

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
КОМИТЕТ СССР  
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ  
И КОНТРОЛЮ  
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО  
КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ  
ИНСТИТУТ

# ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

Доклады  
конференции  
молодых ученых  
и специалистов

*Под редакцией  
д-ра геогр. наук  
И. В. Попова  
и канд. техн. наук  
С. А. Кондратьева*

Ленинград, ГГИ  
Февраль 1981 г.



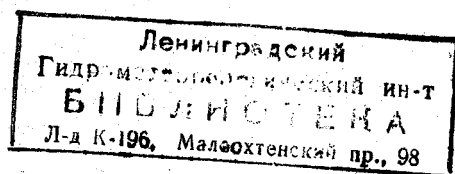
Ленинград Гидрометеиздат 1982

УДК 556. (063) + 551.588.7

Содержит доклады конференции молодых ученых и специалистов, состоявшейся в феврале 1981 г. Отражены вопросы, связанные с исследованием водных ресурсов, речного и подземного стока, руслового процесса, мелиорации, гидрофизики. Группа статей посвящена вопросам изменения климата под влиянием антропогенных воздействий.

Представляет интерес для специалистов в области гидрологии, метеорологии, гидрогеологии и мелиорации.

322263



1903030200-077  
В 069(02)-82 -28-82(2)

© Государственный гидрологический институт (ГГИ), 1982 г.

*А. И. Моисеенков (ГГИ)*

**ВОССТАНОВЛЕНИЕ ГИДРОГРАФОВ ЕСТЕСТВЕННОГО  
СТОКА В БАСЕЙНЕ р. ВОЛГИ  
НА ОСНОВЕ МЕТОДОВ РАСЧЕТА  
НЕУСТАНОВИВШЕГОСЯ ДВИЖЕНИЯ ВОДЫ**

В последнее время в гидрологической литературе все чаще рассматривается вопрос о разработках методов восстановления гидрологических характеристик, создании математических моделей для крупных речных водосборов, что определяется широким кругом сложных народнохозяйственных задач. В основном эти задачи связаны с интенсивным влиянием деятельности человека на речной сток, изменением его количественных и качественных характеристик, перераспределением его в пространстве и во времени. Решение этих задач требует оптимального использования водных ресурсов, удовлетворяющих нужды многих отраслей народного хозяйства, что невозможно без предварительной оценки их происшедших и ожидаемых изменений.

Одним из путей решения подобных задач является разработка математических моделей для крупных речных водосборов, позволяющих решать задачи двух типов. К первому относятся задачи восстановления гидрографов стока за короткие интервалы времени для крупных рек, сток которых интенсивно используется на хозяйственные нужды, ко второму — задачи по оценке возможных в перспективе изменений количественных характеристик стока при осуществлении различных водохозяйственных мероприятий.

В данной работе излагаются результаты исследований, посвященных решению задач первого типа, применительно к бассейну р. Волги. Решение основывается на расчете неуставившегося движения воды, выполненном последовательно, начиная от верхних участков р. Волги и ее основных притоков, по всем опорным створам до замыкающего створа г. Волгоград.

В основу модели трансформации речного стока положен генетический метод с применением переменной кривой добегаания. В практике прогнозов и расчетов стока широко используются так

называемые упрощенные методы расчета неустановившегося движения водных масс, основывающиеся на использовании уравнений водного баланса и зависимостей, описывающих изменения запасов воды на речном водосборе. Применение методов этого класса удобно тем, что при относительно небольшом объеме исходной информации, легкости реализации их на электронно-вычислительных машинах, они дают удовлетворительные результаты на значительных участках бассейнов, что позволяет использовать их для расчетов стока на крупных водосборах. Методы, основанные на генетической формуле стока, обычно используют при прогнозах и расчетах гидрографов дождевых паводков и весенних половодий [1], так как они учитывают ход интенсивности дождя или водоотдачи из снежного покрова и добегание воды по склонам и русловой сети бассейна, т. е. индивидуальные особенности физико-географических характеристик водосбора. Подобную схему расчета с некоторыми изменениями можно применять для трансформации гидрографов в русловой сети, основная идея которой заключается в последовательном суммировании элементарных объемов стока, прошедших через верхний створ в разные моменты времени и одновременно проходящих через нижний створ.

Преобразованная генетическая формула известна в литературе [2] как интеграл Дюамеля

$$Q(t) = \int_0^t q(t-\tau) P(\tau) d\tau, \quad (1)$$

где  $P(\tau)$  — кривая добегания, или функция влияния.

Также широко известно двухпараметрическое уравнение, аппроксимирующее кривую добегания, предложенное Г. П. Калининым и П. И. Милюковым:

$$P(\tau) = \frac{1}{\tau(n-1)!} \left(\frac{t}{\tau}\right)^{n-1} e^{-\left(\frac{t}{\tau}\right)}, \quad (2)$$

где  $n$  и  $\tau$  — эмпирические параметры.

При допущении, что физико-географические условия, которые определяют соотношение параметров на участке реки, остаются неизменными во времени, задача трансформации стока сводится к определению вида кривой добегания, характеризующей особенности данного участка. Для этой цели ряд авторов предлагают использовать методы оптимизации [1, 3], однако при решении некорректных задач, к которым относится задача определения вида кривой добегания, решение часто не является устойчивым, что объясняется различными условиями, при которых формируется тот или иной паводок, изменчивостью самого процесса трансформации [5]. Серии расчетов для разных участков в бассейне р. Волги, относящихся к различным природным зонам, для лет с различной водностью показали, что применение выражения (2) для трансформации гидрографов на участке реки с жестко заданными параметрами  $n$  и  $\tau$  не дает желаемого результата, так как

кривая добегания постоянно меняет свои очертания от паводка к паводку, от одной фазы водности к другой. Принимая во внимание указанное обстоятельство, в расчетной схеме восстановления естественных характеристик стока использовалась переменная кривая добегания, вид которой в основном зависит от величины элементарного расхода в верхнем створе и гидрографических характеристик русла на данном участке. Представление кривой добегания в виде выраженного в относительных единицах трансформированного расхода позволяет описать ее вид характеристиками, аналогичными тем, которые обычно используют для определения формы паводочных гидрографов. Основными характеристиками, описывающими вид функции влияния, являются:

- время добегания, определяемое по максимуму функции,
- продолжительность распластования, выраженное в общем числе ординат функции,
- форма функции влияния, определяемая как соотношение ее основных элементов, выраженное коэффициентом

$$\gamma = \frac{P_{\max}}{P_0} \frac{t_{\pi}}{t_0}, \quad (3)$$

где  $P_{\max}$  — максимальная ордината функции,  $P_0$  — сумма всех ординат, равная единице,  $t_{\pi}$  — продолжительность ветви подъема,  $t_0$  — число ординат функции влияния.

Анализ изменения вида кривой добегания при всех возможных соотношениях параметров  $n$  и  $\tau$  позволил получить номограмму, представленную на рис. 1, из которой легко можно вывести зависимости, связывающие параметры функции влияния с характеристиками ее вида:

$$T = \tau(n - 1); \quad (4)$$

$$\gamma = 0,52 (n - 1)^{0,38}; \quad (5)$$

$$t_0 = \tau[1,5(n - 1) + 6,0]. \quad (6)$$

Здесь  $T$  — время добегания,  $\gamma$  — коэффициент формы,  $t_0$  — число ординат функции влияния. Из представленной номограммы и полученных зависимостей видно, что коэффициент формы функции влияния зависит только от одного параметра  $n$ ; это обстоятельство позволило упростить, а также сделать в значительной мере более универсальной схему расчета трансформации гидрографов. Упрощение заключается в том, что задача определения формы кривой добегания сводится к нахождению только одного параметра  $n$ , описывающего гидрографические особенности участка реки, тогда как параметр  $\tau$  задается в зависимости от времени добегания на участке, а усовершенствование расчетной схемы связано с тем, что, не теряя своей гибкости, двухпараметрическая линейная схема сводится к нелинейной, так как каждый элементарный расход из верхнего створа трансформируется в нижний по своей кривой добегания, у которой в каждый последующий интервал времени изменяется время добегания, а коэффициент

формы остается постоянным. Для определения времени добега-  
ния  $T$  использовалась его связь с расходами в верхнем створе  $Q_B$ ,  
которая достаточно надежно аппроксимируется выражением вида

$$T = c_1 \frac{1}{Q_B} + c_2, \quad (7)$$

причем следует отметить, что коэффициенты зависимости (7)  
 $c_1$  и  $c_2$  остаются устойчивыми для лет с различной водностью и  
незначительно изменяются за продолжительные периоды времени.

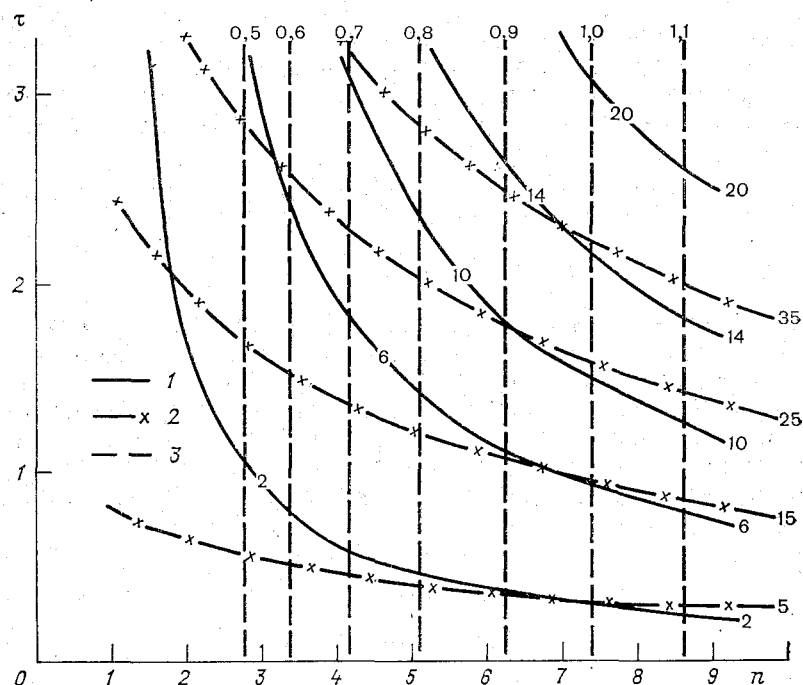


Рис. 1. Зависимость основных характеристик функции влияния от соотношения параметров  $n$  и  $\tau$ .

1 —  $T$ , 2 —  $t_0$ , 3 —  $\gamma$ .

Представленная схема расчета трансформации гидрографов послужила основой для создания модели восстановления естественных характеристик стока за короткие интервалы времени применительно к бассейну р. Волги.

В процессе разработки модели русловая сеть бассейна р. Волги была разделена на 15 участков, на которых форму функции влияния можно без больших погрешностей считать постоянной. В верховьях р. Волги и ее основных притоках было выделено 12 стокообразующих районов, гидрологический режим которых принимается несущественно измененным под влиянием хозяйственной деятельности. Параметры по каждому расчетному участку

определялись согласно изложенной схеме расчета. Боковой приток при подборе формы функции влияния вычислялся по формулам руслового водного баланса [4], а при восстановлении стока — по стоку малых рек, соответственно увеличенному на коэффициент площади, не освещенной гидрологическими наблюдениями. Параметр  $n$  в зависимости (2) подбирался путем расчета всех возможных вариантов, где критерием наилучшего соответствия принималась сумма квадратов отклонений вычисленных расходов от наблюдаемых. Следует отметить, что в отличие от расчетов неустановившегося движения воды по линейной схеме применение переменной функции влияния позволяет получать устойчивые значения параметра  $n$ , не зависящего от колебаний водности, причем преимущества применения нелинейной схемы расчета особенно отчетливо прослеживаются, когда гидрограф имеет сложную многопиковую форму.

Объединение базовых участков в общую модель и проверка надежности разработанной схемы проводились на завершающем этапе. Компоновка модели осуществлялась последовательно, от верхних участков реки и ее притоков с подключением всех промежуточных створов до замыкающего створа р. Волга — г. Волгоград, с таким расчетом, чтобы восстановленный гидрограф в нижнем створе одного участка становился входным гидрографом в верхнем створе на следующем участке. Проверка скомпонованной модели на независимом материале проводилась для различных районов бассейна р. Волги, на которых удалось выделить

Погрешности расчета гидрографов стока в бассейне Верхней Волги на примере 1939 г.

| Номер участка | Верхний створ      | Нижний створ      | Средний расход, м <sup>3</sup> /с | Среднеквадратическое отклонение вычисленных расходов от наблюдаемых, м <sup>3</sup> /с | Относительное отклонение максимального расхода, % |
|---------------|--------------------|-------------------|-----------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------|
| 1             | Волга — Старица    | Волга — Прислон   | 114                               | 4,31                                                                                   | 12,4                                              |
| 2             | Волга — Прислон    | Волга — Ярославль | 571                               | 9,35                                                                                   | 3,1                                               |
| 3             | Молога — Лентьево  |                   |                                   |                                                                                        |                                                   |
|               | Волга — Ярославль  | Волга — Чкаловск  | 934                               | 23,6                                                                                   | 4,2                                               |
|               | Унжа — Макарьев    |                   |                                   |                                                                                        |                                                   |
| 4             | Ока — Калуга       | Ока — Половское   | 415                               | 7,0                                                                                    | 7,6                                               |
| 5             | Ока — Половское    | Ока — Муром       | 667                               | 22,1                                                                                   | 16,5                                              |
|               | Мокша — Б. Майдан  |                   |                                   |                                                                                        |                                                   |
| 6             | Ока — Муром        | Ока — Горбатов    | 884                               | 38,7                                                                                   | 8,7                                               |
|               | Клязьма — Владимир |                   |                                   |                                                                                        |                                                   |
| 7             | Волга — Чкаловск   | Волга — Чебоксары | 2060                              | 43,2                                                                                   | 5,8                                               |
|               | Ока — Горбатов     |                   |                                   |                                                                                        |                                                   |

годы совместных наблюдений по всем расчетным створам с незначительно нарушенным гидрологическим режимом. Наиболее крупным из этих районов был бассейн Верхней Волги вместе с р. Окой

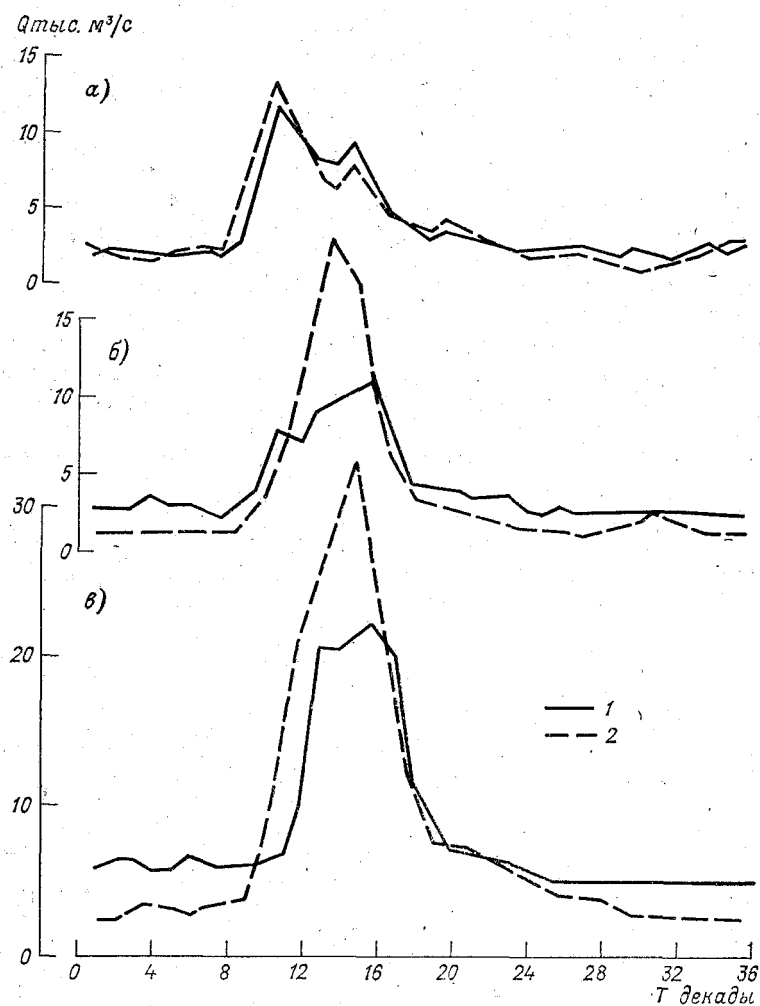


Рис. 2. Совмещенные наблюденный и восстановленный гидрографы.  
1 — наблюденные расходы; 2 — восстановленные. а — р. Волга — г. Чебоксары, 1974; б — р. Кама — г. Набережные Челны, 1974; в — р. Волга — г. Волгоград, 1974 г.

до замыкающего створа р. Волга — г. Чебоксары, включающий в себя 7 базовых участков, проверка на которых проводилась на примере 1939 г. (см. таблицу).

Анализ результатов проверки на независимом материале по всем районам за разные годы позволяет сделать вывод, что мо-

дель, созданная применительно к бассейну р. Волги, дает вполне удовлетворительные результаты и может быть использована для восстановления естественного стока за годы с нарушенным режимом. Учитывая многообразие физико-географических условий формирования стока и гидрографических характеристик участков, на которых проводилась апробация модели, можно говорить об универсальности предлагаемой схемы и рекомендовать ее для решения задач восстановления стока по коротким интервалам времени на других крупных водосборах. В качестве примера решения подобной задачи на рис. 2 приведены совмещенные гидрографы наблюдаемых и восстановленных расходов по трем основным створам бассейна р. Волги за 1974 г.

В заключение следует отметить, что разработанная схема расчета может послужить основой для создания более общей математической модели формирования стока р. Волги и его изменений под влиянием климатических факторов и комплекса факторов хозяйственной деятельности, при помощи которой можно будет оценивать происшедшие и прогнозировать ожидаемые изменения в гидрологическом режиме реки при различных сочетаниях климатических условий и различных уровнях развития хозяйственной деятельности в бассейне.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жидиков И. А., Левин А. Г., Нечаева Н. С., Попов Е. Г. Методы расчета и прогноза половодья для каскада водохранилищ и речных систем.—Л.: Гидрометеониздат, 1977.—129 с.
2. Калинин Г. П., Милюков П. И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс.—Л.: Гидрометеониздат, 1958.—70 с.—(Труды ЦИП. Вып. 66).
3. Кучмент Л. С. Математическое моделирование речного стока.—Л.: Гидрометеониздат, 1972.—191 с.
4. Нежиховский Р. А. Руслонная сеть бассейна и процесс формирования стока воды.—Л.: Гидрометеониздат, 1971.—255 с.
5. Шикломанов И. А. Использование электронных моделирующих устройств для расчетов дождевых паводков с учетом районной кривой инфильтрационной способности водосборов.—Труды ДВНИГМИ, 1969, вып. 28, с. 115—129.

