с повышенными значениями $\alpha_{ж}$ и $\alpha_{в}$ по высоте оросителя не совпадают. Это создает неодинаковые условия для охлаждения воды. Поэтому и местный эффективный коэффициент теплопередачи, согласно (1), как это показано на рис. 1 кривой 3, будет неодинаков по высоте оросителя.

Из структуры зависимости (1) видно, что как бы велик ни был один из частных коэффициентов $\alpha_{ж}$ или $\alpha_{в}$, величина локального эффективного коэффициента α_x ограничивается другим. При неравных значениях $\alpha_{ж}$ и $\alpha_{в}$ даже небольшое повышение меньшего из них приводит к соответствующему повышению коэффициента α_x . Увеличение же большего — почти не сказывается на величине α_x .

Кривая 4 (см. рис. 1) относительного изменения среднеобъемной температуры водной пленки по высоте оросителя, полученная

осреднением данных более 30 опытов [2, 3], выполненных при гидроаэротермических условиях близких к натурным, на фрагментах оросителя из асбестоцементных и гетинаксовых сплошных листов, так же, как и кривая 3, подтверждают теоретический вывод о том, что процесс охлаждения воды по высоте оросителя происходит неодинаково интенсивно. С целью интенсификации охлаждения воды этим процессом можно управлять, путем подбора

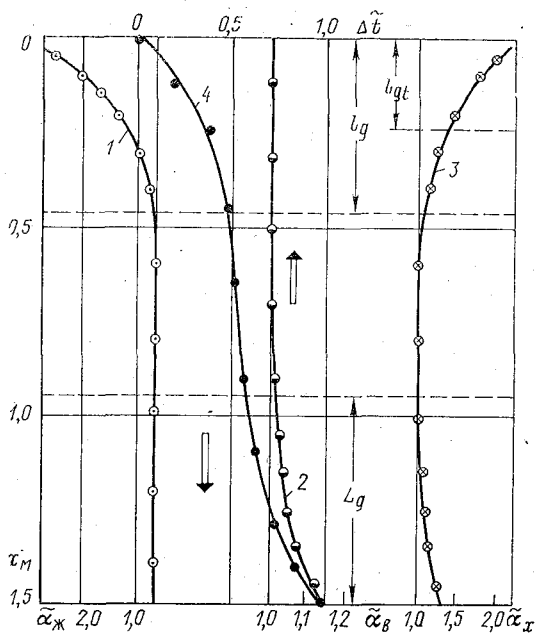


Рис. 1. Вариации по высоте оросителя:

1 — коэффициента теплопередачи в пленке; 2 — то же, в потоке воздуха; 3 — относительной величины эффективного коэффициента теплопередачи; 4 — температуры водной пленки

соотношения частных коэффициентов $\alpha_{ж}$ и $\alpha_{в}$, каждый из которых зависит от конструктивных параметров оросителя и режимных характеристик соответствующих потоков.

В пленочных оросителях из сплошных плоских щитов современных конструкций тепловоспринимающая способность турбулентного восходящего потока воздуха не по всей высоте соответствует теплоотдающей возможности ламинарно стекающей водной пленки. Для обеспечения не только высоких, но и соответствующих друг другу значений коэффициентов $\alpha_{ж}$ и $\alpha_{в}$ необходима периодическая искусственная турбулизация теплоносителей. Наиболее

перспективным способом интенсификации процесса теплообмена в оросителе, как показал опыт [2, 3], является введение дополнительных местных сопротивлений в виде перфорации щитов и подбора соответствующих между собой режимов движения потоков воды и воздуха.

При неограниченно большой высоте оросителя, если пренебречь влиянием на процесс теплообмена во входных участках, средний для всей высоты оросителя эффективный коэффициент теплопередачи $\bar{\alpha}_F$ можно принять равным местному α_x , соответствующему средней по высоте зоны орошения. Однако для оросителя реальной высоты величина $\bar{\alpha}_F$ будет больше. Поэтому при определении его необходимо учитывать существующую неравномерность путем введения в (1) осредненных значений $\bar{\alpha}_ж$ и $\bar{\alpha}_в$.

Переход от $\bar{\alpha}_F$ к объемному коэффициенту теплоотдачи можно выполнить путем умножения первого на величину удельной поверхности оросителя $F_{уд}$.

$$\alpha_v = F_{уд} \bar{\alpha}_F = 2\bar{\alpha}_F / (b + d), \quad (2)$$

где $F_{уд}$ — активная поверхность водной пленки в единице объема оросителя при двустороннем орошении щитов. Величина объемного коэффициента массоотдачи определяется делением α_v на коэффициент теплоемкости воздуха c_v , т. е. $\beta_v = \alpha_v / c_v$.