*Т. И. Владимирова (ГГИ)*

### **ФОРМИРОВАНИЕ СТОКА АМУДАРЬИ И СЫРДАРЬИ И ВЛИЯНИЕ ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА ЕГО СУММАРНЫЕ ПОТЕРИ**

Основными реками, определяющими водные ресурсы бассейна Аральского моря, являются Амударья и Сырдарья. Область формирования стока этих рек находится в высокогорных районах Памира и Тянь-Шаня, которые служат естественными аккумуляторами атмосферной влаги. Предгорные и равнинные части бассейнов представляют собой область рассеивания и использования стока. В этой области существенное влияние на режим рек оказывает хозяйственная деятельность, основным видом которой является орошаемое земледелие. Кроме того, здесь развито промышленное и коммунальное водопотребление, гидроэнергетика, рыбное хозяйство, водообеспечение пастбищного животноводства. Площадь орошаемых земель в бассейне Аральского моря постоянно увеличивается. К 1960 г. она достигла 5 млн. га, а в настоящее время превысила 6 млн. га [3, 4]. Ирригационная сеть представлена многочисленными каналами, имеющими как местное значение, так и осуществляющими межбассейновые переброски стока. К последним относится Аму-Бухарский канал, по которому вода подается из Амударьи в бассейне р. Зеравшан, Каракумский канал, обеспечивающий амударьинской водой безводные районы Туркмении и др. В бассейнах Амударьи и Сырдарьи имеется несколько десятков водохранилищ сезонного регулирования, построены и строятся водохранилища многолетнего регулирования стока. Огромные массы воды, изъятые на орошение, расходуются на испарение, частично возвращаются в реку по сбросным каналам и коллекторам, часть их просачивается в почву, питая грунтовые воды.

Суммарные потери стока в зоне его использования могут быть определены по разности между притоком воды из зоны формирования стока ( $Q_{з.ф}$ ) и наблюдаемым стоком в расчетном замыкающем створе реки ( $Q_n$ ). На их величину оказывают влияние как

естественные факторы (испарение с водной поверхности, фильтрация речных вод в дно и берега), так и антропогенные, обусловленные безвозвратным водопотреблением различных отраслей народного хозяйства, главным образом орошаемого земледелия.

В настоящей статье дается оценка притока воды из зоны формирования стока Амударьи и Сырдарьи и делается попытка оценить влияние хозяйственной деятельности в бассейнах указанных рек, характеризуемой разностью между суммарными водозаборами ( $Q_{вз}$ ) и водосбросами ( $Q_{вс}$ ), на величину общих потерь стока ( $Q_{п} = Q_{з.ф} - Q_{н}$ ). Для решения этой задачи использованы результаты гидрометрических наблюдений на реках Амударье, Сырдарье, их притоках, водозаборных и сбросных каналах за 1932—1976 гг.

Нижняя граница зоны формирования стока в рассматриваемых речных бассейнах условно проведена по выходам рек из горных долин, через пункты гидрологических наблюдений, размещенные выше основных водозаборов в ирригационные каналы.

Территория, расположенная выше указанной границы, примерно характеризует среднюю многолетнюю площадь зоны формирования стока горных рек. Однако в экстремальные по водности годы площадь зоны формирования может заметно отличаться от средней, увеличиваясь в многоводные годы и уменьшаясь в маловодные.

Приток воды из зоны формирования стока ( $Q_{з.ф}$ ) вычислялся путем суммирования средних годовых расходов воды рек на нижней границе указанной зоны, принятых по материалам наблюдений или расчетным данным. Пропуски в измерениях восстанавливались по связям со средними годовыми (средними месячными) расходами рек-аналогов, имеющих более длительные ряды наблюдений.

Сток с территорий, не охваченных гидрометрическими наблюдениями, определен приближенно по районным зависимостям среднего многолетнего модуля стока рек ( $M$ ) или зонального модуля стока ( $m_0$ ) от средней взвешенной высоты водосбора или зоны ( $H_{ср}$ ) с последующим переходом к стоку конкретных лет на основе использования модульных коэффициентов годового стока рек-аналогов

$$k_{ан} = \frac{Q_{ан}}{\bar{Q}_{ан}}, \quad (1)$$

где  $Q_{ан}$  — средний расход реки-аналога за расчетный год;  $\bar{Q}_{ан}$  — норма годового стока.

В качестве аналога выбиралась река, имеющая сходные с неизученным водотоком условия формирования стока, а также однотипный рельеф и гидрогеологические условия бассейна.

Средний годовой расход с площади  $F_i$ , сток с которой не учтен измерениями, рассчитывался по формуле

$$Q_{F_i} = \bar{Q}_{F_i} k_{ан}, \quad (2)$$

где  $\bar{Q}_{Fi}$  — норма годового стока с указанной площади;  $k_{ан}$  — модульный коэффициент годового стока, полученный по данным наблюдений на реке-аналоге.

В связи с развитием хозяйственной деятельности некоторые посты, расположенные на нижней границе зоны формирования стока и ранее фиксировавшие неискаженный гидрологический режим водотоков, потеряли в этом смысле свое прежнее значение. Восстановление стока для таких постов осуществлялось путем построения графиков связи средних годовых расходов воды в створе рассматриваемой реки со стоком водотоков с неискаженным режимом или путем применения метода руслового водного баланса.

На афганской части зоны формирования стока Амударьи находятся два крупных левобережных притока р. Пяндж — реки Кокча и Кундуз, по которым поступает сток, оставшийся после разбора воды на орошение, водоснабжение и другие хозяйственные нужды. При подсчете притока воды по этим рекам на территорию Советского Союза использовались значения стока в их устьях, наблюдаемые (1965—1966 гг.) или восстановленные по графикам связи со стоком р. Пяндж у пгт Нижний Пяндж.

Река Амударья образуется при слиянии рек Пяндж и Вахш и впадает в Аральское море, образуя обширную дельту. Площадь водосбора р. Пяндж составляет третью часть водосборной площади Амударьи и дает около половины стока воды этой реки. Река Вахш, площадь водосбора которой равна 10 % площади бассейна Амударьи, определяет примерно одну треть ее годового стока.

Площадь водосбора Амударьи до г. Керки равна 309 тыс. км<sup>2</sup>, а площадь зоны формирования стока до этого створа 159 тыс. км<sup>2</sup>, что составляет 52 % водосборной площади; доля неизученной в гидрологическом отношении площади равна 12,7 тыс. км<sup>2</sup>, или 8 % площади зоны формирования стока.

Естественные водные ресурсы бассейна Амударьи формируются за счет таяния снега и льда в горах и выпадения жидких осадков в области низкогорья, а также за счет подземных вод, дренируемых гидрографической сетью.

Согласно классификации рек Средней Азии по типам питания, предложенной В. А. Шульцем, из 36 притоков Амударьи, рассматриваемых в створах на границе зоны формирования стока, 20 имеют ледниково-снеговое и снегово-ледниковое питание, а 16 — снегово-дождевое и снеговое питание.

Почти на всех реках территории подземное питание составляет 23—35 % годового, а на некоторых и больше (р. Вахш — 40 %) [7].

Два гидроствора на левой составляющей Амударьи — р. Пяндж (у кишл. Хирманджой и пгт Нижний Пяндж) находятся в зоне формирования стока, где хозяйственная деятельность развита слабо, за исключением бассейна р. Кызылсу, в котором водозабор

на хозяйственные нужды уже становится ощутимым. В среднем многолетнем разрезе приток воды из зоны формирования стока равен наблюдаемому стоку р. Пяндж у кишл. Хирманджой и немного больше (на 9 %) наблюдаемого стока в створе пгт Нижний Пяндж, где уже начинает проявляться влияние хозяйственной деятельности в бассейне реки. На р. Амударье в створе г. Керки

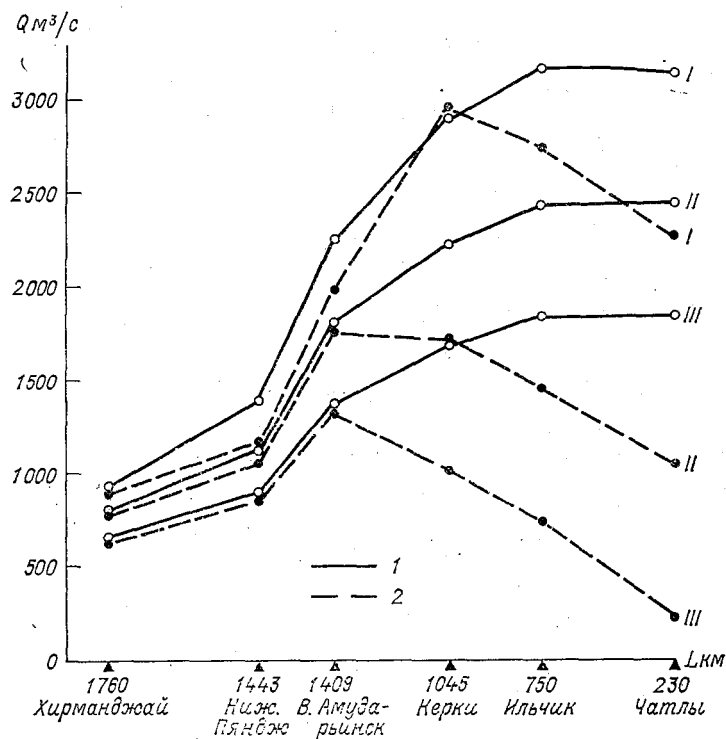


Рис. 1. Изменение притока воды из зоны формирования стока (I) и наблюдаемых расходов воды по длине р. Амударьи (2) в многоводном 1969 г. (I), среднем по водности 1970 г. (II) и маловодном 1974 г. (III).

наблюдаемый сток составляет в среднем 87 % притока воды из зоны формирования, в створе кишл. Ильчик — 73 %.

Для створа р. Амударьи—г. Керки в самом многоводном 1969 г. наблюдаемый сток оказался больше рассчитанного притока из зоны формирования (рис. 1). Это объясняется тем, что в экстремальные годы формирование стока, по-видимому, происходит не только в горной области бассейна, но и в предгорьях и, возможно, также на равнинной территории, расположенной в пределах зоны использования (рассеивания) стока.

В среднем за многолетний период приток воды из зоны формирования стока Амударьи составляет 75,4 км³/год. При

этом подавляющая часть стока образуется до створа Керки (69,1 км<sup>3</sup>/год, или 92 %), а на долю ныне не доходящих до Амударьи рек Кашкадарья и Зеравшан приходится 6,0 км<sup>3</sup>/год, или 8 %. Средний многолетний приток с афганской части бассейна р. Амударьи составляет 18,4 км<sup>3</sup>/год, или 24 % общих водных ресурсов бассейна.

Коэффициент вариации годового притока воды из зоны формирования стока Амударьи равен 0,13.

Река Сырдарья образуется от слияния рек Нарын и Карадарья и впадает в Аральское море, образуя дельту с многочисленными рукавами и протоками. Площадь зоны формирования стока равна 119 тыс. км<sup>2</sup>, что составляет около 54 % площади водосбора реки до замыкающего створа ж.-д. ст. Тюмень-Арык.

Основным источником питания рек рассматриваемого бассейна являются талые воды сезонного снежного покрова, меньшую роль играют воды ледников и вечных снегов, а также дождевые воды. По характеру питания в бассейне Сырдарьи имеются реки всех четырех типов (по классификации В. Л. Шульца [5]).

Подземное питание большей части рек составляет 30—40 % годового стока, но по отдельным рекам, как например, Исфайрамсай и Шахимардан, оно может достигать 60 и 69 % [7]. Определение притока воды из зоны формирования стока Сырдарьи производилось по данным наблюдений в 91 пункте.

Исходными пунктами для расчетов  $Q_{з.ф}$  были выбраны на р. Нарын пост ниже устья р. Карасу (правая) и на р. Карадарья — пост у кишл. Кампыррават. Река Нарын ниже устья р. Карасу (правая) имеет практически естественный сток: водозабор выше поста составляет лишь 2—3 % среднего годового расхода реки.

Водозабор из р. Карадарья выше кишл. Кампыррават ( $Q_{вз}$ ) превышает 10 % речного стока ( $Q_{набл}$ ), в связи с чем при оценке  $Q_{з.ф}$  возникла необходимость в восстановлении естественного годового стока по этому посту. Такое восстановление для периода 1968—1975 гг. выполнено приближенно по уравнению

$$Q_{восст} = Q_{набл} + Q_{вз}. \quad (3)$$

Основанием для использования этого упрощенного уравнения явились результаты расчета руслового водного баланса участка р. Карадарья, расположенного выше указанного поста. Анализ полученных результатов показал, что на участке отсутствуют сбросы воды в реку, а изменением подземного водообмена под влиянием хозяйственной деятельности можно пренебречь. За остальные годы расчетного периода восстановление стока выполнено по графику связи  $Q_{восст} = f(Q_{набл})$ , построенному по данным за 1968—1975 гг.

Водные ресурсы бассейна р. Сырдарьи в среднем за многолетний период составляют 37,8 км<sup>3</sup>/год. Основной объем стока (70 %) формируется в верхней части бассейна, до выхода из Ферганской

долины. Значительная часть водных ресурсов (52 %) приходится на долю рек Нарын и Карадарья. На участке бассейна от г. Бекабада до г. Чардара сток правобережных притоков Сырдарьи составляет 24 % общих водных ресурсов.

Коэффициент вариации годовых величин притока воды из зоны формирования стока Сырдарьи равен 0,21.

В целом по бассейну Аральского моря водные ресурсы составляют 113 км<sup>3</sup>/год.

Колебания годового стока Амударьи и Сырдарьи довольно синхронны, исключительно многоводные и маловодные периоды обычно одновременно охватывают зоны формирования этих рек, что затрудняет проведение мероприятий по водообеспечению народного хозяйства, базирующегося в настоящее время на местном стоке. Максимальная величина естественных водных ресурсов бассейна моря наблюдалась в 1969 г. (164 км<sup>3</sup>), минимальная — в 1974 г. (80 км<sup>3</sup>).

Представляет определенный интерес оценка естественных водных ресурсов, осредненных за период 1961—1978 гг., в течение которого обнаружили существенные изменения стока в низовьях Амударьи и Сырдарьи. По сравнению со средним многолетним значением они оказались ниже на 4 %. На фоне интенсивно развивающейся хозяйственной деятельности это привело к заметному уменьшению водоносности Амударьи и Сырдарьи и, как следствие, обусловило снижение притока речных вод в Арал. Особенно наглядно влияние указанных факторов проявилось на р. Сырдарье, которая по своей водоносности уступает примерно в два раза Амударье. Сток Сырдарьи в море в маловодный период 1974—1976 гг. практически отсутствовал.

Сток в нижних замыкающих створах Амударьи и Сырдарьи оценивался по данным наблюдений соответственно у кишл. Чатлы и г. Казалинска. Колебания средних годовых расходов воды в этих створах ( $Q_n$ ) в основном повторяют ход изменения притока воды из зоны формирования стока Амударьи и Сырдарьи ( $Q_{з.ф}$ ). Однако, начиная с 1960 г., наметилась тенденция к уменьшению величин  $Q_n$  и соответственно к увеличению суммарных потерь стока ( $Q_n$ ).

Одним из факторов, определяющих суммарные потери, является водность реки, характеризуемая притоком воды из зоны формирования стока. С увеличением значений  $Q_{з.ф}$  потери стока возрастают, что связано с большими потерями на испарение с пойменных разливов и фильтрацию речных вод. Наиболее четко зависимость  $Q_n = f(Q_{з.ф})$  прослеживается для Сырдарьи (рис. 2). Разброс точек на этом графике, так же как на аналогичном графике связи, построенном для Амударьи, объясняется влиянием хозяйственной деятельности на годовой сток указанных рек. Чем больше разность суммарных водозаборов и водосбросов, тем выше располагаются точки на графике. При этом четко выделяются две совокупности точек: нижняя, соответствующая периоду 1932—1960 гг., когда хозяйственная деятельность была развита сравни-

тельно слабо, и верхняя, соответствующая периоду интенсивного развития орошения (1961—1976 гг.).

При заданном диапазоне значений разности суммарных водозаборов и водосбросов ( $Q_{вз} - Q_{вс}$ ) зависимость общих потерь стока от притока воды из зоны формирования имеет вид прямой линии, проходящей через начало координат, аналитическим выражением которой является уравнение

$$Q_{п} = A Q_{з. ф.} \quad (4)$$

Угловой коэффициент линии связи  $A$  по существу представляет собой относительные общие потери стока  $\left(\frac{Q_{п}}{Q_{з. ф.}}\right)$ , зависимость

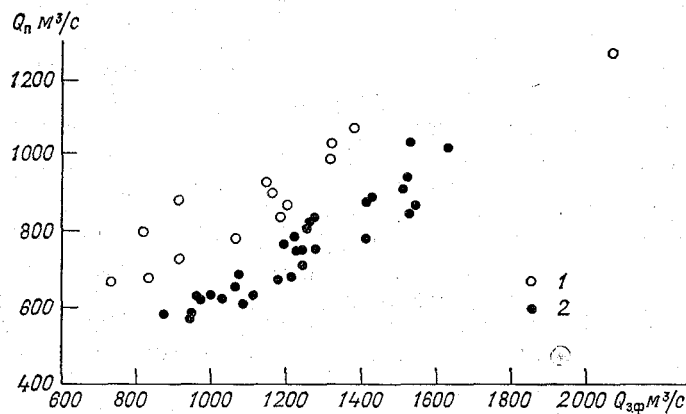


Рис. 2. Зависимость общих потерь стока р. Сырдарьи до г. Казалинска ( $Q_{п}$ ) от притока воды из зоны формирования ( $Q_{з. ф.}$ ).  
1 — при  $Q_{вз} - Q_{вс} < 600$  м³/с (1932—1960 гг.); 2 — при  $Q_{вз} - Q_{вс} > 700$  м³/с (1961—1976 гг.).

которых от разности суммарных водозаборов и водосбросов показана на рис. 3. Как для бассейна Амударьи, так и Сырдарьи зависимость  $\left(\frac{Q_{п}}{Q_{з. ф.}}\right) = f(Q_{вз} - Q_{вс})$  является криволинейной. Из рис. 3 видно, что в период 1932—1960 гг. при значениях разности  $Q_{вз} - Q_{вс}$  до 500 м³/с относительные суммарные потери оставались практически постоянными, равными для Амударьи в среднем 0,3, для Сырдарьи 0,6. Это связано с тем, что рост водозаборов в бассейне реки в указанный период, по-видимому, компенсировался равным по величине уменьшением естественных потерь стока на испарение и фильтрацию. В период 1961—1976 гг., когда разность суммарных водозаборов и водосбросов превышала 500 м³/с, компенсационные факторы были уже в значительной мере исчерпаны, в связи с чем увеличение разности  $Q_{вз} - Q_{вс}$

привело к существенному росту относительных суммарных потерь стока. Резкое отклонение вниз на рис. 3 а точки, соответствующей исключительно многоводному 1969 г., по-видимому, объясняется дополнительным, не учтенным измерением притоком воды из зоны использования стока в бассейне Амударьи.

Из рис. 3 следует, что при разности суммарных водозаборов и водосбросов, равной в бассейне Амударьи примерно 1550 м³/с,

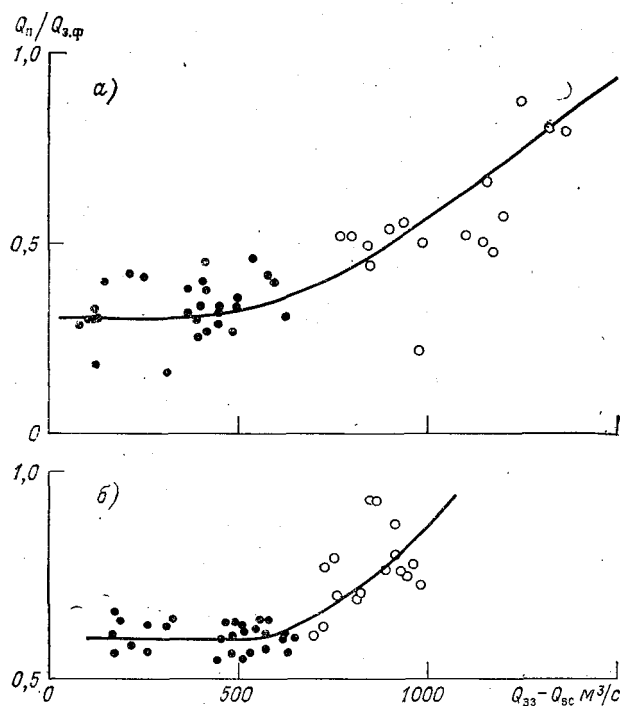


Рис. 3. Зависимость относительных общих потерь стока ( $Q_{\text{п}}/Q_{\text{з.ф}}$ ) от разности суммарных водозаборов и водосбросов ( $Q_{\text{зз}} - Q_{\text{сб}}$ ) для рек Амударьи (а) и Сырдарьи (б).