В общем теплосъеме оросителя эффект от входных участков, с более интенсивной теплоотдачей, будет различным для оросителей неодинаковой высоты. Очевидной становится ошибка, когда полученные опытные значения α_v и β_v при одной высоте неограниченно экстраполируются и используются в расчетах оросителя другой высоты. Кроме того, в расчетах не всегда соблюдается соответствие режимов движения теплоносителей и тех температурных и влажностных напоров, к которым они отнесены в опытах и в выполняемых расчетах. Поэтому в выполненных исследованиях с целью получения сравнимых данных введен «эталонный» пленочный ороситель с постоянными конструктивными размерами и стандартным режимом движения теплоносителей.

В качестве эталонного был принят ороситель высотой, равной одному метру, составленный из асбестоцементных щитов толщиной $d = 0,007$ м/с расстоянием между ними $b = 0,025$ м. За стандартные режимы движения воды и воздуха приняты такие, которые в эталонном оросителе, при средних летних гидрометеорологических условиях работы градиен (температура горячей воды 35°C , температура воздуха 25°C , влажность воздуха 60% и атмосферном давлении 100 Па), обеспечивают равенство коэффициентов $\alpha_ж$ и $\alpha_в$.

Для эталонного оросителя, как показано на рис. 2 кривыми 1 и 2 (место пересечения их), $\bar{\alpha}_ж = \bar{\alpha}_в = \bar{\alpha}_F = 18$ Дж/(м²·с·°С), а соответствующие им числа Рейнольдса $Re_ж = 24$ (плотность орошения — 1,08 кг/с) и $Re_в = 1200$ (средняя скорость — 1,17 м/с). Соответствующие этим значениям коэффициенты $\alpha_v = 810$ Дж/(м³·с·°С) и $\beta_v = 0,915$ кг/(м³·с·кг/кг).

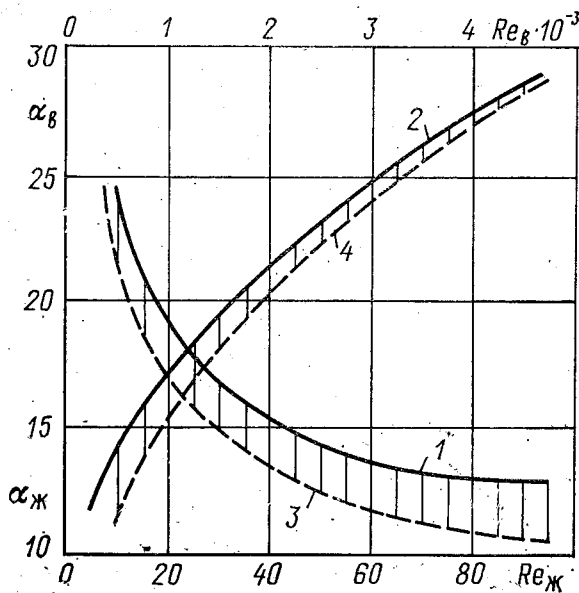


Рис. 2. Зависимость коэффициентов теплопередачи в водной пленке и потоке воздуха от соответствующих чисел Рейнольдса:

1—2 — ороситель метровой высоты; 3—4 — неограниченно большой высоты

При экспериментальном исследовании фрагментов оросителя других конструкций, работающих при других гидроаэротермических условиях, полученные результаты опыта приводились к эталонному варианту. Это дало возможность методом сравнительного анализа установить роль каждого из конструктивных параметров и режима движения теплоносителей в работе оросителя.

В выполненных экспериментальных исследованиях фрагментов оросительного устройства натуральной величины, для определения значений $\bar{\alpha}_F$, использовалась зависимость (3)

$$\bar{\alpha}_F = \frac{c_ж \rho_ж q_ж \Delta t}{L[(t_1 - \theta_1) + r_0(S_t - S_1)/c_v]}, \quad (3)$$

где $c_{ж}$, $\rho_{ж}$ и $q_{ж}$ — соответственно теплоемкость, плотность воды и плотность водяного потока; r_0 — удельная теплота испарения; Δt — разность температур воды на входе и выходе из оросителя высотой L ; t_1 — температура горячей воды; S_t — максимальное влагосодержание воздуха у поверхности водной пленки, определяемое по t_1 ; θ_1 — температура и S_2 — влагосодержание атмосферного воздуха, входящего в ороситель.