а в бассейне Сырдарьи около 1080 м³/с, отношение  $\frac{Q_{\text{п}}}{Q_{\text{з.ф}}}$  станет равным единице, т. е. общие потери речного стока будут равны притоку воды из зоны формирования, характеризующему наличные водные ресурсы. Следовательно, дальнейшее развитие орошаемого земледелия в указанных бассейнах возможно лишь при условии усовершенствования ирригационной сети и режима орошения, обеспечивающего более рациональное использование оросительных вод, или при осуществлении переброски части стока сибирских рек в бассейн Аральского моря.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 14.— Средняя Азия. Вып. 3.— Бассейн Амударьи.— Л.: Гидрометеиздат, 1971.— 472 с.
2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 14 — Средняя Азия. Вып. 1.— Бассейн Сырдарьи.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 438 с.
3. Сумарокова В. В., Цыценко К. В. О снижении стока рек в бассейне Аральского моря.— Труды ГГИ, 1978, вып. 251, с. 73—83.
4. Шикломанов И. А. Антропогенные изменения водности рек.— Л.: Гидрометеиздат, 1979.— 301 с.
5. Шульц В. Л. Реки Средней Азии.— Л.: Гидрометеиздат, 1965.— 690 с.
6. Шульц В. Л. Реки Афганистана.— Л.: Гидрометеиздат, 1968.— 172 с.— (Труды САРНИГМИ. Вып. 42 (57)).
7. Щеглова О. П. Питание рек Средней Азии.— Ташкент, СамГУ, 1960.— 244 с.

*П. А. Игнатьев (ГГИ)*

### **МНОГОЛЕТНИЙ ВОДНЫЙ БАЛАНС ПРОЕКТИРУЕМОГО МИТРОФАНОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА р. ПЕЧОРЕ**

Первая очередь переброски части стока р. Печоры в бассейн р. Камы предусматривает водозабор из среднего течения Печоры в створе с. Митрофановского и регулирование стока реки двумя водохранилищами — Митрофановским и Комсомольским. Комсомольское водохранилище на левобережном притоке р. Безволосной проектируется полезным объемом 0,5 км<sup>3</sup>, площадью зеркала 170 км<sup>2</sup> с целью дополнительного перераспределения воды для самотечной подачи в Фадинское водохранилище в бассейн р. Камы. Вследствие своей незначительности оно в дальнейшем не рассматривается отдельно от Митрофановского водохранилища.

Митрофановское водохранилище, проектный полезный объем которого 21,5 км<sup>3</sup> и площадь зеркала 2600 км<sup>2</sup> (НПУ 120 м), призвано осуществлять многолетнее регулирование стока р. Печоры. Оно явится водохранилищем руслового типа, образующим сравнительно широкие разливы лишь на приустьевых участках рек с неясно выражёнными бортами долин (Велью, Нибель, Северная Мылва, Большая Ляга, Палью). Ложе водохранилища в пределах долины р. Печоры сложено в основном аллювиальными отложениями (средне- и крупнозернистыми песками, галечниками мощностью до 12 м) [3]. Суглинки и супеси встречаются по долинам притоков и на верхних террасах р. Печоры. Местами речные террасы, попадающие в зону затопления, в настоящее время заболочены. Севернее с. Троицко-Печорск и в долинах Нибель и Сойва возможен контакт водохранилища с карстующимися породами.

Составление многолетнего водного баланса включало в себя расчет притока к контуру будущего водохранилища и стока в замыкающем створе (д. Митрофаново) за 1915—1977 гг. Остальные элементы баланса рассчитывались за более короткие периоды. Отдельные элементы, для которых на основе ранее проведенных исследований установлена их малая значимость или невозможность получения прогностических оценок на будущее, не исполь-

зовались в расчетах. Это относится, в частности, к подземному водообмену, значение и знак которого при эксплуатации водохранилища неизвестны. Отсутствие наблюдений за уровнем грунтовых вод, сложность геологических условий не позволяют также оценить аккумуляцию воды в берегах, но проведенные расчеты по уравнению водного баланса для ложа водохранилища показали незначительность (менее 5 % объема стока в створе д. Митрофаново) как этих составляющих, так и остаточного члена уравнения. В результате, с известной натяжкой уравнение водного баланса водохранилища было использовано для определения возможного объема весеннего попуска в нижний бьеф, а также объемов аккумуляции и амплитуды колебания уровней в чаше водохранилища.

Расчет основных составляющих уравнения водного баланса велся следующим образом.

**1. Приток в водохранилище ( $Q_{пр}$ ).** Основная масса воды, поступающая к контуру будущего водохранилища, приносится реками Верхней Печорой и Илыч. Имеется также ряд более мелких рек с площадями бассейнов от 1000 до 5000 км<sup>2</sup> (Северная Мылва, Велью, Большая Ляга). На постах, находящихся приблизительно на линии контура водохранилища, очерченного отметкой НПУ 120 м абс., наблюдениями охватывается более 70 % площади водосбора водохранилища и от 57 % (р. Велью) до 86 % (р. Северная Мылва) площади бассейнов отдельных рек.

Формула для подсчета суммарного бокового притока в контур водохранилища имеет следующий вид:

$$Q_{пр} = \sum_{k=1}^{k=n} Q_k + \sum_{i=1}^{i=m} Q_{прf_i}, \quad (1)$$

где  $\sum_{k=1}^{k=n} Q_k$  — суммарное поступление воды по рекам, на которых ведется гидрометрический учет стока;  $n$  — количество таких водотоков;  $\sum_{i=1}^{i=m} Q_{прf_i}$  — сумма расходов воды, поступивших с неизученных площадей и оцененных по данным наблюдений на реках-аналогах;  $m$  — количество таких участков суши.

Расчеты месячного притока по формуле (1) проводились для периода 1933—1977 гг., за который имелись достаточно полные сведения о стоке основных рек водосбора. Отсутствие таковых сведений до 1933 г. заставило использовать связь значений притока с расходами воды р. Печоры в створе с Троицко-Печорск (выше устья р. Северная Мылва), действовавшего в 1913—1939 гг. Эта связь позволила восстановить значения месячного притока за 1915—1933 гг.

**2. Осадки ( $Q_{ос}$ ) и испарение ( $Q_{и.в.}$ ).** Месячные суммы осадков принимались по данным метеостанции Троицко-Печорск, приводимыми за 1891—1965 гг. в монографии «Ресурсы поверхностных вод СССР», т. 3 [2]. В силу расположения метеостанции у геометрического центра будущего водохранилища, в долине р. Пе-

чоры, сведения об осадках с достаточной уверенностью оказалось возможным распространить на всю площадь ложа будущего водохранилища.

Средние многолетние значения испарения за месяц с водной поверхности, полученные при помощи испарителя ГГИ-3000 (метеостанция с. Троицко-Печорск), приняты за 1954—1977 гг. по материалам В. С. Голубева и др. [1].

**3. Аккумуляция воды во льду и снеге ( $Q_{\text{л}}$ ).** В осенне-зимний период часть накопленной воды расходуется на образование льда по всей акватории водохранилища (2600 км<sup>2</sup>). В весенний период происходит отдача вследствие таяния льда.

При определении изменения мощности льда от месяца к месяцу были использованы сведения поста с. Троицко-Печорск о средней толщине льда р. Печоры с 1945 по 1975 г.

**4. Годовой водный баланс водохранилища.** В условиях переброски части стока р. Печоры в бассейн р. Камы водный баланс будет складываться из следующих элементов:

$$Q_{\text{пр}} + Q_{\text{ос}} - Q_{\text{сб}} - Q_{\text{п.с}} - Q_{\text{п.в}} - Q_{\text{ф}} - Q_{\text{б.п}} + Q_{\text{п.в}} + Q_0 = 0, \quad (2)$$

где  $Q_{\text{пр}}$  — поверхностный приток в водохранилище;  $Q_{\text{ос}}$  — осадки на зеркало водохранилища;  $Q_{\text{сб}}$  — суммарный попуск воды в нижний бьеф;  $Q_{\text{п.с}}$  — расход воды на переброску;  $Q_{\text{п.в}}$  — испарение с водного зеркала;  $Q_{\text{ф}}$  — фильтрация через тело плотины;  $Q_{\text{б.п}}$  — безвозвратное потребление воды на перспективу (2000-й г.);  $Q_{\text{п.в}}$  — приток подземных вод в водохранилище;  $Q_0$  — остаточный член уравнения.

Это уравнение позволяет найти соотношение между расходами воды на переброску в бассейн р. Камы и величиной сброса в нижний бьеф гидроузла. С известным допущением, пренебрегая  $Q_{\text{п.в}}$  и  $Q_0$ , уравнение баланса можно записать в виде

$$Q_{\text{п.с}} = Q_{\text{пр}} + Q_{\text{ос}} - Q_{\text{сб}} - Q_{\text{п.в}} - Q_{\text{ф}} + Q_{\text{б.п}}, \quad (3)$$

Подставляя в это уравнение значения поверхностного притока к водохранилищу (570 м<sup>3</sup>/с), поступление воды от осадков, потерь на испарение с водного зеркала, а также принятые Гидропроект-ом значения фильтрации через тело плотины (10 м<sup>3</sup>/с) и безвозвратное водопотребление на хозяйственные нужды в перспективе (16 м<sup>3</sup>/с), получаем

$$Q_{\text{п.с}} = 577 - Q_{\text{сб}}. \quad (4)$$

Решая это уравнение подстановкой проектного объема переброски (9,8 км<sup>3</sup>/год), получаем объем возможного пуска в нижний бьеф в условиях года средней водности, равный 8,4 км<sup>3</sup>/год. Если исключить объем сбрасываемой воды в летне-осеннюю межень и период ледостава, который должен составлять 4,8 км<sup>3</sup>, по Гидропроекту, то размер весеннего пуска будет близок к 3,6 км<sup>3</sup>, что несколько больше минимального пуска, необходимого для затопления поймы (2,8 км<sup>3</sup>), и полученного автором путем анализа

## Водный баланс (км³) проектируемого Митрофановского водохранилища (1915—1977 гг.)

| Элемент баланса                                                            | I     | II    | III   | IV    | V     | VI    | VII   | VIII  | IX    | X     | XI    | XII   | Год   |
|----------------------------------------------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Речной приток                                                              | 0,34  | 0,28  | 0,30  | 0,88  | 6,27  | 3,63  | 1,21  | 1,00  | 1,20  | 1,53  | 0,89  | 0,45  | 18,0  |
| Осадки                                                                     | —     | —     | —     | 0,10  | 0,83  | 0,17  | 0,19  | 0,19  | 0,19  | 0,19  | —     | —     | 1,86  |
| Попуск в нижний бьеф                                                       | —0,27 | —0,19 | —0,21 | —0,27 | —3,58 | —0,54 | —0,54 | —0,54 | —0,54 | 0,78  | 0,47  | 0,38  | —8,31 |
| Испарение                                                                  | —     | —     | —     | —     | —0,16 | —0,22 | —0,20 | —0,14 | —0,10 | —0,04 | —     | —     | 0,86  |
| Аккумуляция во льду и снеге                                                | —0,23 | —0,23 | 0     | 0,72  | 0,84  | —     | —     | —     | —     | —     | —0,72 | —0,38 | 0     |
| Потери на фильтрацию                                                       | —0,03 | —0,02 | —0,03 | —0,03 | —0,03 | —0,03 | —0,03 | —0,03 | —0,03 | —0,03 | —0,03 | —0,03 | —0,35 |
| Безвозвратное потребление воды на хозяйственные нужды в бассейне р. Печоры | —0,04 | —0,04 | —0,04 | —0,04 | —0,04 | —0,04 | —0,04 | —0,04 | —0,04 | —0,04 | —0,04 | —0,04 | —0,48 |
| Объем переброски и аккумуляции в водохранилище¹                            | —0,28 | —0,20 | 0,02  | 1,36  | 4,13  | —2,97 | 0,59  | 0,44  | 0,68  | 0,83  | —0,37 | —0,38 | 9,85  |

¹ Для года аккумуляция практически отсутствует.

динамики площадей разливов в половодье ниже Митрофановского гидроузла.

В целом средний годовой водный баланс водохранилища характеризуется данными таблицы. Приток воды в водохранилище составит в среднем  $18 \text{ км}^3/\text{год}$ . Примерно 55 % стока намечается изъять на переброску в бассейн р. Камы. Расход воды на хозяйственные нужды в пределах водосбора Митрофановского водохранилища будет невелик. Такими же незначительными явятся потери на испарение с водного зеркала и фильтрация через плотину.

**5. Месячный водный баланс водохранилища.** Водный баланс за месячные интервалы времени описывается следующим уравнением:

$$Q_{\text{пр}} + Q_{\text{ос}} - Q_{\text{сб}} - Q_{\text{п. с}} - Q_{\text{и. в}} - Q_{\text{ф}} - Q_{\text{б. п}} + Q_{\text{п. в}} - Q_{\text{ак}} + Q_{\text{л}} + Q_0 = 0, \quad (5)$$

где  $Q_{\text{ак}}$  — расход воды на аккумуляцию в чаше водохранилища;  $Q_{\text{л}}$  — расход воды на льдообразование или поступление от таяния льда. Остальные обозначения те же, что и в уравнении (2). Считая, что  $Q_{\text{п. в}}$  и  $Q_0$  малы, а  $Q_{\text{ак}}$  зависит от режима переброски, уравнение (5) преобразуем в следующее:

$$(Q_{\text{п. с}} + Q_{\text{ак}}) = Q_{\text{пр}} + Q_{\text{ос}} - Q_{\text{сб}} - Q_{\text{и. в}} - Q_{\text{ф}} - Q_{\text{б. п}} + Q_{\text{л}}, \quad (6)$$

которое позволяет определить суммарный объем переброски и аккумуляции воды в чаше водохранилища. Из таблицы следует, что при равномерной в течение года переброске части стока р. Печоры, т. е. около  $0,82 \text{ км}^3/\text{месяц}$ , накопление воды будет происходить в течение мая—июня. В остальное время года будет наблюдаться сработка — замедленная в летне-осенний период, с небольшой стабилизацией в сентябре—октябре и значительная в зимние месяцы. Интенсивная сработка зимой приведет к оседанию на берега и временному изъятию из водного баланса около  $0,35 \text{ км}^3$  воды в виде льда.

В заключение необходимо отметить, что вследствие значительной емкости водохранилища амплитуда колебания уровня будет находиться в пределах 3—4 м, т. е. вдвое меньше наблюдающейся в настоящее время на Камском и Куйбышевском водохранилищах. Максимум уровня наступит во второй половине июня, минимум — в конце марта. В течение летне-осеннего периода снижение уровня будет менее 20 см. Основное снижение придется на период устойчивого ледостава, что приведет к временному осушению от  $760 \text{ км}^2$  (НПУ = 120 м абс.) до  $960 \text{ км}^2$  (НПУ = 115 м).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Водные ресурсы Нечерноземной зоны РСФСР/Под ред. А. А. Соколова, С. И. Харченко и Б. М. Доброумова.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 216 с.
2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 3.— Северный край.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 664 с.
3. Розанов Л. Л. Методика структурно-геоморфологического изучения речных долин.— М.: Наука, 1977.— 136 с.

А. Б. Андерсон (ГГИ)

**УЧЕТ РЕГУЛИРУЮЩЕГО ВЛИЯНИЯ оз. ЗАЙСАН  
ПРИ ВОССТАНОВЛЕНИИ ЕСТЕСТВЕННОГО СТОКА  
р. ИРТЫША В НИЖНЕМ БЬЕФЕ БУХТАРМИНСКОЙ ГЭС**

Для решения задач комплексного использования р. Иртыша и его плодородных пойменных земель, а также при гидрологических расчетах и прогнозах, связанных с переброской стока и строительством ГЭС, возникает необходимость оценки влияния хозяйственной деятельности на сток реки и восстановления его естественного режима. Восстановление естественных характеристик стока позволяет также сохранить непрерывность и однородность многолетних рядов гидрологических наблюдений, что является важным условием успешного решения многих научных и практических задач гидрологии.

Основное влияние на режим р. Иртыша оказывает Бухтарминское водохранилище и поэтому восстановление стока производилось с момента его заполнения, т. е. с 1960 г.

В современных условиях Бухтарминское водохранилище, имеющее полезную емкость  $30,8 \text{ км}^3$ , задерживает значительную часть объема весеннего половодья и осуществляет многолетнее регулирование стока р. Иртыша.

При наполнении Бухтарминского водохранилища оказалось полностью поглощенным оз. Зайсан — крупный природный водоем. Создаваемый плотиной Бухтарминской ГЭС подпор (67 м) распространился на оз. Зайсан, перекрыв естественные уровни озера. Объем озера в естественных условиях составлял около  $4 \text{ км}^3$ , площадь водной поверхности —  $1800 \text{ км}^2$ , а годовая амплитуда колебания уровней воды достигала 3 м. Годовые изменения объема озера колебались от  $+3,4 \text{ км}^3$  до  $-1,9 \text{ км}^3$ , т. е. озеро осуществляло многолетнее регулирование стока р. Иртыша. В связи с этим при оценке изменения естественного стока р. Иртыша под влиянием работы Бухтарминской ГЭС необходимо было учесть значительное регулирующее влияние оз. Зайсан.

Восстановление средних месячных величин естественного стока р. Иртыша в нижнем бьефе Бухтарминской ГЭС производилось по водному балансу водохранилища, учитывая все составляющие

баланса, оказывающие влияние на естественный сток реки. При этом для озерной части из всех элементов водного баланса исключались соответствующие значения составляющих баланса, которые были присущи озеру в естественных условиях. Изменение стока в нижнем бьефе подсчитывалось по уравнению

$$\Delta V = V_{\text{акк}} + V_{\text{д. исп}} + V_{\text{вз}} + V_{\text{ф}} + V_{\text{л}} + V_{\text{п}}, \quad (1)$$

где  $\Delta V$  — изменение естественного стока в нижнем бьефе водохранилища, км<sup>3</sup>;  $V_{\text{акк}}$  — аккумуляция, или сработка воды в чаше водохранилища, км<sup>3</sup>;  $V_{\text{д. исп}}$  — дополнительные потери на испарение с водной поверхности водохранилища, км<sup>3</sup>;  $V_{\text{вз}}$  — суммарный безвозвратный водозабор на хозяйственные нужды из водохранилища и выше по течению, км<sup>3</sup>;  $V_{\text{ф}}$  — потери воды на фильтрацию при смачивании впервые затопливаемой территории, км<sup>3</sup>;  $V_{\text{л}}$  — затраты воды на ледообразование и аккумуляцию ее в осевшем на берегах льду, или дополнительный приток воды во время таяния льда, км<sup>3</sup>;  $V_{\text{п}}$  — подземный водообмен, км<sup>3</sup>.

Поскольку Бухтарминское водохранилище состоит из двух резко отличных частей — речной и озерной, то все составляющие его водного баланса определялись отдельно для этих частей, а затем суммировались.

Величина  $V_{\text{акк}}$  рассчитывалась как изменение объема за месяц. С кривой объемов речной и озерной частей водохранилища по осредненным по акватории уровням воды на 1-е число месяца снимались соответствующие величины объемов воды, по разности которых подсчитывались месячные значения аккумуляции, или сработки воды.