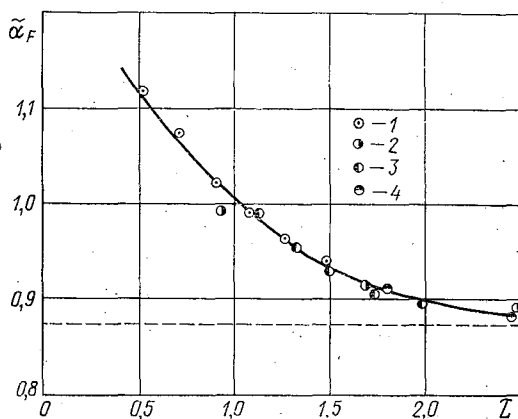


Рис. 3. Зависимость относительного коэффициента теплопередачи от высоты оросителя:

1 — опыты автора; 2 — [1, 4]; 3 — [5, 6]; 4 — [7]

Как отмечено выше, значение эффективного коэффициента $\bar{\alpha}_F$ больше в оросителе меньшей высоты, т. е. при уменьшении L коэффициент α_B увеличивается за счет сокращения при осреднении малоэффективной средней зоны. Полученная по данным опыта зависимость коэффициента $\bar{\alpha}_F$ от высоты оросителя L показана на рис. 3 в относительных координатах. Здесь все рассчитанные по (3) абсолютные значения $\bar{\alpha}_F$ отнесены к величине $\bar{\alpha}_{F1}$ эталонного оросителя метровой высоты. Нижний предел, к которому стремится величина $\tilde{\alpha}_F$ при увеличении $\tilde{L}$, показан на рис. 3 пунктирной линией. На рис. 2 этому пределу соответствует значение $\alpha_F = 16 \cdot \text{Дж}/(\text{м}^2 \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C})$, определяемое по пересечению кривых 3 и 4. Верхним пределом α_F является такое значение, которое имеет ороситель в самой верхней части, т. е. имеет высоту l_{gt} (см. рис. 1).

Графическая зависимость на рис. 3 получена по данным шести серий опыта, в каждой из которых испытываемому фрагменту

оросителя задавалась различная высота от 0,5 до 1,5 м. Полученные значения $\tilde{\alpha}_F$ для каждого значения $\tilde{L}$, в своей серии опытов, осреднялись и в относительных величинах (точками 1) показаны на рис. 3. На полученную кривую также нанесены приведенные к эталонному оросителю опытные данные других авторов [1, 4—7]. Данная зависимость аппроксимируется степенной зависимостью следующего вида

$$\tilde{\alpha}_F = 1/\tilde{L}^{0,15}. \quad (4)$$

Зависимость эффективного коэффициента $\tilde{\alpha}_F$ от расстояния между щитами b очень сложная. С уменьшением b увеличивается теплоотдающая поверхность водной пленки и уменьшается толщина пленки, соответственно уменьшаются числа Рейнольдса водной пленки и потока воздуха. С целью установления связи $\tilde{\alpha}_F$ с b на специальной экспериментальной установке испытывались фрагменты оросителя метровой высоты, набранные в каждой серии опытов из плоских листов различного гидрофильного материала при различных расстояниях между щитами.

При обработке результаты опыта в каждой серии осреднялись и в относительных величинах (к эталонному оросителю) наносились на кривую a (рис. 4). На этой кривой также показаны опытные значения других авторов, пересчитанные к эталонным условиям. Как видно из рис. 4, опытные данные достаточно хорошо осредняются кривой a , которую можно аппроксимировать следующей аналитической зависимостью:

$$\tilde{\alpha}_F = \tilde{b}^{0,62}, \quad (5)$$

где $\tilde{\alpha}_F = \bar{\alpha}_F/\bar{\alpha}_{F1}$ ($\bar{\alpha}_{F1}$ — коэффициент теплопередачи в эталонном оросителе); $\tilde{b} = b/b_{25}$ ($b_{25} = 0,025$ м). Формула (5) показывает связь $\tilde{\alpha}_F$ с b для оросителя метровой высоты. Для оросителя высотой L зависимость (5) с учетом (4) примет следующий вид:

$$\tilde{\alpha}_F = \bar{\alpha}_{F1} \tilde{L}^{-0,15} \tilde{b}^{0,62}. \quad (6)$$

Перфорация щитов оросителя горизонтальными сквозными щелями шириною, равной толщине щита, и отстоящими по вертикали друг от друга на расстоянии l_{gt} (см. рис. 1), создает условия для теплообмена, при которых α_x почти не изменяется по высоте. В результате средняя по высоте оросителя величина эффективного коэффициента $\tilde{\alpha}_F$ от высоты оросителя не зависит.

При неизменной схеме перфорации и прочих равных условиях величина $\tilde{\alpha}_F$ будет зависеть от расстояния между щитами b и значений чисел Рейнольдса потока воздуха и пленки. Для установления такой зависимости была выполнена специальная серия

опытов [3]. Для получения сравнимых результатов коэффициенты α_F приводились к стандартным условиям, кроме величины b . Результаты выполненной обработки опытных данных в относительных величинах нанесены на график рис. 4 точками, осредненными кривой b , которая описывается зависимостью (6) с постоянным коэффициентом для принятой перфорации $A = 1,25$.

Величина A показывает, что периодическое возмущение в пограничных слоях пленки и потоке воздуха принятой перфорацией щитов повышает коэффициент α_F примерно на 25%. Причем, как это показано кривой b (см. рис. 4), эффект от перфорации с уменьшением расстояния между щитами оросителя возрастает.

При имеющих место гидроаэротермических параметрах теплоносителей в градириях числа Рейнольдса, определяющие их режим движения, изменяются в небольших пределах. Однако эти изменения относятся к переходным зонам режимов. Пленка во всем диапазоне $Re_{ж}$ течет в ламинарном режиме, но он может быть безволновым и волновым. Для режима движения воздушного потока в каналах оросителя характерно то, что в рассматриваемом диапазоне Re_v он может изменяться от чисто ламинарного до развитого турбулентного. Такое изменение режимов движения теплоносителей и их сочетание могут по-разному влиять на процесс охлаждения воды в оросителе на величину α_F .

На рис. 2 для эталонного оросителя наглядно показано, что коэффициент теплопередачи $\alpha_{ж}$ в рассматриваемом диапазоне $Re_{ж}$ уменьшается с увеличением числа Рейнольдса. Коэффициент α_v находится в прямой зависимости от Re_v . Как видно из рис. 2 (пересечение кривых 2 и 3), величине эффективного коэффициента $\alpha_{F1} = 18$ для эталонного оросителя соответствует относительная величина чисел Рейнольдса $Re = Re_v/Re_{ж} = 55$. Характерным для

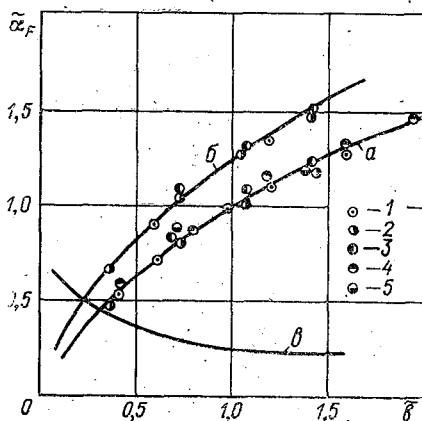


Рис. 4. Зависимость коэффициента теплопередачи от расстояния между щитами:

a — щиты сплошные; b — щиты перфорированные; v — увеличение теплоотдачи за счет перфорации

1 — щиты стеклотекстолитовые ($d = 0,005$ м); 2 — гетинаксовые ($d = 0,002$ м) — орошение капельное; 3 — то же, орошение латковое; 4 — асбестоцементные — орошение капельное и 5 — опыты [6]

зависимости $\bar{\alpha}_{F1}$ от чисел Рейнольдса является то, что величина его сохраняется при неизменном относительном значении $\widetilde{Re}$ и возрастает с увеличением последнего.