В целом для Бухтарминского водохранилища  $V_{\text{акк}}$  определялось следующим образом:

$$V_{\text{акк}} = V_{\text{акк. р}} + V_{\text{акк. о}} - V'_{\text{акк. о}}, \quad (2)$$

где  $V_{\text{акк. р}}$  — аккумуляции, или сработки воды в речной части водохранилища, км<sup>3</sup>;  $V_{\text{акк. о}}$  — объем аккумуляции, или сработки воды в озерной части водохранилища, км<sup>3</sup>;  $V'_{\text{акк. о}}$  — восстановленное изменение объема воды в оз. Зайсан в естественных условиях, км<sup>3</sup>.

Трудность оценки влияния Бухтарминской ГЭС на сток р. Иртыша состоит в отсутствии данных о притоке в озеро и стоке из него в условиях эксплуатации водохранилища. Сток большинства рек, впадающих в оз. Зайсан, измеряется выше заборов из них воды на орошение. Кроме того, ряды наблюдений над стоком на притоках неоднородны и часто прерываются. Данные же о водозаборах на орошение крайне ориентировочны, качество их учета до последнего времени было очень низким. Применение метода аналогии тоже очень затруднено, поскольку физико-географические условия формирования поверхностного стока в данном районе весьма разнообразны и модули годового стока на сравнительно небольшом расстоянии меняются в широких пределах — от 0,5 до 10 л/(с·км<sup>2</sup>).

Все это вызвало необходимость оценки суммарного притока в оз. Зайсан по расходам воды его основного притока — р. Иртыша в створе с. Буран, где с 1938 г. по настоящее время имеется надежный ряд наблюдений за стоком воды. Правомерность такого решения вытекает из анализа следующих факторов:

- площадь водосбора р. Иртыша в створе с. Буран составляет около 80 % площади водосбора всех рек, впадающих в оз. Зайсан;
- средний многолетний расход воды р. Иртыша у с. Буран по данным справочника «Ресурсы поверхностных вод СССР, том 15» [3] равен  $310 \text{ м}^3/\text{с}$ , в то время как сумма средних многолетних расходов воды всех остальных притоков составляет всего около  $30 \text{ м}^3/\text{с}$ .

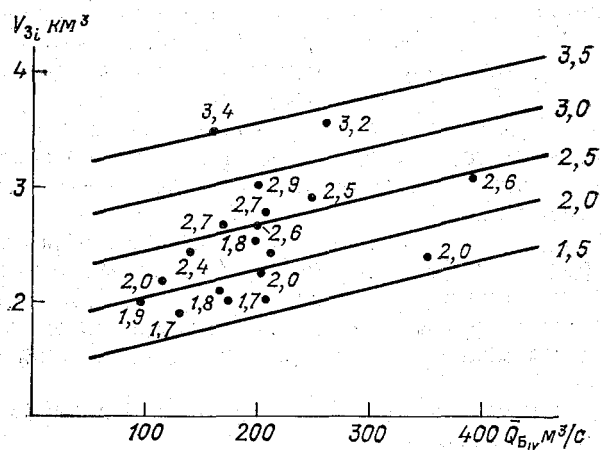


Рис. 1. Зависимость  $V_{3i} = f(V_{3i-1}, \bar{Q}_B)$  (у точек указаны объемы оз. Зайсан на 1-е число предшествующего месяца —  $V_{3i-1}$ ).

Восстановление естественных объемов оз. Зайсан в период функционирования Бухтарминского водохранилища производилось по установленной для естественного режима озера (до 1960 г.) зависимости объема воды в озере на 1-е число текущего месяца от объема воды в озере на 1-е число предшествующего месяца и среднего месячного расхода воды р. Иртыша у с. Буран в текущий месяц. Пример таких зависимостей приведен на рис. 1. Для их построения использовались данные об объемах озера и стоке р. Иртыша за период 1938—1960 гг. Уравнение регрессии указанных зависимостей может быть представлено в виде

$$y - \bar{y} = a(x_1 - \bar{x}_1) + b(x_2 - \bar{x}_2), \quad (3)$$

где  $\bar{y}$ ,  $\bar{x}_1$ ,  $\bar{x}_2$  — средние значения соответствующих величин за рассматриваемый период;  $a$ ,  $b$  — параметры уравнения.

Применительно к конкретным месяцам уравнения регрессии имеют следующий вид:

$$\left. \begin{aligned} V_{1/V} &= 0,831V_{1/IV} + 0,001\bar{Q}_{BIV} + 0,708, \\ V_{1/VI} &= 0,716V_{1/V} + 0,002\bar{Q}_{BVI} + 0,694, \\ V_{1/VII} &= 0,954V_{1/VI} + 0,002\bar{Q}_{BVI} - 0,611, \\ V_{1/VIII} &= 0,853V_{1/VII} + 0,002\bar{Q}_{BVII} + 0,012, \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

где  $V$  — объем оз. Зайсан на 1-е число месяца, км<sup>3</sup>;  $\bar{Q}_B$  — средний месячный расход воды р. Иртыша у с. Буран, м<sup>3</sup>/с. Полные коэффициенты корреляции трех переменных ( $R$ ) и вероятные ошибки этих коэффициентов ( $\varepsilon_R$ ) соответственно составляют

$$\left. \begin{aligned} R_V &= 0,89, & \varepsilon_{R_V} &= 0,03, \\ R_{VI} &= 0,94, & \varepsilon_{R_{VI}} &= 0,02, \\ R_{VII} &= 0,96, & \varepsilon_{R_{VII}} &= 0,01, \\ R_{VIII} &= 0,99, & \varepsilon_{R_{VIII}} &= 0,03. \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

Частные коэффициенты корреляции между основными переменными  $V_{1/i}$  и  $V_{1/i-1}(r_{yx_1})$  составляют

$$r_V = 0,88, \quad r_{VI} = 0,59, \quad r_{VII} = 0,75, \quad r_{VIII} = 0,89. \quad (6)$$

Полученные значения полных коэффициентов корреляции значительно больше, чем значения частных, что свидетельствует о том, что введение третьей переменной  $\bar{Q}_B$  значительно уточняет связь.

Средние квадратические ошибки уравнений регрессии ( $S_y$ ) равняются

$$S_{y_V} = 0,225; \quad S_{y_{VI}} = 0,208; \quad S_{y_{VII}} = 0,264; \quad S_{y_{VIII}} = 0,189. \quad (7)$$

Подобные зависимости строились до месяца максимального наполнения озера, а затем объемы озера в каждый последующий месяц определялись по связи с объемом в предыдущий месяц. По значениям средних месячных расходов воды р. Иртыша у с. Буран с помощью указанных зависимостей были восстановлены величины изменений объемов воды оз. Зайсан в естественных условиях за период 1961—1976 гг.

Сопоставляя восстановленные величины изменения объемов оз. Зайсан за период 1961—1976 гг. с величинами изменения объемов в естественных условиях за 1938—1960 гг., видим, что вычисленные значения близки к естественным. Так, годовые изменения объемов воды в озере за 1938—1960 гг. колеблются от —1,9 до —3,4 км<sup>3</sup>, за период 1960—1976 гг. от —1,7 до —2,7 км<sup>3</sup>. Средние за месяц изменения объемов воды в естественных условиях варьируют от —1,2 до —2,8 км<sup>3</sup>, а за период 1961—1976 гг. от —0,7 до —2,8 км<sup>3</sup>.

При восстановлении естественных средних месячных уровней воды оз. Зайсан за период 1961—1976 гг. использовалась схема расчета, в принципе аналогичная расчету объемов воды.

За период 1938—1960 гг. были построены графики зависимостей среднего уровня озера за текущий месяц  $i$  от суммы расходов воды р. Иртыша в створе с. Буран с января по предшествующий месяц  $i-1$  (рис. 2). Восстановление по этим зависимостям значения средних месячных уровней воды оз. Зайсан для периода 1961—1967 гг. использовались при определении соответствующих им площадей водной поверхности и расчетов остальных элементов водного баланса водохранилища ( $V_{д. исп.}$ ,  $V_{п.}$ ,  $V_{ф.}$ ).

Таким образом были восстановлены естественные значения

средних месячных уровней воды, объемов воды и площадей водной поверхности оз. Зайсан за период 1961—1976 гг., что позволило учесть регулирующее влияние озера, потери на испарение с его водной поверхности и более корректно произвести восстановление стока р. Иртыша в нижнем бьефе Бухтарминской ГЭС.

Анализ водного баланса водохранилища и восстановленных значений стока р. Иртыша позволяет сделать вывод, что в нижнем бьефе Бухтарминской ГЭС сток изменился в основном в результате его регулирования. При наполнении и в

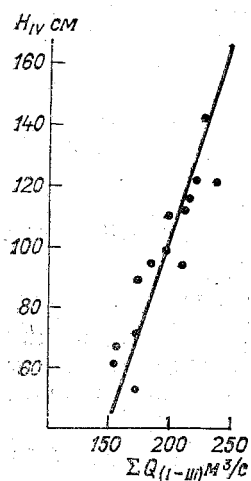


Рис. 2. Зависимость среднего уровня оз. Зайсан за текущий месяц от суммы расходов воды р. Иртыша у с. Буран с января по предшествующий месяц.

многоводные годы Бухтарминское водохранилище задерживало до 10—12 км³ воды, а в маловодные годы сбрасывало равнозначные объемы.

Как показывает анализ изменения годовых объемов воды (табл. 1), регулирование стока р. Иртыша происходит в большей мере за счет озерной части Бухтарминского водохранилища, чем за счет речной. Приведенные в этой таблице данные подтверждают необходимость учета регулирующего влияния оз. Зайсан.

В современных условиях зимний сток р. Иртыша повысился по сравнению с естественным в среднем на 55 %, а в мае—июне снизился на 60 % (табл. 2). В отдельные годы увеличение средних месячных расходов воды ( $\Delta Q$ ) составило 100—280 % (1968, 1969, 1973—1976 гг.). Максимальное уменьшение стока, равное 85 %, имело место в мае—июне 1966 г. за счет интенсивного наполнения водохранилища.

Для проверки правильности восстановления естественного стока р. Иртыша были построены зависимости естественных и восста-

Таблица 1

Изменения объемов воды Бухтарминского водохранилища по годам, км³

| Участок                               | 1961 | 1962 | 1963 | 1964 | 1965 | 1966 | 1967 | 1968 | 1969 | 1970 | 1971 | 1972 | 1973 | 1974 | 1975 | 1976 |
|---------------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Речная часть водохранилища            | 10,0 | 0,8  | -0,2 | 0,2  | -0,7 | 5,5  | -1,3 | -2,1 | 2,6  | 0,6  | 0,7  | -0,7 | 0,2  | -3,7 | -1,0 | -0,5 |
| Озерная часть водохранилища           | —    | 1,9  | -0,4 | 0,3  | -0,9 | 9,6  | -2,6 | -3,2 | 4,7  | -3,1 | 3,2  | -1,9 | 0,3  | -7,6 | -1,2 | -1,1 |
| оз. Зайсан (восстановленные значения) | —    | -0,9 | -0,5 | 0,4  | -0,3 | 2,4  | 2,2  | -0,4 | 2,7  | -0,6 | 0,2  | -1,0 | -0,1 | -1,7 | 0,8  | -0,4 |

Таблица 2

Средние месячные значения фактических ( $Q_{\phi}$ ) и восстановленных естественных ( $Q_{ест}$ ) расходов воды р. Иртыша в нижнем бьефе Бухтарминской ГЭС за 1961—1976 гг. (в створе г. Усть-Каменогорска)

| Расход,<br>м³/с | I    | II   | III  | IV  | V    | VI   | VII | VIII | IX  | X   | XI  | XII  | Год |
|-----------------|------|------|------|-----|------|------|-----|------|-----|-----|-----|------|-----|
| $Q_{\phi}$      | 450  | 436  | 433  | 868 | 627  | 532  | 569 | 586  | 606 | 576 | 484 | 468  | 553 |
| $\Delta Q$      | -150 | -170 | -150 | 30  | 920  | 790  | 330 | 100  | -10 | 2   | -70 | -130 | 125 |
| $Q_{ест}$       | 300  | 266  | 283  | 898 | 1540 | 1320 | 899 | 686  | 596 | 578 | 414 | 338  | 678 |

новленных средних месячных расходов воды (в створе г. Усть-Каменогорска) со средним месячным суммарным притоком к контуру Бухтарминского водохранилища, подсчитанным Гидропроектом. Такое сопоставление показывает, что восстановленные расходы не выходят за пределы зависимостей, установленных для естественного режима реки. Были также построены и проанализированы интегральные кривые стока в створе г. Усть-Каменогорска.

Кроме того, для оценки правильности восстановления стока был применен рангово-суммарный критерий Уилкоксона [5, 6], который является критерием принадлежности двух выборок к совокупностям с идентичными средними, хотя довольно часто применяется и как критерий принадлежности двух выборок к одной и той же генеральной совокупности. Применение критерия Уилкоксона показало, что для 1, 2 и 5 %-ного уровня значимости нулевая гипотеза верна как для средних годовых расходов воды, так и для средних месячных, т. е. восстановленный естественный сток и сток р. Иртыша до 1960 г. относятся к одной генеральной совокупности. Все это позволяет сделать вывод, что восстановление естественного стока р. Иртыша в нижнем бьефе Бухтарминской ГЭС произведено достаточно корректно.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браславский А. П., Капитонова Н. П., Коротких Г. В. и др. Методика составления водного баланса водохранилищ.— В кн.: Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства. Вып. 7. Алма-Ата, 1970, с. 80—110.
2. Нежиховский Р. А. Гидрологические расчеты и прогнозы при эксплуатации водохранилищ.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.— 192 с.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 15. Вып. 1.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 318 с.
4. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Т. 15. Вып. 2.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 384 с.
5. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии.— Л.: Гидрометеиздат, 1974.— 424 с.
6. Кипинг Е. С. Непараметрические методы в статистике.— В кн.: Статистические методы в гидрологии. Л., 1970, с. 124—161.

В. А. Манукало (УкрНИИ)

### ПОСТРОЕНИЕ ГИДРОГРАФОВ РАСЧЕТНЫХ Половодий на основе функций влияния

Определение гидрографа половодья является одной из основных задач инженерно-гидрологических расчетов. При недостатке или отсутствии данных наблюдений над стоком, вычислив по эмпирическим формулам основные характеристики паводкового стока: максимальный расход  $Q_{\text{тр}}$  и объем стока  $S_p$  заданной вероятности превышения  $p$ , расчетный гидрограф проектируют по наблюдаемому ходу выдающегося паводка в створе реки-аналога или схематизируют в виде теоретических моделей, представляющих собой определенную, жестко заданную геометрическую фигуру или уравнение. Естественно, что такие модели не в состоянии отразить всего разнообразия форм графика изменения расходов воды в весенний период, обусловленного физико-географическими особенностями каждого конкретного речного бассейна.

В настоящей работе рассматривается возможность расчета гидрографа весеннего половодья при отсутствии данных наблюдений на основе математической модели формирования речного стока с сосредоточенными параметрами [1, 3]. Бассейн реки рассматривается как динамическая система с вычисленными расходами стекания (притока) в мельчайшую гидрографическую сеть на входе и наблюдаемыми расходами воды в створе водпоста на выходе. Применительно к задаче расчета расходов воды такую модель описывает генетическая формула стока [1, 3]

$$Q_t = \int_0^t (h - i)_{t-\tau} r(\tau) d\tau, \quad (1)$$

где  $h$  — водоотдача из снега, мм/сут;  $i$  — суммарные потери воды, мм/сут.

Функция  $r(\tau)$ , выражающая реакцию водосбора на водоотдачу, получила название функции влияния, или переходной функции, наряду с ранее известными в гидрологии терминами «ареаграфи-

ческая кривая», «кривая добегания стока» и т. д. Уравнение вида (1) в математике именуется интегралом Дюамеля, или интегралом свертки.

Существующие методы определения параметров функций влияния можно разделить на две группы [5]: 1) по гидравлико-морфометрическим и гидрометрическим данным на входе и выходе, 2) основанные на использовании оптимизационной процедуры.

В основу используемой нами оптимизационной процедуры положен способ релаксации, дополненный условиями, которые исключают возможность появления отрицательных ординат и обеспечивают сходимость итерационного процесса [2].

В работе [1] рассмотрен вопрос применения функций влияния для расчетов стока весеннего половодья. В качестве данных на входе динамической системы приняты расходы притока воды в мельчайшую гидрографическую сеть  $Q'(T)$ , вычисленные по среднесуточным модулям водоотдачи  $M(t_c)$ , подобранным в результате математического моделирования процесса формирования высокого талого стока, исходя из данных о среднесуточных расходах воды в замыкающем створе реки  $Q(T)$ , длине и площади водосбора основной реки и ее притоков первого порядка. Установлена устойчивость количества ординат функций влияния  $N$  и величины каждой из них  $P$  для водосбора в годы, когда формируются высокие половодья. Это дало основание к их надежному обобщению с целью установления для отдельных водосборов расчетных кривых  $\bar{P}(N)$  и позволило выявить возможность определения формы типовых функций влияния  $P_T(N)$  для рек с однотипными гидравлико-морфометрическими особенностями речных бассейнов.

Эти выводы были получены на ограниченном числе исходных данных. Поэтому в 1978—1980 гг. в УкрНИИ Госкомгидромета на более обширном исходном материале выполнено исследование, существенно уточнившее факторы, обуславливающие форму функций влияния и позволившее более надежно обосновать расчетные построения.

Для этого использованы сведения о гидрографии водосборов (длине и площади основной реки и ее притоков первого порядка) и данные о среднесуточных расходах воды за период выдающихся половодий в 115 створах на малых реках Украины и прилегающих к ней областях Российской Федерации и Молдавии, т. е. на водотоках с продолжительностью добегания воды от истока до замыкающего створа меньше продолжительности водоотдачи ( $\tau < t_c$ ). Для условий рассмотренной нами равнинной территории к этой категории относятся, как правило, реки с площадями водосборов не более 5—7 тыс. км<sup>2</sup>.

Распределение опорных пунктов по геоморфологическим областям территории представлено в табл. 1. В целом, данные таблицы соответствуют распределению гидрометрических створов на реках Украины.

Таблица 1

Распределение опорных пунктов по геоморфологическим областям

| Геоморфологические области                      | Количество пунктов | Изменение $\tau$ сут |              | Изменение $N$ ед. |              |
|-------------------------------------------------|--------------------|----------------------|--------------|-------------------|--------------|
|                                                 |                    | минимальное          | максимальное | минимальное       | максимальное |
| Полесская и Приднепровская низменности          | 24                 | 1,0                  | 8,5          | 3                 | 9            |
| Волыно-Подольская возвышенность                 | 24                 | 0,8                  | 6,4          | 2                 | 7            |
| Приднепровская возвышенность                    | 22                 | 0,5                  | 6,7          | 2                 | 9            |
| Юго-западные склоны Среднерусской возвышенности | 26                 | 1,2                  | 9,0          | 2                 | 9            |
| Донецкая возвышенность                          | 11                 | 1,1                  | 3,4          | 2                 | 6            |
| Приазовская возвышенность                       | 7                  | 0,7                  | 3,8          | 3                 | 8            |
| В целом по территории                           | 115                | 0,5                  | 9,0          | 2                 | 9            |

Функция влияния — интегральный показатель гидравлических и гидрографических условий формирования паводкового стока. Она отражает закономерность трансформирующего влияния руслового и пойменного регулирования на распределение межизохронных площадей по длине реки.

Русловое регулирование определяет гидравлический режим водотока, в том числе и скорость перемещения воды в речной системе. Русловая емкость тесно связана с геоморфологическим строением водосбора. Следовательно, для рек различных геоморфологических областей должна существовать связь числа ординат функций влияния со временем добегания —  $N = f(\tau)$ . Это предположение подтвердилось. Для рек, рельеф водосборов которых характерен для Волыно-Подольской, Приднепровской, Донецкой и Среднерусской возвышенностей, а также Полесской и Приднепровской низменностей были построены свои зависимости  $N = f(\tau)$ . Связь количества ординат функций влияния со временем добегания для рек типа бассейна Днепра в пределах Средне-Русской возвышенности иллюстрирует рис. 1. Как видно из рисунка, число ординат  $N$  изменяется от 2 до 9 ед.