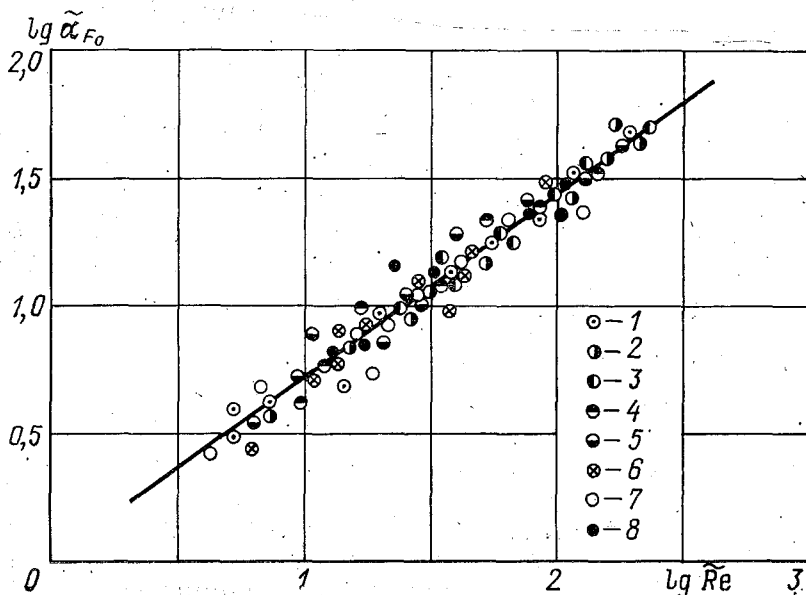


Рис. 5. Зависимость коэффициента теплопередачи от относительного числа Рейнольдса для оросителя из асбестоцементных щитов (1 — $b=0,01$ м; 2 — $0,015$ м; 3 — $0,03$ м; 4 — $0,04$ м; стеклотекстолита (5 — $b=0,009$; 6 — $0,018$ м; 7 — $0,027$ м; 8 — $0,036$ м)

Анализом большого экспериментального материала установлена графическая связь $\bar{\alpha}_{F1}$ с $\widetilde{Re}$, представленная на рис. 5, которая аппроксимируется степенной функцией

$$\bar{\alpha}_{F1} = \widetilde{Re}^{0,72}. \quad (7)$$

Результаты обработки данной серии опытов показаны на рис. 5 точками, номера которых соответствуют группам опытов с одинаковыми b и близкими по величине $\widetilde{Re}$.

Подставляя (7) в (6), можно получить зависимость для определения коэффициента теплопередачи с единицы активной поверхности пленки в виде

$$\bar{\alpha}_F = A \widetilde{Re}^{0,72} \widetilde{L}^{-0,15} \widetilde{b}^{0,62}, \quad (8)$$

где A — постоянная величина, имеющая размерность коэффициента теплопередачи ($\text{Дж}/\text{м}^2 \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}$), для плоских сплошных щитов равная единице, для перфорированных, по предлагаемой схеме, равная 1,25. Формула для определения объемного коэффициента теплопередачи (2) с учетом (8) примет следующий вид:

$$\alpha_v = 2A \widetilde{\text{Re}}^{0,72} \widetilde{L}^{-0,15} \widetilde{b}^{0,62} / (b + d). \quad (9)$$

Из зависимостей (8) и (9) видно, что коэффициент $\bar{\alpha}_F$ от толщины щитов оросителя d не зависит. Объемный же коэффициент теплопередачи α_v от d зависит сильно, поскольку b и d имеют величину одинакового порядка.

Объемный коэффициент массопередачи β_v , отнесенный в (3) к влажностному напору, выраженному влагосодержанием, определится отношением α_v/c_v .

Полученные зависимости для α_v и β_v показывают, что объемные коэффициенты теплопередачи и массопередачи находятся в прямой зависимости от числа Рейнольдса потока воздуха в каналах оросителя и в обратной зависимости от числа Рейнольдса пленки, высоты оросителя, расстояния между щитами и толщины последних. Положительное влияние перфорации на охлаждение воды учитывается величиной A , зависящей от схемы и размеров перфорации.

Зависимость (9) позволяет количественно оценить роль каждого из конструктивных параметров оросителя и режимных характеристик теплоносителей на процесс охлаждения циркуляционной воды в оросителе и градирни в целом. Каким образом изменения конструктивных параметров влияют на экономическую эффективность работы конкретных градирен, можно установить, воспользовавшись зависимостью

$$F_1 = \frac{\widetilde{L}^{0,15} (b + d) \cdot 10^6}{2A \widetilde{\text{Re}}^{0,72} \widetilde{b}^{0,62} L [(t_1 - t_1) + r_0(S_t - S_1)/c_v]}. \quad (10)$$

Зависимость (10) получена совместным решением уравнений (3) и (9) и позволяет определить площадь орошения градирни с принятым конструктивным решением, приходящуюся на один Мвт тепловой нагрузки.

Используя полученные зависимости при конструировании плечных оросителей градирен, можно технико-экономическим расчетом решить, какими при заданных гидроаэротермических условиях должны быть приняты конструктивные параметры и режимы движения воды и воздуха, чтобы градирня работала наиболее эффективно и экономично.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буланина Э. В., Морозов В. А., Сухов Е. А. Башенные противоточные градирни высокой производительности. — Изв. ВНИИГ, 1972, т. 100, с. 135—145.