Полученные данные о величинах ординат кривых  $P(N)$  показали существенное различие в их очертаниях при заданном числе  $N$ . Так, при  $N = 3$  ед. первая ордината  $P_1$  изменяется от 0,40 до 0,74. С уменьшением  $P_1$  соответственно возрастает вторая ордината  $P_2$  (рис. 2 а).

Различие очертаний кривых функций влияния обусловлено особенностями гидрографического строения водосборов. Следовало отыскать такую характеристику, которая бы в наибольшей мере позволила учесть эти особенности и послужила бы надежным аргументом при определении очертаний кривой  $P(N)$ .

В качестве такой характеристики, по предложению И. А. Железняк, принята идиограмма речного бассейна, представленная в виде интегральной кривой нарастания суммы средних шириин

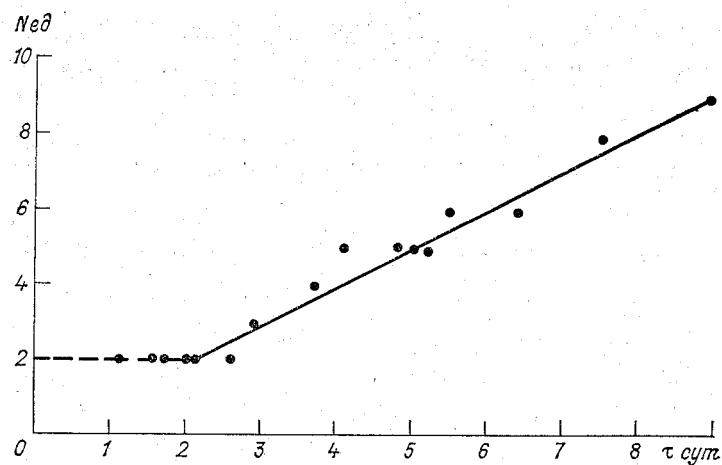


Рис. 1. Зависимость числа ординат кривой функции влияния от продолжительности добегания воды для речных водосборов бассейна Днепра в пределах Среднерусской возвышенности.

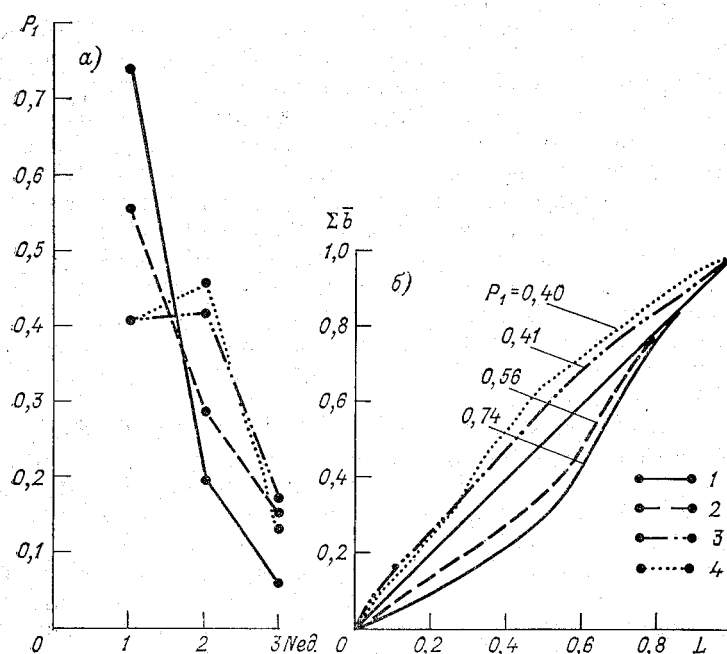


Рис. 2. Кривые функций влияния при  $N=3$  ед. (а) и интегральные кривые нарастания сумм единичных ширин (б).

1) р. Мерло — г. Богодухов, 2) р. Синица — с. Каменный Брод, 3) р. Ингул — с. Седневка, 4) р. Кальмиус — пгт Приморское.

водосбора по длине реки от истока к устью  $\sum \bar{b} = f(\tau)$  (рис. 2 б) и установлена зависимость первой ординаты от площади водосбора, которая на кривой  $\sum \bar{b} = f(\tau)$  приходится на заданную длину реки (в долях от единицы или в процентах), названной нами «критериальной» площадью  $P_1 = f(F_{кр})$ .

Теснота связи  $P_1 = f(F_{кр})$  для кривых функций влияния с различным количеством ординат  $N$  зависит от выбора значения длины отрезка реки  $L_{кр}$ , для которого определяется «критериальная» площадь. При  $N=2, 3, 4$  и  $5$  ед.  $F_{кр}$  принята по  $L_{кр} = 0,3L$ . С увеличением числа ординат этот показатель возрастает: при  $N=6$  ед.  $L_{кр} = 0,5L$ ; при  $N=7$  и  $8$  ед.  $L_{кр} = 0,6L$ .

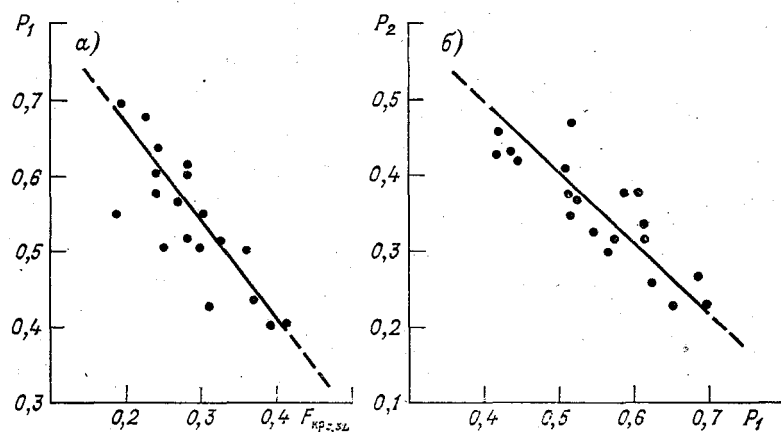


Рис. 3. Расчетные графики для определения ординат кривой функции влияния при  $N=3$  ед.

На рис. 3 а изображен расчетный график связи  $P_1 = f(F_{кр})$  для кривых функций влияния с  $N=3$  ед. Коэффициент корреляции зависимости  $r = -0,86$ . Вторая ордината определяется по зависимости  $P_2 = f(P_1)$ , коэффициент корреляции которой  $r = -0,83$  (рис. 3 б). Последняя, третья ордината является дополнением суммы  $P_1 + P_2$  до единицы.

В тех случаях, когда число  $N > 3$  ед., для нахождения третьей и следующих за ней (кроме последней) ординат предложены расчетные графические построения  $P_N = f(P_1 + P_2 + \dots + P_{N-1})$ .

Степень достоверности полученных результатов и возможность использования подобного способа определения ординат кривых  $P(N)$  нами оценена путем сопоставления наблюдаемых в конкретном году гидрографов половодья с рассчитанными по типовым функциям влияния  $P_T(N)$  и водоотдаче  $M(t_c)$ , подобранной за это же половодье. Оказалось, что в 97 % случаев погрешности в определении одного из важнейших элементов гидрографа, его максимальной ординаты, не превысили  $\pm 30$  %.

Таким образом, есть основание предполагать, что незначительное различие в количестве и величине ординат функций влияния при переходе от их оптимального для заданного створа значения к типовому не вызовет существенных ошибок при вычислении гидрографа стока, и полученные расчетные графики для определения ординат функций влияния можно рекомендовать для практического использования.

Кроме кривых  $P(N)$ , для построения гидрографа паводка необходимо располагать графиком водопоступления на бассейн, форма которого обусловлена прежде всего гидрометеорологическими условиями осенне-зимнего и весеннего периодов: величиной снегозапасов перед снеготаянием, а для оттепельных районов — количеством осадков за холодное время года, ходом температуры воздуха и количеством жидких осадков в период снеготаяния, влажностью и глубиной промерзания почвогрунтов. При выдающихся половодьях эти характеристики мало разнятся в пределах значительных по площади территорий. Но, естественно, для речных бассейнов всей Украины не представляется возможным единообразно схематизировать графики водоотдачи (притока воды в мельчайшую гидрографическую сеть)  $M(t_c)$ .

Анализ гидрометеорологических условий формирования высоких весенних половодий на малых равнинных реках позволил выделить на территории УССР отдельные районы, в пределах каждого из которых эти условия приняты примерно однородными. Для каждого створа по данным о вычисленной среднесуточной водоотдаче за 3—4 высоких половодья получены обобщенные графики хода водоотдачи. Они в свою очередь были подвергнуты пространственному обобщению для установления типовых графиков водоотдачи  $M_T(t_c)$  для каждого из выделенных районов.

В табл. 2 помещены характеристики типовых графиков водоотдачи для рек некоторых физико-географических районов Украины. Характеристики графиков водоотдачи  $M_T(t_c)$  (общая продолжительность  $t_c$ , соотношение фаз подъема и спада  $t_{\text{п}}/t_{\text{сп}}$ ,

площадь фигуры  $\sum_0^{t_c} M$  усл. ед., коэффициент асимметрии  $K_s$ ) отра-

жают особенности водопоступления в гидрографическую сеть малой реки с условиями снеготаяния, свойственными данному району.

Достоверность полученных типовых графиков водоотдачи также оценивалась сопоставлением наблюдаемых расходов воды с вычисленными по оптимальной для данного створа и половодья кривой функции влияния и фактическому слою стока за рассматриваемое половодье, схематизированному в соответствие с районным графиком  $M_T(t_c)$ . Ошибки при определении максимального расхода оказались несколько больше, чем при поверочных расчетах, описанных выше. Отклонения рассчитанных максимальных расходов воды от фактических в пределах  $\pm 30\%$  составили 82 % всех случаев.

Таблица 2

## Характеристики типовых графиков водоотдачи для малых равнинных рек Украины

| Физико-географический район                          | Продолжительность водоотдачи $t_c$ сут |          |       | Площадь фигуры $\Sigma M$ усл. ед. |          |       | Коэффициент асимметрии $K_s$ |
|------------------------------------------------------|----------------------------------------|----------|-------|------------------------------------|----------|-------|------------------------------|
|                                                      | на подъеме                             | на спаде | общая | на подъеме                         | на спаде | общая |                              |
| Северная часть республики                            |                                        |          |       |                                    |          |       |                              |
| Реки Полесской низменности                           | 7                                      | 13       | 20    | 216                                | 248      | 464   | 0,47                         |
| Реки северных склонов Воыно-Подольской возвышенности | 7                                      | 13       | 20    | 269                                | 324      | 593   | 0,45                         |
| Южная часть республики                               |                                        |          |       |                                    |          |       |                              |
| Реки южных склонов Приднепровской возвышенности      | 6                                      | 7        | 13    | 209                                | 131      | 340   | 0,61                         |
| Реки Донбасса                                        | 6                                      | 7        | 13    | 199                                | 179      | 378   | 0,53                         |

При отсутствии данных наблюдений над стоком для расчета гидрографа половодья по изложенному методу необходимо располагать лишь гидрографическим описанием речного бассейна. Определив по одной из известных формул (для рек Украины можно рекомендовать формулу В. И. Мокляка) продолжительность добега воды  $\tau$ , по графикам связи  $N=f(\tau)$ ,  $P_1=f(F_{кр})$ ,  $P_2=f(P_1)$  и т. д. определяют число ординат кривой функции влияния и величину каждой из них.

Слой стока заданной вероятности превышения  $A_P$  снимаем с карты и распределяем по суточным интервалам времени в соответствии с одним из типовых районных графиков водоотдачи  $M_T(t_c)$ . Равнообеспеченные характеристики максимального стока  $S_P$ ,  $Q_{тр}$  и  $Q_P(T)$  получаем одним расчетом путем перемножения ординат  $M_T(t_c)$  и  $P_T(N)$ :

$$Q_t = M_t P_1 + M_{t-1} P_2 + \dots + M_1 P_N. \quad (2)$$

Рассчитанные гидрографы половодья 1 %-ной обеспеченности для 108 створов равнинных рек Украины показали вполне удовлетворительную точность предлагаемого метода построения гидрографов высоких половодий при отсутствии данных наблюдений над стоком. В 80 % случаев погрешности в определении вычисленных максимальных расходов воды не превысили  $\pm 30$  %.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Железняк И. А. Расчет гидрографа паводка на основе функций влияния.— Труды УкрНИИ, 1980, вып. 177, с. 3—21.
2. Железняк М. И., Соседко М. Н. Определение функций влияния линейной гидрографической системы способом релаксации.— Труды УкрНИИ, 1977, вып. 158, с. 86—95.
3. Кучмент Л. С. Математическое моделирование речного стока.— Л.: Гидрометеиздат, 1972.— 190 с.
4. Акинъшин В. В., Борщевский В. Н., Жидиков А. П. и др. Способы определения параметров кривых добега.— Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 72, с. 34—53.

С. А. Кондратьев (ГГИ)

### МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТОКА ВОДЫ И ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ СО СКЛОНОВ, УЧИТЫВАЮЩАЯ ДИСКРЕТНОСТЬ СТЕКАНИЯ

Обозначения, используемые в работе:

- $Q$  — расход;
- $x, t$  — пространственная и временная координаты;
- $\omega, u, P$  — площадь живого сечения, скорость и смоченный периметр для стекания со склона;
- $\omega_0, u_0, P_0$  — эти же характеристики для единичного ручейка;
- $r, f$  — интенсивность осадков и инфильтрации;
- $b$  — ширина склона;
- $c$  — концентрация взвешенных наносов;
- $e$  — интенсивность поступления наносов в поток;
- $N$  — количество ручейков в поперечном сечении склона;
- $\alpha, m$  — параметры;
- $n$  — коэффициент шероховатости Маннинга;
- $2\beta$  — угол, характеризующий поперечное сечение ручейка треугольной формы;
- $i$  — уклон склона.

В настоящее время большое внимание уделяется разработке моделей формирования дождевого стока, позволяющих рассчитывать пространственно-временное изменение таких характеристик поверхностного стекания, как скорость, глубина и расход воды. За основу этих моделей приняты уравнения гидродинамики и гидравлики, описывающие неуставившееся стекание дождевых вод сплошным слоем по поверхности склона. В ряде работ [2, 3] предлагаются математические модели процесса стока наносов со склонов, основанные на гидродинамических моделях стока воды. Однако область применения таких моделей ограничена урбанизированными территориями, строительными площадками, т. е. объектами, для которых приемлема схематизация поверхностного стекания распластанным потоком без учета дискретности процесса.

Целью настоящей работы является получение математических выражений, описывающих формирование стока воды и транспорта взвешенных наносов на склоне с учетом дискретного (ручейкового) характера стекания, а также анализ их отличий от уравнений, описывающих распластаный поток.

Для вывода уравнений движения воды и наносов сделаны следующие предположения. Скорость течения в ручейках принята постоянной для данного живого сечения. Концентрация взвешенных наносов не меняется в пределах живого сечения. Стеkanie воды происходит под действием гравитационных сил и сил сопротивления, инерционные силы и влияние подпора не учитываются. Уклон склона принимается малым. Взвешенные частицы не влияют на динамику потока. Площади живых сечений ручейков и их количество приняты зависящими от координаты  $x$ , отсчитываемой от водораздела. Все выпавшие осадки за вычетом инфильтрации сразу же попадают в ручейковую сеть.

Последнее предположение означает, что мы пренебрегаем временем добега осадков, выпавших на поверхность склона, заключенную между микроруслами этих ручейков. Очевидно, это требование не приводит к заметным ошибкам при достаточно густой ручейковой сети.

Рассмотрим стекание воды и наносов со склона при условии отсутствия бокового притока. В этом случае уравнения неразрывности будут иметь вид [1—3]:

— для стока воды

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = (r - f) b, \quad (1)$$

— для стока наносов

$$\frac{\partial c\omega}{\partial t} + \frac{\partial cQ}{\partial x} = e. \quad (2)$$

Очевидно, что эти уравнения справедливы как для распластанного, так и для дискретного стекания.

Нужно отметить, что интенсивность поступления наносов в поток  $e$  должна учитывать как взмыв, так и осаждение частиц, т. е. ее значение для различных участков склона или ручья может быть как положительным, так и отрицательным. В работе [3] полагается, что интенсивность поступления наносов в поток складывается из двух составляющих. Первая составляющая обусловливается эрозией разбрызгивания, ее значение прямо пропорционально интенсивности осадков. Вторая составляющая определяется размывом почвы стекающей водой и зависит от глубины, расхода потока и концентрации взвешенных наносов в самом потоке. Однако приводимые в упомянутой работе соотношения не учитывают всех величин, определяющих процесс поступления взвешенных наносов в поток. Так, в них не входит площадь взаимодействия потока с почвой, которая существенно сказывается на величине размыва. В этих выражениях не учтен также и грануло-

метрический состав почвы. Вопрос выбора формул для задания  $e$  в уравнении (2) достаточно сложен и требует специального изучения; в настоящей работе он не рассматривается.

Система уравнений (1), (2) содержит три неизвестные величины:  $\omega$ ,  $Q$ ,  $c$ . Замыкание системы осуществляется с помощью известной формулы, связывающей расход с площадью живого сечения:

$$Q = u\omega. \quad (3)$$

Пусть структура потока такова, что суммарную площадь живого сечения  $\omega$  при фиксированном  $x$  можно выразить через площадь живого сечения ручейка  $\omega_0$  в виде

$$\omega = N\omega_0. \quad (4)$$

Если не учитывать влияние инерционных сил и подпора на процесс стекания, то скорость в ручейке  $u_0$  однозначно зависит от площади  $\omega_0$ . Тогда с учетом формулы (4) скорость и расход при ручейковом стекании могут быть выражены через общую площадь живого сечения следующим образом:

$$u_0 = \alpha \omega_0^m = \frac{\alpha}{N^m} \omega^m, \quad (5)$$

$$Q = u_0 \omega = \frac{\alpha}{N^m} \omega^{m+1}. \quad (6)$$

Параметры  $\alpha$  и  $m$  зависят от шероховатости и уклона подстилающей поверхности, от режима стекания и от формы живого сечения. Например, для стока в турбулентном режиме по ручейкам с треугольным поперечным сечением формула (5) может быть записана так:

$$u_0 = \frac{\sqrt{i}}{N^{1/3}n} \sqrt[3]{\frac{\sin \beta \cos \beta}{4}} \omega^{1/3}. \quad (7)$$

Подставляя (6) в (1) и (2), получим систему уравнений, описывающих сток воды и наносов при ручейковом стекании и имеющих следующий вид:

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\alpha}{N^m} \omega^{m+1} \right) = (r - f) b, \quad (8)$$

$$\frac{\partial c\omega}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( c \frac{\alpha}{N^m} \omega^{m+1} \right) = e. \quad (9)$$

Нетрудно видеть, что при постоянном по длине склона числе ручейков формулы (8) и (9) описывают стекание и транспорт наносов в единичном ручейке. Если же задавать  $N$  как функцию от  $x$ , то полученная система будет описывать сток воды и наносов со всего склона с учетом изменяющейся по длине дискретной структуры потока. Ниже приведен наиболее простой способ задания измене-

ния числа ручейков в зависимости от координат  $x$ . Пусть известно, что  $N = N_1$  при  $x = x_1$  и  $N = N_2$  при  $x = x_2$ . Тогда, предположив, что существует линейная зависимость между количеством ручейков  $N$  и расстоянием от верхней границы склона  $x$ , можно записать уравнение  $N = N(x)$  в виде

$$\frac{N - N_1}{N_2 - N_1} = \frac{x - x_1}{x_2 - x_1}. \quad (10)$$

Численное интегрирование уравнений (8) и (9) может проводиться, например, с использованием явных конечно-разностных схем аппроксимации дифференциальных операторов, основанных на разложении решения в ряд Тейлора [1]. В результате решения уравнения (8) находится суммарная площадь живого сечения всех ручейков  $\omega(x, t)$ , зная которую, нетрудно по формуле (3) рассчитать гидрограф стока. Затем вычисляются характеристики ручейкового стекания, определяющие интенсивность поступления наносов в поток. По формулам (4)–(6) находят площадь живого сечения, скорость и расход воды в ручейке при любых значениях координат  $x$  и  $t$ . Площадь поверхности почвы, которая взаимодействует с потоком, пропорциональна сумме смоченных периметров всех ручейков

$$P = NP_0. \quad (11)$$

Значение  $P_0$  всегда может быть определено, если известны площадь живого сечения  $\omega_0$  и форма русла ручейка. Так, для русла треугольного сечения

$$P_0 = 2 \sqrt{\frac{\omega_0}{\sin \beta \cos \beta}}. \quad (12)$$

В результате решения уравнения (9) при заданной интенсивности поступления наносов рассчитывается их концентрация в потоке  $c(x, t)$  и может быть построен гидрограф стока взвешенных наносов.

Отличие предложенной модели дискретного стекания от модели распластанного потока, описанной в [1–3], прежде всего заключается в возможности получения реальных характеристик стекания воды в ручейковой сети, таких, как площадь живого сечения ручейка, смоченный периметр, скорость и расход воды, т. е. величин, необходимых для определения интенсивности поступления взвешенных наносов в поток.

Дальнейшее совершенствование модели должно проводиться в плане получения более совершенных зависимостей, основанных на экспериментальных наблюдениях и учитывающих густоту ручейковой сети, а также ее структуру. Кроме того, требуют специального рассмотрения вопросы учета различных форм транспорта наносов и выбора выражения для задания интенсивности

поступления наносов в зависимости от интенсивности осадков, характеристик ручейкового стекания и гранулометрического состава почвы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Румянцев В. А., Кондратьев С. А. Математическое моделирование в гидрологии. Кинематико-волновая модель склонового стока.— Гидрометеорология. Серия «Гидрология суши». Обзорная информация. Обнинск, 1979.— 50 с.
2. Carder D. R., Li R.-M., Simons D. B. Mechanics of non-site soil erosion. XVIII Congress IAHR-AIRH, Cagliari, Italia, vol. 5, 1979, p. 3—10.
3. Hjelmfelt A. T., Jr, Piest R. P., Saxton K. E. Mathematical modelling of erosion on upland areas. XVI Congress IAHR—AIRH, Sao Paulo, Brasil, vol. 2, 1975, p. 40—47.

Г. И. Болотников (ГГИ)

### О ПРИМЕНИМОСТИ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ЗАТОРОВ ЛЬДА ДЛЯ НАТУРНЫХ УСЛОВИЙ

Формирование заторов льда является сложным процессом, зависящим от сочетания гидравлических, морфометрических и метеорологических факторов. Мощность заторов льда характеризуется величиной подъема уровней воды в верхнем бьефе затора и определяется в основном водностью реки, количеством льда и его физико-механическими свойствами. В последние годы, наряду с развитием натуральных и лабораторных методов исследования, разработаны теоретические модели заторов льда в руслах рек, основанные на уравнениях гидравлики и механики сыпучих сред. При создании моделей выделяются два типа заторов льда: заторы на «узких» и «широких» реках [4, 6]. Заторы на узких реках формируются при подныривании льдин под кромку ледяного поля, и толщина затора определяется количеством поднырнувших льдин. При формировании заторов на широких реках основную роль играют процессы торошения заторных масс; толщина заторов в этом случае зависит от соотношения между внешней нагрузкой и напряжениями внутри затора. Предлагаемая классификация аналогична принятому у нас в стране разделению заторов льда на заторы «подныривания» и «торошения». Целью данной работы является обзор и сопоставление теоретических моделей заторов льда и оценка возможности их использования для расчета характеристик заторов льда, наблюдавшихся в натуральных условиях.

Рассмотрим зависимости, общие для обоих типов заторов льда [4, 8]. Уравнение неразрывности для движения льда в подвижной системе координат, совмещенной с кромкой затора, может быть представлено в следующем виде [4]:

$$V_j t_e (1 - p) = q_i + (C_c t_i) V_j, \quad (1)$$

где  $V_j$  — скорость продвижения верхней кромки затора;  $t_e$  — толщина затора в состоянии равновесия;  $p$  — пористость заторных скоплений;  $q_i$  — расход льда на единицу ширины потока;  $t_i$  —

толщина льдин;  $C_c$  — показатель поверхностной концентрации льдин в потоке.

Кромка затора, находящегося в состоянии квазистатического равновесия, продвигается вверх по течению реки с постоянной скоростью  $V_j$ , которая определяется из уравнения (1):

$$V_j = \frac{q_i}{t_e(1-p) - C_c t_i} \quad (2)$$

Скорость потока на беззаторном участке реки, расположенном выше зоны выклинивания подпора, рассчитывается по формуле [4]

$$V_n = \sqrt{\frac{8gh_n S_0}{f_n}}, \quad (3)$$

где  $V_n$  и  $h_n$  — средняя скорость и глубина потока в русле с уклоном  $S_0$  и коэффициентом трения  $f_n$ ;  $g$  — ускорение силы тяжести.

В подвижной системе координат уравнение неразрывности для потока воды имеет вид [4]

$$(V_n + V_j) h_n = (V_n + V_j) H = (V_e + V_j) h_e, \quad (4)$$

где  $V_n$  и  $H$  — скорость и глубина потока перед кромкой затора;  $V_e$  и  $h_e$  — скорость и глубина потока под затором.

Скорость потока под затором льда выражается формулой

$$V_e = \sqrt{\frac{8gh_e S_0}{f_i + f_n}} \quad (5)$$

Подставляя (5) в формулу (4), получим зависимость для определения глубины потока под затором льда

$$h_e = \left( \frac{f_i + f_n}{8gS_0} \right)^{1/3} [V_n h_n + V_j (h_n - h_e)]^{2/3}. \quad (6)$$

Глубина потока перед кромкой затора рассчитывается по формуле

$$H = h_e + \frac{\rho'}{\rho} t_e, \quad (7)$$

где  $\rho'$  и  $\rho$  — плотность льда и воды.

Уравнения (1) — (7) могут быть использованы для расчета характеристик заторов льда на узких и широких реках.

#### Модель заторов льда в узком русле

Заторы льда в узком русле формируются при подныривании льдин под кромку ледяного поля. Заторы этого типа наблюдаются преимущественно при замерзании рек. В весенний период заторы подныривания образуются на малых реках шириной до 100 м. Основными факторами, влияющими на процесс образования заторов льда в узком русле, являются скорость и глубина потока, размеры льдин и балльность ледохода. Для оценки начальных условий формирования затора многими авторами используется

число Фруда [5, 9, 10]. Д. Эштен выражает критическое число Фруда, при котором начинается подныривание льдин в следующем виде [1]:

$$\frac{V_n}{\left[gt_i\left(1-\frac{\rho'}{\rho}\right)\right]^{1/2}} = \frac{2\left(1-\frac{t_i}{H}\right)}{\left[5-3\left(1-\frac{t_i}{H}\right)^2\right]^{1/2}}. \quad (8)$$

Результаты расчета по формуле (8) хорошо согласуются с данными лабораторных исследований и натурных наблюдений [11]. Толщину заторов подныривания Д. Татинклаух предлагает определять в зависимости от разности между числом Фруда, рассчитанным по скорости потока перед кромкой и определенным по минимальной скорости течения, при которой начинается подныривание льдин [7, 8]. В случае, когда глубина потока значительно превышает толщину затора ( $t_e/h_e < 0,3$ ), последняя может быть рассчитана по формуле, полученной Д. Кеннеди [4]:

$$\frac{t_e}{t_i} = \frac{V_s^2}{2 \frac{\rho - \rho'}{\rho'} gt_i} - \frac{1}{2} \left(1 - \frac{\rho'}{\rho}\right) + 1. \quad (9)$$

Совместное решение уравнений (2), (5), (7) и (9) позволяет определить значения  $t_e$ ,  $h_e$ ,  $H$ ,  $V_n$  и  $V_j$ . В качестве исходных данных используются средняя скорость и глубина потока на беззаторном участке вне зоны выклинивания подпора, толщина льда, балльность ледохода, уклон русла, коэффициенты трения на границе со льдом и с дном потока. Пример расчета приводится в статье Д. Кеннеди [4].

#### Модели заторов в широком русле

При вскрытии рек преобладающим типом заторов являются заторы торошения или заторы в широком русле. Исследование таких заторов связано с дополнительными трудностями. Если при формировании заторов подныривания процесс в основном определяется гидравликой потока, то при исследовании заторов торошения необходимо дополнительно решить задачу о физико-механических характеристиках поля битого льда. Напряженное состояние затора льда описывается уравнениями механики сыпучих сред [7]

$$\frac{dF}{dx} = -2\tau_w \frac{t}{B} + \tau_i + \rho' gt S_j, \quad (10)$$

где  $F$  — сила, действующая на единицу ширины затора;  $B$  — ширина затора;  $t$  — толщина затора;  $\tau_w$  — касательные напряжения на границе с берегом;  $\tau_i$  — касательные напряжения на нижней поверхности затора при уклоне водной поверхности  $S_j$ .

Для определения касательного напряжения на контакте ледовой массы с берегом Э. Паризе и Р. Хауссер [6] пользовались теорией силосов К. Янсена, а Б. Мишель [5] теорией силосов А. Како. При этом не учитывалось наличие у заторных масс льда существенного начального сцепления. Д. Кеннеди [4] определяет касательное напряжение  $\tau_w$  следующим образом:

$$\tau_w t = \tau t + K_1 F_c, \quad (11)$$

где  $\tau t$  — сила сдвига, характеризующая начальное сцепление льдин; величина  $\tau$  принимается равной 96 Па.  $K_1 F_c$  — трение льда по льду, пропорциональное силе сжатия  $F_c$ . В моделях Э. Паризе и Д. Кеннеди  $F_c$  определяется по эмпирической формуле

$$F_c = K_2 \rho' \left(1 - \frac{\rho'}{\rho}\right) \frac{g t_e^2}{2}. \quad (12)$$

С учетом (11) и (12) для условий квазистатического равновесия затора льда при  $\frac{dF}{dx} = 0$ ,  $t = t_e$  и  $S_f = S_0$  уравнение (10) может быть представлено в следующем виде:

$$K_1 K_2 \left(1 - \frac{\rho'}{\rho}\right) g t_e^2 + 2 \tau t_e - \rho' g B S_0 t_e - \tau_i B = 0. \quad (13)$$

Совместное решение уравнений (2), (5)–(7) и (13) дает возможность найти пять неизвестных  $t_e$ ,  $h_e$ ,  $V_e$ ,  $V_f$  и  $H$ , характеризующих затор торования в состоянии равновесия. Теоретические модели заторов льда на узких и широких реках справедливы для идеализированных заторов в прямолинейном русле постоянной глубины. Предлагаемые авторами расчетные схемы проверялись экспериментальным путем и хорошо описывают процесс формирования заторов в гидравлических лотках [4–6]. Но механизм формирования заторов льда в натуральных условиях, как показывают результаты полевых исследований, может существенно отличаться от наблюдаемого в лаборатории. В работе [11] приведены данные об использовании моделей заторов подныривания для расчета характеристик заторов льда в естественных условиях. Оказалось, что критическое значение числа Фруда, определенное по формулам Г. Д. Эштена, М. С. Узунера и Д. Ф. Кеннеди, хорошо согласуется с данными наблюдений и может быть использовано для расчетных условий процесса заторообразования.

Нашей задачей являлась оценка применимости моделей заторов льда в широком русле для натуральных условий. С этой целью были использованы данные наблюдений на р. Западной Двине у г. Даугавпилса. Заторы у г. Даугавпилса образуются на прямолинейном участке реки выше устоев железнодорожного моста, которые препятствуют транспорту ледовых масс. Для расчета

характеристик заторов льда была использована модель Д. Кеннеди [4, 5]. Соответственно, для определения толщины затора, глубины потока под затором и у его кромки использовались уравнения (2), (5)—(7) и (13). В качестве исходных данных принимались толщина льда, уклон русла, ширина реки, скорость и глубина потока, соответствующие расходу воды на дату заторообразования. Значение коэффициента трения на нижней поверхности затора и механические свойства льда изменяются в широких пределах в зависимости от гидравлических и ледотермических характеристик рассматриваемого участка реки. На рисунке пред-

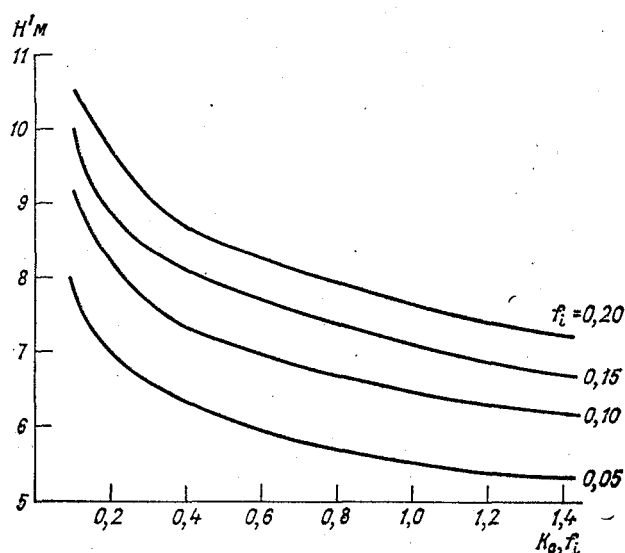


График зависимости  $H' = f(K_0, f_i)$ .

ставлен график зависимости  $H = f(K_0, f_i)$ , позволяющий оценить изменение глубины потока перед кромкой затора в зависимости от заданных  $K_0$  и  $f_i$ . Из анализа графика следует, что при формировании затора вследствие торошения ледяного покрова высота заторного подъема уровня воды во многом определяется трением потока о нижнюю поверхность затора и физико-механическими свойствами битого льда.

Для решения поставленной задачи необходимо было определить значения коэффициентов  $f_i$  и  $K_0$ , при которых исследуемая модель может быть использована для вычисления параметров заторов льда на Западной Двине у г. Даугавпилса, и оценить ошибку расчета при заданных  $f_i$ ,  $K_0$ . Всего было рассмотрено 18 случаев заторообразования. Расчет производился следующим образом: для каждой серии исходных данных задавались  $f_i$ , равные 0,05; 0,10; 0,15 и 0,20, а для каждого из этих значений

Результаты расчетов характеристик заборов льда р. Западная Двина — г. Даугавпилс

| №<br>п/п | $V_{\Pi}$ м/с | $h_{\Pi}$ м | $B$ м | $t_i$ м | $K_0$ | $t_e$ м | $h_e$ м | $H$ м | $H_3$ м | $\Delta H_3$ м | $H' - H_{K_0}$<br>м | $\frac{H' - H_{K_0}}{\Delta H_3} \cdot 100 \%$ |
|----------|---------------|-------------|-------|---------|-------|---------|---------|-------|---------|----------------|---------------------|------------------------------------------------|
| 1        | 0,82          | 3,5         | 310   | 0,60    | 2,1   | 0,72    | 3,77    | 4,3   | 4,3     | 1,81           | 0,91                | 50,2*                                          |
| 2        | 0,92          | 4,9         | 325   | 0,59    | 0,7   | 1,68    | 6,95    | 8,5   | 8,6     | 4,03           | 0,45                | 5,2                                            |
| 3        | 0,80          | 3,3         | 307   | 0,10    | 2,0   | 0,76    | 4,80    | 5,4   | 5,4     | 2,52           | 0,82                | 32,2                                           |
| 4        | 0,75          | 3,0         | 300   | 0,17    | 1,2   | 0,84    | 4,65    | 4,3   | 4,4     | 1,82           | 0,00                | 0,0                                            |
| 5        | 0,80          | 3,3         | 307   | 0,30    | 1,1   | 0,93    | 4,85    | 5,6   | 5,7     | 2,62           | 0,12                | 4,5                                            |
| 6        | 1,00          | 6,3         | 330   | 0,37    | 1,9   | 1,07    | 7,20    | 8,2   | 8,2     | 3,17           | 0,73                | 23,0                                           |
| 7        | 0,96          | 5,6         | 325   | 0,60    | 0,50  | 1,79    | 7,96    | 9,7   | 9,8     | 5,56           | 0,49                | 8,8                                            |
| 8        | 0,87          | 5,7         | 325   | 0,41    | 1,5   | 1,42    | 7,50    | 8,8   | 8,7     | 3,80           | 0,28                | 7,3                                            |
| 9        | 0,86          | 4,3         | 320   | 0,47    | 0,4   | 1,77    | 6,36    | 8,0   | 8,1     | 4,14           | 0,73                | 17,6                                           |
| 10       | 0,80          | 3,4         | 310   | 0,30    | 1,2   | 0,89    | 4,92    | 5,7   | 5,6     | 2,79           | 0,00                | 0,0                                            |
| 11       | 0,83          | 3,7         | 315   | 0,27    | 1,10  | 1,00    | 5,54    | 6,4   | 6,4     | 2,99           | 0,10                | 3,3                                            |
| 12       | 0,94          | 5,2         | 325   | 0,44    | 1,8   | 1,12    | 6,77    | 7,7   | 7,6     | 2,66           | 0,42                | 15,7                                           |
| 13       | 0,90          | 4,8         | 325   | 0,42    | 1,10  | 1,10    | 6,75    | 7,7   | 7,6     | 3,54           | 0,10                | 2,8                                            |
| 14       | 0,95          | 5,2         | 325   | 0,51    | 1,10  | 1,15    | 7,10    | 8,1   | 8,0     | 3,21           | 0,10                | 3,1                                            |
| 15       | 0,72          | 2,8         | 295   | 0,33    | 0,80  | 0,96    | 4,04    | 5,0   | 5,0     | 2,61           | 0,48                | 18,3                                           |
| 16       | 0,83          | 3,7         | 315   | 0,25    | 0,20  | 2,41    | 6,00    | 8,2   | 8,7     | 5,85           | 3,74                | 63,9*                                          |
| 17       | 0,92          | 4,9         | 325   | 0,36    | 2,2   | 0,87    | 6,40    | 7,2   | 7,2     | 2,82           | 0,86                | 30,4                                           |

Примечание.  $S_0=0,0006$ ;  $f_i=0,10$ .

\* — осенние заборы льда.

вычислялись  $h_e$ ,  $t_e$  и  $H$  при изменении  $K_0$  от 0,1 до 4 с шагом 0,1. Интервал изменения значений  $f_i$  и  $K_0$  был принят с учетом результатов лабораторных экспериментов [7, 8]. Полученные таким образом значения  $H$  сравнивались с данными наблюдений и определялось  $K_0$ , при котором они совпадают. Таким образом, для каждого случая заторообразования были получены по четыре значения  $K_0$ , соответствующие заданным коэффициентам трения на границе потока со льдом.

Наименьшее рассеивание значений  $K_0$  отмечено было при  $f_i = 0,10$ , что и было учтено в дальнейших расчетах.