2. Спицын И. П. Тепло- и массообмен пленки воды с воздушной средой. — В кн.: Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда. Т. 6. — Л.: Гидрометеониздат, 1976, с. 244—251.
3. Спицын И. П. Конвективно-испарительное охлаждение циркуляционной воды в закрытых теплообменниках. — Л.: изд. ЛПИ, 1978 (депонирована ВИНТИ № 3057—78). — 220 с.
4. Сухов Е. А. Лабораторные аэротермические исследования одноярусного оросительного устройства из плоских асбестоцементных листов. Выбор основных размеров оросителя. — В кн.: Труды координационных совещаний по гидротехнике, вып. 44. — Л., Энергия, 1968, с. 50—61.
5. I. Vlădeș, V. Barbu, N. D. Oancea, D. Iorga und M. Iadaneanu. Versuche über das Verhalten der Kühltürme mit Filmbereisung im Gegenstrom—Brennst, Wärme-kraft, 22 (1970), Nr. 10, Oktober. Busarest, s. 486—490.
6. I. Vlădeș, N. D. Oancea. Untersuchungen zum Varne und Stoffaustausch in einem vertikalen Kanal so wie in einem Kühlturm bei Genstrom mit Filmbereisung, Chemie—Ing.—Techn. 42, Jahrg, 1970, Nr. 6, s. 403—409.
7. Talos T. Intocmirea diagramelor de calcul pentru dimensionarea turnurilor de racire peliculare in contracurent. Prima Conferinta Nationala a Energeticienilor, 17—19 Octombrie, 1974, Bucuresti, x. 20, 16 p.

УДК 556.555

А. Г. НИКУЛИН (Амдерминское УГКС), В. А. ЯНКИНА (ААНИИ)

ОСОБЕННОСТИ УРОВЕННОГО РЕЖИМА ЯМСАЛЬСКОГО БАРА

При реализации Продовольственной программы большое значение имеют речные и морские пути, по которым осуществляется снабжение Крайнего Севера.

Суда, доставляющие грузы в населенные пункты на побережье Обской и Тазовской губ, а также в бассейны рек Обь, Пур, Таз и Надым, вынуждены проходить исключительно мелководные баровые участки.

Общая протяженность судоходных трасс в устьевой области Оби составляет более 2200 км. На всем их протяжении глубины меняются в широких пределах. Если в северной части Обской губы, у восточного берега, они достигают 20—25 м, то на барах составляют 2—3 м и менее. Такие различия в глубинах зачастую представляют серьезные затруднения для судоходства.

На выходе из Хананельской Оби располагается обширный мелководный участок — Ямсальский бар. Бар начинается отменями юго-восточнее мыса Ямсале, где ежегодно, в период навигации, действует временный уровеньный пост Салехардского техникума БУПа, обслуживаемый экспедицией ААНИИ. Широкой, ровной перемычкой малых глубин бар окаймляет выход из протоки в Обскую губу.

Изменчивость средних суточных уровней на Ямсальском баре в августе—сентябре характеризуется максимальной амплитудой 63 см. Непостоянство средних и дисперсий указывает на нестационарность и неэргодичность процессов изменения уровней.

Коэффициенты вариации среднесуточных уровней меняются от года к году в небольших пределах и составляют в среднем 0,11. Отличие статистического распределения значений уровней от нормального проявляется в умеренной, но устойчивой правой асимметрии. Правая асимметрия указывает на то, что значительные по величине нагоны происходят чаще, чем такие же сгоны. Объясняется это компенсирующим усилением (во время сгона) подтока речных вод с верхних участков реки. Преобладающие нагоны отражают муссонный характер климата Обского Севера, когда летом и осенью дуют ветры, преимущественно северных направлений.

Автокорреляционные функции свидетельствуют об общности временной структуры колебаний уровня на Ямсальском баре и в мелководном районе Нового Порта. Сравнительно медленные их убывание можно интерпретировать как преобладание вклада крупномасштабных возмущений уровня. Эта особенность проявляется на большинстве станций юго-западной части Карского моря.

Анализ автокорреляционных функций позволяет по величине сдвига τ при $\rho = 0,5$ оценить возможность прогнозирования среднего суточного уровня.

Среднее значение τ для бара при расчете по четырехсрочным уровням составило 30—36 часов (5—6 сроков). Однако в отдельные годы величина τ может уменьшаться до 6—12 часов (1—2 срока) и возрастать до 2—3 суток (8—9 сроков).

Одной из основных особенностей уровня режима устьевой области является неустойчивость пространственных связей во времени.