Для каждого затора льда были выписаны значения  $K_0$ , определенные при  $f_i = 0,10$ ;  $K_0$  изменяется от 0,2 до 2,2, а среднее его значение равно 1,2 (таблица). Затем были рассчитаны толщина затора, глубина потока под затором и у его кромки при  $f_i = 0,10$

и  $\bar{K}_0 = 1,2$ . Ошибка расчета оценивалась отношением  $\frac{H_3 - H_{\bar{K}_0}}{\Delta H_3} \times 100\%$ , где  $(H_3 - H_{\bar{K}_0})$  — разность между глубиной потока перед кромкой затора, определенной по данным наблюдений и рассчитанной,  $\Delta H_3$  — заторный подъем уровней воды. Максимальная ошибка составила 63,9% и относится к году с наличием осеннего зажора льда на исследуемом участке реки.

Из анализа результатов расчета следует, что исследуемая модель может быть использована для расчета параметров заторов льда в тех случаях, когда механизм заторообразования аналогичен рассматриваемому в модели. Коэффициент  $\bar{K}_0$  становится интегральным показателем, характеризующим как механические свойства битого льда, так и степень отклонения процесса формирования затора на данной реке от принятого в модели. Для повышения точности расчета и усовершенствования теоретических моделей заторов льда необходимы дальнейшие натурные и экспериментальные исследования. В частности, необходимо выявить особенности процесса образования заторов на зажорных участках рек и определить зависимость коэффициента трения на границе потока со льдом от гидравлики потока, размеров и прочности отдельных льдин. Основным достоинством математических моделей является возможность приближенного определения характеристик заторов льда при отсутствии ряда наблюдений на водомерных постах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ashton G. D. Froude criterion for ice block stability.— J. Glaciol., 1974, vol. 13, N 68, p. 32—38.
2. Beltaos S. Field investigations of river ice jams.— Proc. IAHR, Part 2. Symposium on Ice Problems, Luleå, Sweden, 1978, p. 355—372.
3. Cheng S. T., Tatinclaux I. C. Compressive and shear strengths of fragmented ice covers — a laboratory study.— IIHR Report N 206. Iowa City, Iowa, USA, 1977, p. 82.
4. Kennedy I. F. Ice jam mechanics.— Proc. IAHR. Symposium on Ice Problems, Hanover 1975, p. 143—164.

5. Michel B. Ice accumulations at freeze-up or break-up.—Proc. IAHR, Part 2. Symposium on Ice Problems. Luleå, Sweden, 1978, p. 301—318.
6. Parizet E., Hausser R. Formation of ice covers and ice jams in rivers.—J. Hydraul. Div., Proc. ASCE, 1966, N HY6, p. 1—24.
7. Talinclaix I. C., Lee C. L., Kennedy I. F. A laboratory investigation of mechanics and hydraulics of river ice jams.—IIHR, Report No 186. Iowa City, Iowa, USA, 1976, p. 97.
8. Talinclaix I. C. River ice jam models.—Proc. IAHR, Part 2. Symposium on Ice Problems. Luleå, Sweden, 1978, p. 449—461.
9. Uzuner M. S., Kennedy I. F. Theoretical model of river ice jams.—J. Hydraul. Div., Proc. ASCE, 1976, vol. 102, N HY9, p. 1365—1383.
10. Uzuner M. S., Kennedy I. F. The mechanics of river ice jams.—Internat. Symposium on River and Ice. Budapest, Hungary, 1974.
11. Uzuner M. S., Kennedy I. F. Stability of floating ice blocks.—J. Hydraul. Div., Proc. ASCE, 1972, vol. 98, N HY12, p. 2117—2133.

*М. Л. Марков (ГГИ)*

### **ВНУТРИСУТОЧНЫЙ ХОД ИНТЕНСИВНОСТИ ВОДООТДАЧИ И СТАИВАНИЯ НАЛЕДЕЙ**

Характерной особенностью водоотдачи наледей является ее внутрисуточный ход. Как и на ледниках, гидрограф талого стока из поверхностного слоя наледей в течение суток имеет волнообразный вид с максимумом в дневные и минимумом в ночные часы [2, 3]. В настоящее время внутрисуточный ход водоотдачи наледей практически не изучен. В то же время своеобразие условий аккумуляции и стекания талых вод с ледников не позволяет распространить полученные закономерности формирования ледникового стока за короткие интервалы времени на процессы водоотдачи наледей. Вместе с тем информация о внутрисуточном ходе их водоотдачи необходима для расчетов характеристик наледного стока и оценки роли наледных процессов в формировании водного режима и водных ресурсов в районах многолетней мерзлоты.

В настоящей работе рассматриваются первые результаты анализа наблюдений за внутрисуточным ходом интенсивности водоотдачи и стаивания наледей, проведенных экспедицией БАМ ГГИ в Северном Забайкалье.

Слабая изученность водоотдачи наледей до настоящего времени была связана с отсутствием способов прямого измерения наледного стока за короткие интервалы времени. В последние годы в ГГИ разработаны устройства:

1) самописец уровня льда на базе СУВ ГР-38 и «Валдай» для непрерывной регистрации стаивания наледей,

2) переносный гидрометрический лоток для автоматической регистрации водоотдачи наледей по гидрографу талого стока в наледных ручьях. С помощью этих устройств в 1978—1980 гг. выполнены серии наблюдений за стаиванием льда и стоком талой воды на Муруринской и Амудиской наледях, расположенных в Верхнечарской котловине (зона БАМ).

Наблюдения за водоотдачей проводились на стоковых площадках, представляющих элементарные водосборы с замыкающим створом в месте установки гидрометрического лотка. Границы

водосбора устанавливались по микрорельефу и микроручейковой сети на поверхности льда в теплый период года. Благоприятные условия для организации стоковой площадки возникают в июне и июле. В более ранние периоды происходит постоянное перестроение русловой сети, что не позволяет выявить устойчивые водораздельные границы. При мощности наледного льда менее 0,7 м начинается инфильтрация талых вод через лед, поэтому в конце периода таяния наблюдения на стоковых площадках прекращаются.

За три года наблюдения проведены на 21 стоковой площадке с площадями водосборов от 125 м<sup>2</sup> до 800 тыс. м<sup>2</sup>. Получено 122 гидрографа талого и дождевого стока с поверхности наледей, которые, как правило, имеют отчетливо выраженный суточный ход, в суммарном виде отражающий интенсивность прихода тепла к поверхности льда в течение суток. В соответствии с тремя типами погоды — конвективным, фронтальным и антициклональным [1] можно выделить следующие особенности внутрисуточного хода водоотдачи наледей.

При антициклональном типе погоды суточный паводок имеет отчетливо выраженный пик и глубокий спад. Так как в ясные солнечные дни значительно возрастает количество радиации, то при антициклональном типе наблюдается наибольшая интенсивность водоотдачи. Амплитуда колебаний расходов наледных вод в течение суток составляет 3—4 величины их средних значений. Максимальные значения водоотдачи отмечаются во второй половине дня в 15—16 ч., минимальное — в предрассветные утренние часы с 4 до 7, т. е. непосредственно перед восходом солнца.

При фронтальном типе погоды интенсивность водоотдачи наледей уменьшается по сравнению с предыдущим типом в 2—4 раза, суточный ход не выражен и полностью зависит от характера выпадения осадков.

Конвективный тип погоды занимает промежуточное положение по воздействию на наледный сток. Суточный ход водоотдачи выражен тем лучше, чем позже начинается развитие сплошной облачности. С развитием последней таяние уменьшается и пик суточного паводка остается не сформированным до конца.

Результаты наблюдений показали, что суточный ход наледного стока не зависит от размеров ручьев, изменяется только его амплитуда, которая увеличивается с возрастанием площади водосбора ручья на поверхности наледи. Сдвиг экстремальных значений расходов талых вод, измеренных через десятиминутные интервалы времени на ручьях с разной площадью водосбора, не обнаружен, что свидетельствует о малом времени добегания и практически незаметной трансформации паводочной волны в ручейковой сети. Последнее также подтверждается незначительной редукцией предельной интенсивности водоотдачи по площади наледи (рис. 1). Приведенный график построен по данным измерений максимальных расходов талых вод на разных стоковых площадках. Обследование наледных ручьев на других наледях

показывает, что подавляющее их большинство имеет площади водосборов меньше  $0,02 \text{ км}^2$ . Поэтому редукцией интенсивности водоотдачи наледи по ее площади можно пренебречь.

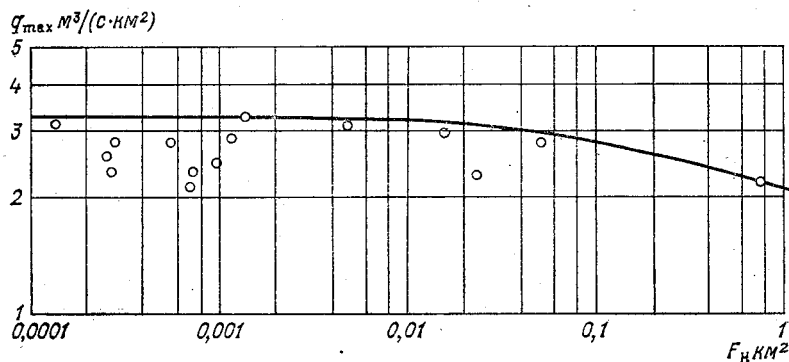


Рис. 1. Редукция предельной интенсивности стока талых вод с поверхности наледей  $q_{\max}$  по площади  $F_n$ .

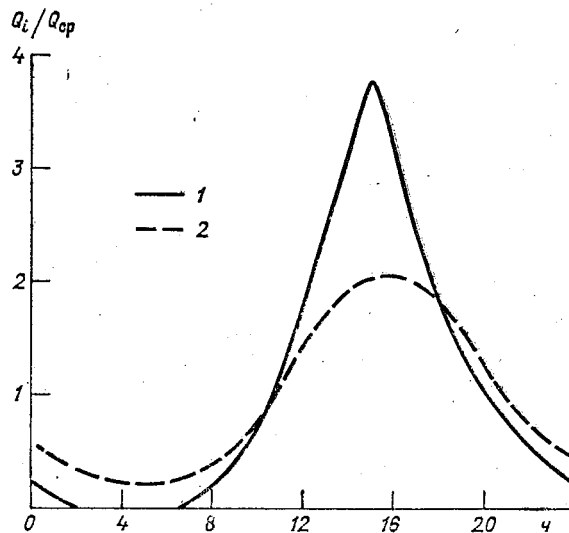


Рис. 2. Типовые гидрографы водоотдачи с поверхности наледей при антициклональном (1) и конвективном без осадков (2) типах погоды (июнь, июль).

Из сказанного следует, что можно выделить два вида гидрографов — для антициклонального и конвективного без осадков типов погоды, форма которых зависит только от текущих метеорологических условий (рис. 2). Для построения первого типового гидрографа использованы 15, для второго 24 наблюдаемых гидро-

графа. Среднее отклонение точек измеренных расходов от осредненной (типовой) кривой в первом случае равно 9 %, во втором 19 %. Типовые гидрографы построены в относительных величинах, что позволяет использовать их для приближенного расчета внутрисуточного хода водоотдачи неизученных наледей центрального участка трассы БАМ. Для перехода к абсолютным величинам достаточно рассчитать средний суточный расход талых вод по известному суточному слою стаивания льда и площади наледи.

Рассмотренные гидрографы характеризуют водоотдачу наледей только в июне и июле по причинам, указанным выше. Поэтому внутрисуточный ход интенсивности водоотдачи в остальное время теплого периода года может быть определен только косвенным путем по слоям стаивания льда.

Наблюдения за стаиванием льда охватывают весь период таяния и разрушения наледей. В результате обобщения материалов трех лет наблюдений получены средние слои стаивания льда за трехчасовые интервалы времени (табл. 1). Из приведенной таблицы видно, что наибольшая интенсивность стаивания льда наблюдается с 12 до 15 ч. В этот период в мае и августе стаивает более 30 % суточного слоя, в сентябре — более половины, а в июне — июле — 20—25 %. Наибольшие слои стаивания за трехчасовые интервалы времени наблюдаются в мае и августе. Можно предположить, что это связано с наибольшим приходом лучистой энергии в начале и конце теплого периода года.

Таблица 1

Средние слои стаивания льда на поверхности наледей за трехчасовые интервалы времени, мм

| Месяц    | Период, ч |     |     |      |       |       |       |       |      |
|----------|-----------|-----|-----|------|-------|-------|-------|-------|------|
|          | 0—3       | 3—6 | 6—9 | 9—12 | 12—15 | 15—18 | 18—21 | 21—24 | 0—24 |
| Май      | 0         | 0   | 1,8 | 11,1 | 12,8  | 11,1  | 0     | 0     | 36,8 |
| Июнь     | 1,4       | 3,1 | 4,9 | 9,2  | 11,2  | 8,3   | 4,5   | 1,7   | 44,3 |
| Июль     | 2,5       | 3,3 | 6,0 | 9,2  | 11,3  | 8,9   | 6,6   | 3,6   | 51,4 |
| Август   | 0         | 1,5 | 3,0 | 8,2  | 13,3  | 8,8   | 1,0   | 0     | 35,8 |
| Сентябрь | 0         | 0   | 0   | 2,1  | 9,2   | 4,9   | 1,5   | 0     | 17,7 |

Оценить интенсивность таяния льда, а следовательно и водоотдачу, с помощью самописцев уровня поверхности льда за интервалы времени менее 3 ч сложно, так как резко возрастают погрешности определения слоев стаивания (табл. 2). Значения погрешностей рассчитаны по разности слоев стаивания льда, определенных с помощью самописцев уровней, а более точно — по стоковым площадкам. Основной причиной увеличения погрешностей является внутрисуточное изменение плотности и мощности коры таяния под воздействием солнечной радиации [2]. Проведение специальных наблюдений за этими характеристиками весьма

трудоемко и практически неосуществимо в полевых условиях. Поэтому в дальнейшем представляется важным исследовать пути построения гидрографов водоотдачи наледей на основании зависимостей стаивания льда от метеорологических условий.

Таблица 2

| Погрешность определения абляции устройством автоматической регистрации изменения уровня поверхности льда за короткие сроки |      |      |      |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------|------|------|-----|
| Интервал времени, ч . . . . .                                                                                              | 3    | 6    | 12   | 24  |
| $\sigma$ % . . . . .                                                                                                       | 46,3 | 25,7 | 10,4 | 8,6 |

В заключение следует отметить, что полученные закономерности внутрисуточного хода стаивания и водоотдачи характерны только для тех наледей, которые не подвержены интенсивному разрушению водными потоками.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период (на примере Эльбруса).—М.: Наука, 1966.—150 с.
2. Голубев Г. Н. Гидрология ледников.—Л.: Гидрометеониздат, 1976.—247 с.
3. Цомая В. Ш. Особенности суточного хода абляции льда на поверхности ледников Кавказа (на примере ледника Герчеты)—Сб. работ по гидрологии, 1965, № 5, с. 57—60.

*Н. Г. Самбук (ГГИ)*

**ВОЗМОЖНОСТЬ ОЦЕНКИ СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО  
БАЛАНСА КРУПНОГО РЕЧНОГО ВОДОСБОРА  
НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ГОРИЗОНТАЛЬНОГО  
ПЕРЕНОСА ВЛАГИ**

В последние два десятилетия среди ученых многих стран возрос интерес к оценке составляющих водного баланса речных водосборов на основе анализа горизонтального переноса атмосферной влаги. В нашей стране исследования атмосферного влагооборота традиционно связаны с вопросами влияния хозяйственной деятельности на гидрометеорологический режим. Проблема оценки возможного эффекта мелиоративных мероприятий была основной в дискуссии 1950-х годов, стимулировавшей исследования процессов атмосферного влагооборота. В эти годы трудами М. И. Будыко и О. А. Дроздова [1], К. И. Кашина и Х. П. Погосяна [4], А. И. Бурцева [2] были созданы основы теории атмосферного влагооборота. Эти фундаментальные труды послужили толчком для выполнения целого ряда региональных исследований [6, 8, 10, 14 и др.], основной целью которых было получение независимым путем, по атмосферному влагопереносу, оценок элементов водного баланса подстилающей поверхности. Такой подход представляется перспективным, поскольку позволяет по гораздо менее густой сети аэрологических станций, чем существующая сеть наземных гидрометеорологических станций, рассчитать по площади трудноопределяемые элементы водного баланса (например, испарение), а также оценить возможный естественный сток с крупных речных водосборов, расположенных в регионах с наиболее развитой хозяйственной деятельностью. В связи с этим расчетные методы, основывающиеся на анализе баланса влаги атмосферы, следует рассматривать как «блок» общей модели автоматического управления планируемой единой водохозяйственной системы страны при осуществлении территориального перераспределения водных ресурсов.

Основной целью настоящей работы было создание ряда взаимосвязанных программ для расчета составляющих баланса влаги атмосферы с реализацией их на ЕС ЭВМ на конкретном материале. В качестве исходных данных была использована информация о потоках водяного пара в слое атмосферы 0—9 км по 36 станциям ЕТС [5, 7]. Все расчеты производились на ЭВМ ЕС-1022 в ВЦ при ГГИ.

Сформулируем уравнение общего баланса влаги атмосферы. В определенной точке атмосферы в момент времени  $t$  условие равновесия влаги в газообразной фазе для единичной массы может быть выражено уравнением обобщенного баланса в следующем виде:

$$\frac{dq}{dt} \equiv \frac{\partial q}{\partial t} + \nabla q v + \frac{\partial (q w)}{\partial p} = e - c, \quad (1)$$

где  $q$  — удельная влажность,  $v$  — суммарный вектор ветра,  $\nabla$  — двумерный горизонтальный оператор,  $p$  — давление,  $w$  — вертикальная составляющая скорости ветра. Существование источников и стоков водяного пара в атмосфере обусловлено главным образом выпадением влаги и ее диффузией из других слоев; таким образом, справа от знака равенства в выражении (1):  $e$  — оценка испарения, а  $c$  — оценка конденсации на единичную массу. Подобным образом может быть записано уравнение баланса для влаги, находящейся в атмосфере в сконденсированном виде. Содержание влаги в виде конденсатов может быть оценено с помощью авиационных и радиолокационных измерений и различными аэрофотографическими методами (например спутниковыми). Значение  $q_k$  в сконденсированном виде в плотных облаках оценивается величинами 0,1—0,3 г/кг, т. е. почти на два порядка меньше, чем величина  $q$  [13]. Таким образом, содержание влаги в атмосфере в виде водяного пара значительно больше, чем содержание ее в конденсационной фазе ( $W \gg W_k$ ) и, соответственно, для локальных по времени изменений влагосодержания атмосферы можно записать:  $\partial W / \partial t \gg \partial W_k / \partial t$  и величиной  $\partial W_k / \partial t$  в уравнении баланса атмосферной влаги можно пренебречь.

Тем не менее, дивергенция потока в конденсационной фазе может быть сравнима с изменением влагосодержания  $\partial W / \partial t$ . Это может происходить в районах, где локализованные градиенты потоков влаги в твердом или жидком состоянии могут сохраняться в течение некоторого времени, как, например, в зонах постоянного формирования или разрушения облаков. В некоторых исследованиях [11, 12, 15] японские метеорологи пришли к выводу, что это возможно во время холодных возмущений над теплыми морями, главным образом зимой. Очевидно, что в этих условиях величиной дивергенции потока сконденсированной влаги пренебрегать нельзя. Уравнение баланса (1) может быть проинтегрировано от давления на уровне земной поверхности  $p_0$  до предела интегриро-

вания, стремящегося к нулю на верхней границе и записано в виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{p_0} q \frac{dp}{g} + \nabla \int_0^{p_0} qv \frac{dp}{g} + \frac{1}{g} (Wq)_0 = \\ = -\frac{\partial}{\partial t} \int_0^{p_0} q_k \frac{dp}{g} - \nabla \int_0^{p_0} q_k v \frac{dp}{g} - \frac{1}{g} (q_k W_k)_0, \end{aligned} \quad (2)$$

где  $g$  — ускорение силы тяжести.