Поскольку основными внешними (по отношению к устьевой области) факторами, определяющими изменчивость уровней на барах являются динамика вод Карского моря, атмосферные процессы над устьевой областью и водный режим низовьев (как фон), для сопряженного анализа гидрометеорологических процессов на барах, в море и над Арктикой. Для этого привлекались каталоги Б. А. Крутских и Л. А. Дыдиной [3, 4] и каталог гидрологических процессов в устьевой области Оби.

За период с 1966 по 1978 гг. было проанализировано 290 ЕГП, освещенных данными по уровенному режиму. Анализ временной изменчивости сопряженности хода уровня в Новом Порту и на Ямсальском баре показал совпадение тенденций в подавляющем большинстве случаев при нагонах ($C_x = 85\%$), далеко не такое полное совпадение при сгонах ($C_x = 75\%$) и наличие периодов, когда процессы развиваются на этих постах в противофазе ($C_x \approx 10\%$).

Чем же обусловлена такая неоднородность в развитии процессов?

Рассмотрение влияния внешних факторов показало, что в 63% случаев нагоны на Ямсальском баре образуются в периоды развития нагона на юго-западной части Карского моря. Причем, практически все они одновременно отмечаются в Новом Порту. Интересно, что и решение обратной задачи позволяет подтвердить эту закономерность: в 70% случаев наблюдения нагона в юго-западной части Карского моря отмечается нагон на баре. Атмосферные процессы, обуславливающие нагоны на Ямсальском баре, относятся к группе Б и Д по классификации Л. А. Дыдиной и характеризуются (соответственно) антициклоническим полем над западной и восточной частью Евразийского сектора Арктики при циклоническом поле над центральной частью [3].

Наиболее вероятными переходами этого типа оказались переходы в сгонный тип (сгон отмечается на всей акватории) и в тип, характеризующийся относительно спокойным уровнем — незначительными колебаниями относительно среднего.

Однако следует отметить, что 17% нагонов на баре отмечаются при «спокойном» уровне, а 12% — при сгоне на предустьевом участке моря.

Эти типы процессов обусловлены формированием барических образований над регионом, которые могут отмечаться при любых типах синоптических процессов над Арктикой [3]. Выявление закономерностей их возникновения — задача региональной синоптики, может быть решена при выполнении целевой классификации синоптических процессов на Обь-Енисейском севере.

Формирование сгона на Ямсальском баре — процесс гораздо более сложный. Только 6% сгонов возникает при сгоне в предустьевом пространстве моря и 14% сгонов отмечается при нагонном типе процесса в Карском море, причем 50% сгонов отмечается при циклонической, а 30% — при антициклонической циркуляции вод. Эти сгоны являются процессами, которые накладываются на нагонную волну, идущую с Карского моря, как противофаза и отмечаются только в дельте, на баре и на мелководье. Эти сгоны не бывают экстремальными, их продолжительность — не более 2—3 суток. Амплитуда составляет 70% от максимальной.

Экстремальными являются сгоны первых двух типов, они наиболее продолжительны — до 4—5 суток. Падение уровней при таких сгонах может достигать критических отметок. Их прогноз особенно важен и может быть выполнен на тех же принципах, что и методики, разработанные Ю. А. Ванда и В. И. Андрющенко [1, 2].

Исследование сгонных явлений, обусловленных региональными синоптическими особенностями, так же как и нагонов локального происхождения, делает актуальной задачу целевой классификации синоптических процессов.

Задачами дальнейших исследований уровня режима баровых районов являются следующие.

1. Освоение и применение методов анализа нестационарных случайных процессов:

а) выявление, аппроксимация многочленом и типизация трендов, их корректная фильтрация;

б) определение криволинейных зависимостей и оценка тесноты связи между уровнями на опорном пункте и на баре;

в) уточнение типов гидрометеорологических процессов, создающих ситуации, при которых уровни лимитируют судоходство.

2. Рассмотрение возможности применения результата расчета стоковой составляющей за период «начало спада половодья — осенняя межень» по программе «Стокс», разработанной в ААНИИ.

3. Проведение наблюдений за уровнем и глубинами на барах Обь-Тазовской устьевой области.

Решение этих задач позволит перейти к разработке методики краткосрочного прогноза уровней.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрущенко В. И. Использование высотного барического поля для увеличения заблаговременности краткосрочных прогнозов уровня моря. — Метеорология и гидрология, 1979, № 8, с. 102—104.
2. Ванда Ю. А. Метод прогноза неперiodических колебаний уровня моря с заблаговременностью трое суток на судоходной трассе бухта Тикси—бар, р. Индигирки. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. географ. наук. Л., 1982.
3. Дыдина Л. А. Особенности развития синоптических процессов в Арктике и их использование в прогнозах на средние сроки. — Л.: Гидрометеоиздат, 1962. — 223 с.
4. Крутских Б. А. Основные закономерности изменчивости режима арктических морей в естественных гидрологических периодах. — Л.: Гидрометеоиздат, 1978. — 91 с.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<i>Бондаренко Н. Ф., Константинов А. Р., Данилов А. Н.</i> Размещение посевных площадей под зерновыми в соответствии с почвенно-климатическими условиями Ленинградской области	3
<i>Воробьев О. Г., Михайлов Л. Е., Прокофьева Т. И.</i> Влияние орошения на гидромелиоративные условия в зоне недостаточного увлажнения (на примере Кулундинской степи)	17
<i>Серякова Л. П., Ушакова Т. В.</i> Методика прогноза запасов продуктивной влаги в почве в разных районах СССР	27
<i>Константинов А. Р., Досычева Л. А., Лисовский И. Б.</i> Испаряемость с орошаемых полей	32
<i>Лаховская В. Я., Субботин А. С.</i> Расчет испарения с луговой поверхности на основе биологических кривых водопотребления	41
<u><i>Палагин Э. Г.</i></u> , <i>Скворцов М. Ю.</i> Учет снеготаяния в агрогидрологических задачах	45
<i>Виноградов В. В., Вершинин А. П.</i> К вопросу о погрешностях определения испарения с суши методом испарителей-лизиметров	54
<i>Барышников Н. Б., Рублевская Р. М., Субботина Е. С.</i> Гидрологическое обеспечение сельскохозяйственной продуктивности пойм	60
<i>Костюченко А. А., Перова Т. В.</i> К расчету коэффициентов шероховатости пойменных русел	65
<i>Игнатьев В. И., Ежов А. В.</i> Изучение течений в устьевых областях рек для обеспечения качества воды для орошения	67
<i>Арсеньев Г. С.</i> Водохозяйственные проблемы верхней Оби в связи с развитием агропромышленных комплексов	71
<i>Иманов Ф. А.</i> Расчет минимального стока горных рек в вегетационный период	74
<i>Проскуряков А. Б., Трушевский В. Л.</i> Роль размеров водотока в формировании талика (с учетом климатических характеристик)	81
<i>Берденников В. П., Винников С. Д.</i> К дальнейшему развитию методики расчета воздействия раздробленного льда на берега и сооружения	86
<i>Трушевский В. Л., Соколова В. А., Кращенко Е. А.</i> Учет нестационарности движения воды при решении задачи теплопереноса	96
<i>Химин Н. М.</i> Выбор масштабов пространственно-временного осреднения уравнения водно-термического режима Обской губы	101
<i>Дивногогорская Е. Ю.</i> Обоснование стохастического подхода к расчету температуры воды	107
<i>Шелутко В. А., Гутниченко В. Г.</i> Оценка числовых характеристик на основе учета внутрирядных связей в целях водохозяйственного проектирования	113
<i>Лобанова Е. В., Лобанов В. А.</i> Анализ многолетних рядов минимального летне-осеннего стока рек АТС по статистическим критериям	121

	Стр.
<i>Прошутинская Т. О., Спицын И. П.</i> Расчет водоотдачи из снега статистическими методами	127
<i>Климов Г. И., Болотникова И. В., Родина Н. И.</i> Влияние грунтовых вод на загрязнения поверхностных водотоков и водоемов	132
<i>Спицын И. П.</i> Гидроаэротермические исследования пленочного орошителя градирен	136
<i>Никулин А. Г., Янкина В. А.</i> Особенности уровня режима Ямсаляского бара	146

Межвузовский сборник научных трудов, вып. 86.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ РЕСУРСЫ ПРОДОВОЛЬСТВЕННОЙ ПРОГРАММЫ

Редактор *Иващенко Т. В.*

Корректор *Ломакина Л. В.*

Сдано в набор 25.10.83.	Подписано в печать 09.10.84.	М-40956.
Формат бумаги 60×90 ¹ / ₁₆ .	Бум. тип. № 2.	Лит. гарн.
Печ. л. 9,5.	Уч.-изд. л. 9,7.	Тираж 300 экз.
	Темплан 1984 г., поз. 171.	Зак. 1.
		Цена 1 р. 50 к.

ЛПИ им. М. И. Калинина, 195251, Ленинград, Политехническая ул., 29

Типография ВСОК ВМФ