В столбе атмосферы с площадью  $A$  в основании, ограниченном вертикальной поверхностью достаточной протяженности, такой, что массой влаги на ее верхней границе можно пренебречь, уравнение (2) с учетом осреднения на интервале времени  $\tau$  может быть записано в виде

$$\left\langle \frac{1}{g} \int_0^{p_0} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} dp \right\rangle + \frac{1}{gA} \int_0^{p_0} \oint (qV_n) dl dp = \langle \bar{E} - \bar{P} \rangle, \quad (3)$$

где  $V_n$  — составляющая скорости ветра, нормальная к ограничивающей поверхности и направленная наружу. Уравнение (3) можно рассматривать как уравнение, основывающееся на атмосферной ветви гидрологического цикла. Из него следует, что осредненное значение «испарение минус осадки» над рассматриваемой территорией в единицу времени равняется изменению массы водяного пара плюс отток (или приток) водяного пара с этой территории в единицу времени.

Обратимся теперь к уравнению, которое вытекает из требований наземной ветви гидрологического цикла. При рассмотрении конкретного района (площади водосбора, например), оно может быть записано в виде

$$\langle \bar{R} \rangle + \left\langle \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} \right\rangle + \frac{1}{A} \oint (\bar{R}_n n) dl = -\langle \bar{E} - \bar{P} \rangle, \quad (4)$$

где  $\langle \bar{R} \rangle$  — осредненный на интервале времени  $\tau$  сток с бассейна,  $\langle \partial \bar{S} / \partial t \rangle$  — средняя оценка изменения поверхностных и внутрипочвенных влагозапасов,  $1/A \oint (\bar{R}_n n) dl$  — подземный отток через

вертикальную поверхность, ограничивающую бассейн. Подземный отток не включает подземных потоков внутри бассейна, он может оказывать влияние на баланс уравнения (4), когда поток влаги через подземную вертикальную поверхность проявляется на поверхности бассейна; такое может случаться в районах обширных известняковых и карстовых образований. Средняя разность  $\langle \bar{E} - \bar{P} \rangle$  объединяет уравнения (3) и (4) и устанавливает связь между атмосферной и наземной ветвями гидрологического цикла.

Составляющие баланса влаги атмосферы, стоящие слева в уравнении (3), могут быть рассчитаны при наличии аэрологической

информации. На основании данных о значениях результирующих потоков в нижнем девятикилометровом слое атмосферы была вычислена матрица коэффициентов пространственной корреляции результирующих потоков влаги для ЕТС. Такой статистический анализ в данном случае играет роль своеобразного фильтра, позволяющего оценить репрезентативность наблюдений в отдельных точках рассматриваемой территории. На рис. 1 в качестве примера

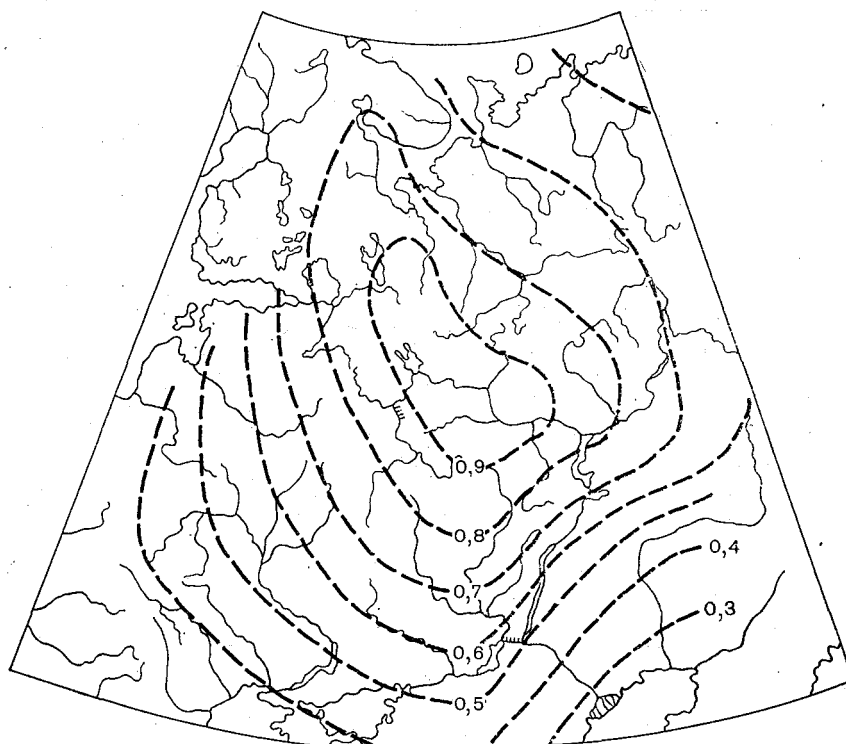


Рис. 1. Изокорреляты результирующих потоков водяного пара.

приведены изокорреляты результирующих потоков по отношению к станции Горький. Контур из 11 аэрологических станций, аппроксимирующий бассейн р. Волги, для которого рассчитывались месячные величины результирующего потока и влагосодержания, приведен на рис. 2. Для расчета ортодромий между аэрологическими станциями и азимутов отрезков использовались формулы высшей геодезии; за азимуты отрезков принимались средние между прямыми и обратными. Площадь, ограниченная контуром из аэрологических станций, составляет 1488 тыс. км<sup>2</sup>.

Из анализа результатов расчета следует, что отдельные участки контура (Курск—Смоленск—Бологое—Сыктывкар) являются устойчиво приходными, наряду с существованием устой-

чиво расходных участков (Ивдель—Свердловск—Уральск). Суммарный за год баланс горизонтального переноса водяного пара составил  $292,5 \text{ км}^3$ , или  $196,6 \text{ мм}$ , что превышает величину годового стока у г. Волгограда за период 1957—1964 гг. на  $19,3 \text{ мм}$  (таблица). Среднегодовая величина снижения стока у г. Волгограда за тот же период, по данным И. А. Шикломанова [9], составляет  $21,2 \text{ км}^3$ , или  $15,6 \text{ мм}$ .

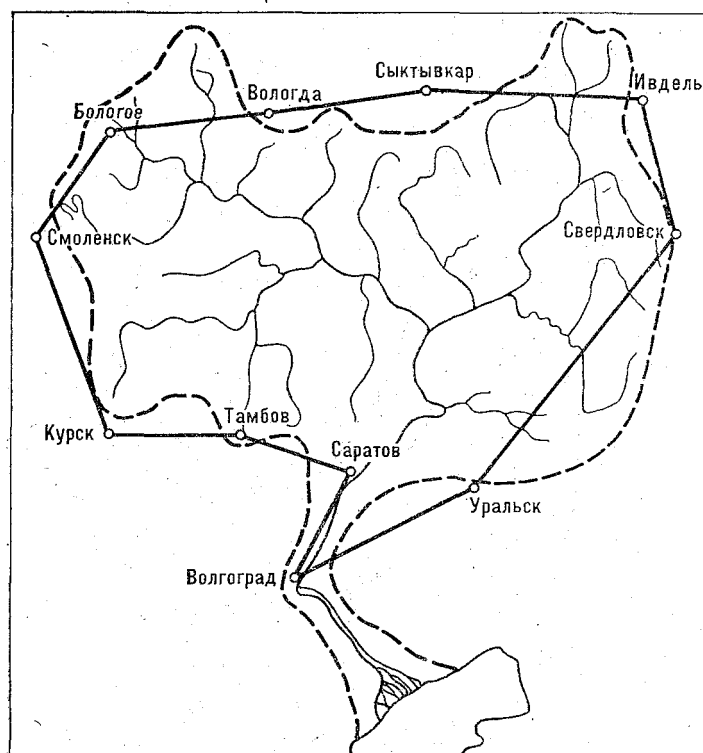


Рис. 2. Контур аэрологических станций, аппроксимирующий бассейн р. Волги.

Сезонные изменения дивергенции результирующего потока имеют четко выраженный годовой ход с максимальным выносом влаги с территории в июле и максимальным поступлением в декабре (рис. 3). Следует отметить, что в период, характеризующийся интенсивным оттоком влаги с рассматриваемой территории, т. е. преобладанием испарения над осадками, происходит резкая смена направления результирующих потоков влаги, что по мнению О. А. Дроздова и А. С. Григорьевой [3] обусловлено неустойчивостью циркуляционных процессов в середине лета в этом районе. Значительный приток влаги через западную часть контура и ее накопление на территории бассейна в холодный период,

Составляющие водного баланса бассейна р. Волги

|                                  |                 | I    | II   | III  | IV   | V    | VI    |
|----------------------------------|-----------------|------|------|------|------|------|-------|
| $\overline{\nabla Q}$            | км <sup>3</sup> | 73,8 | 46,9 | 47,9 | 34,8 | 67,1 | -38,8 |
|                                  | мм              | 49,6 | 31,5 | 32,2 | 23,4 | 45,1 | -26,1 |
| $\overline{\Delta q}$            | км <sup>3</sup> | -4,0 | 0,0  | 4,0  | 10,0 | 15,0 | 17,0  |
| $(\overline{P-E})$               | км <sup>3</sup> | 77,8 | 46,9 | 43,9 | 24,8 | 52,1 | -55,8 |
|                                  | мм              | 52,3 | 31,5 | 29,5 | 16,7 | 35,0 | -37,5 |
| $\overline{R}_B$                 | км <sup>3</sup> | 13,7 | 15,0 | 18,0 | 23,0 | 52,7 | 34,3  |
|                                  | мм              | 10,1 | 11,0 | 13,2 | 16,9 | 38,8 | 25,2  |
| $(\overline{\Delta S} \pm \eta)$ | км <sup>3</sup> | 64,1 | 31,9 | 25,9 | 1,8  | -0,6 | -90,1 |

|                                  |                 | VII    | VIII  | IX    | X     | XI    | XII  | Год   |
|----------------------------------|-----------------|--------|-------|-------|-------|-------|------|-------|
| $\overline{\nabla Q}$            | км <sup>3</sup> | -121,7 | -25,6 | 47,5  | 39,5  | 35,6  | 85,5 | 292,5 |
|                                  | мм              | -81,8  | -17,2 | 31,9  | 26,6  | 24,0  | 57,4 | 196,6 |
| $\overline{\Delta q}$            | км <sup>3</sup> | 19,0   | -4,0  | -18,0 | -21,0 | -11,0 | -7,0 | 0,0   |
| $(\overline{P-E})$               | км <sup>3</sup> | -140,7 | -21,6 | 65,5  | 60,5  | 46,6  | 92,5 | 292,5 |
|                                  | мм              | -94,6  | -14,5 | 44,0  | 40,7  | 31,3  | 62,2 | 196,6 |
| $\overline{R}_B$                 | км <sup>3</sup> | 17,2   | 15,0  | 13,2  | 13,5  | 13,0  | 12,6 | 241,2 |
|                                  | мм              | 12,6   | 11,0  | 9,7   | 9,9   | 9,6   | 9,3  | 177,3 |
| $(\overline{\Delta S} \pm \eta)$ | км <sup>3</sup> | -157,9 | -36,6 | 52,3  | 47,0  | 33,6  | 79,9 | 51,3  |

Примечание.  $\overline{\nabla Q}$  — дивергенция результирующего потока водяного пара,  $\overline{\Delta q}$  — изменение влагосодержания атмосферы,  $(\overline{P-E})$  — «осадки минус испарение»,  $\overline{R}_B$  — сток в замыкающем створе (г. Волгоград),  $(\overline{\Delta S} \pm \eta)$  — изменение поверхностных и внутрипочвенных влагозапасов.

наряду с испарением и атмосферным стоком в теплый период, обуславливают довольно интенсивный влагооборот на подстилающей поверхности и в атмосфере. Полученные значения месячных величин  $(\overline{P-E})$  представляют, безусловно, интерес с точки зрения оценки суммарного испарения с обширных территорий (при наличии данных по осадкам).

Сложившиеся и применяемые в настоящее время в практике воднобалансовых расчетов методы оценки изменений поверхностных и внутрипочвенных влагозапасов не дают однозначного ответа на вопрос о погрешности их определения и, как правило, связаны

с крайне трудоемкими натурными измерениями. Поэтому исключительный интерес представляет попытка определения этих величин из совместного решения уравнений (3) и (4). Среднемесячные величины изменения влагозапасов были получены из замыкания этих уравнений при помощи значений измеренного в замыкающем створе (г. Волгоград) стока. Из анализа полученных данных следует, что в период с апреля по август наблюдается отток влаги из грунтовых емкостей, в остальное время — их наполнение, при-

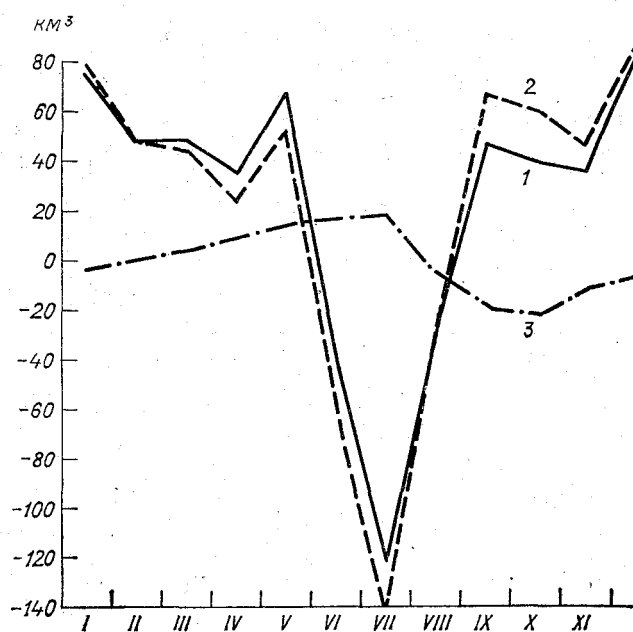


Рис. 3. Сезонный ход составляющих водного баланса атмосферы.

1 — дифференциал результирующего потока водяного пара, 2 — разность «осадки минус испарение», 3 — изменение влагосодержания атмосферы.

чем отдача влаги (за счет испарения летом) значительно интенсивнее, чем пополнение. Следует отметить, что в величины  $\partial \bar{S} / \partial t$ , полученные таким методом, входит и невязка уравнения баланса ( $\pm \eta$ ).

Из вышеизложенного следует, что расчеты составляющих водного баланса речных водосборов на основе аэрологической информации могут и должны широко использоваться в гидрологической практике в комплексе с традиционными методами исследования.

Говоря о перспективах использования информации о влагопереносе для задач гидрологии, следует в первую очередь отметить необходимость создания банка данных срочных аэрологических зондирований за ряд последовательных лет различной

водности. Наиболее перспективным в этом отношении представляется изучение баланса влаги в системе «атмосфера—гидросфера—суша» на водосборах ЕТС и Средней Азии. Что касается совершенствования методики, то оно, во-первых, должно быть направлено на получение физически обоснованной и достаточно гибкой схемы, описывающей процессы энерго- и влагообмена в планетарном пограничном слое атмосферы. Вторым направлением является получение численного представления интеграла

$$\int_0^P \oint_l (\overline{qV_n}) dl dp$$

по площади и связанной с этим возможностью расчета обсуждавшихся характеристик для территорий порядка  $10^4$ — $10^5$  км<sup>2</sup>. Вопрос же о необходимости получения более детальной картины пространственного распределения составляющих водного баланса не является дискуссионным.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И., Дроздов О. А. О влагообороте на ограниченной территории суши.—В кн.: Вопросы гидрометеорологической эффективности полезного лесоразведения. Л., 1950, с. 14—23.
2. Бурцев А. И. Элементы влагооборота на Европейской территории СССР.—Труды ЦИП, 1955, вып. 38, с. 3—60.
3. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Влагооборот в атмосфере.—Л.: Гидрометеиздат, 1963.—314 с.
4. Кашин К. И., Погосян Х. П. О влагообороте в атмосфере.—В кн.: Вопросы гидрометеорологической эффективности полезного лесоразведения. Л., 1950, с. 5—13.
5. Кузнецова Л. П. Перенос влаги в атмосфере над территорией СССР.—М.: Наука, 1978.—89 с.
6. Малинин В. Н., Скляренко В. Л., Смирнов Н. П. К изучению водного баланса бассейна Волги по аэрологическим данным.—Водные ресурсы, 1974, № 6, с. 74—84.
7. Материалы по климату и свободной циркуляции атмосферы над СССР/Под ред. И. Г. Гутермана.—М.: Гидрометеиздат, 1970.—268 с.
8. Сорочан О. Г. Влагооборот над Восточной Сибирью и Дальним Востоком в связи с особенностями атмосферной циркуляции.—Труды ВНМО, 1962, т. 4, с. 101—111.
9. Шикломанов И. А. Антропогенные изменения водности рек.—Л.: Гидрометеиздат, 1979.—286 с.
10. Hutchings J. W. Water vapor flux and flux divergence over southern England: Summer, 1954.—Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1957, vol. 83, p. 30—48.
11. Matsumoto S. T. Budget analysis on the sea effect snow observed along the Japan Sea coastal area. J. Met. Soc. of Japan, 1967, N 45, p. 53—63.
12. Ninomiya K. Heat and water budget over Japan Sea and the Japan Islands in winter season. J. Met. Soc. of Japan, 1968, N 46, p. 343—373.
13. Peixoto J. P. Atmospheric vapour flux computations for hydrological purposes. Report N 20 on WMO/IHD, Geneva, WMO, 1973, 83 p.
14. Rasmusson E. M. Atmospheric water vapour transport and the water balance of North America. Cambridge, Massachusetts, 1966, p. 403—425.
15. Saito N. A preliminary study of summer monsoon of southern and eastern Asia. J. Met. Soc. of Japan, 1966, N 44, p. 44—59.

*В. Ю. Григорьев (ГГИ)*

**О РАСЧЕТЕ ДИНАМИКИ ЭЛЕМЕНТОВ  
ВОДНОГО РЕЖИМА МЕЛИОРИРОВАННОГО МАССИВА  
НА ПРИМЕРЕ ВОДНОБАЛАНСОВОГО УЧАСТКА  
«СТАРАЯ РУССА»**

Для решения многих задач, связанных с мелиорацией, требуется количественная оценка элементов водного баланса за короткие промежутки времени: декаду, пентаду, а в некоторых случаях и за сутки.

Одним из методов, позволяющих оценить динамику элементов водного баланса мелиорированного массива, может служить метод математического моделирования. Анализ исследований, проведенных как в нашей стране, так и за рубежом показывает, что к настоящему времени имеется определенный опыт построения детерминистических моделей процессов формирования стока (склонового и речного) [4], а также процессов передвижения влаги в почве [2, 6, 7].

На основании отдельных блоков, описывающих процессы передвижения воды в трех зонах (аэрации, грунтовых вод и в зоне передвижения воды в коллекторно-дренажной сети), можно составить математическую модель, отображающую водный режим мелиорированных массивов. В настоящее время существует достаточно строгое математическое описание процессов передвижения влаги во всех перечисленных выше зонах на основе систем нелинейных дифференциальных уравнений в частных производных. Однако построение математической модели водного режима с использованием таких систем встречает ряд трудностей, связанных с ограниченностью или отсутствием необходимой экспериментальной информации, ее большими погрешностями, а также чисто математическими сложностями ее решения.

В работе [3] на примере орошаемого массива в аридной зоне показано, что водный режим мелиорированного массива можно описывать с помощью системы обыкновенных дифференциальных уравнений. В работе [5] приведены данные о возможности такого подхода и для гумидной зоны.

Схема расчета динамики элементов водного режима, основные положения которой были изложены в [1, 5], была апробирована на воднобалансовом участке (ВБУ) «Старая Русса», на котором экспедиция ГГИ в течение нескольких лет производила комплексные воднобалансовые исследования.

Старорусский ВБУ площадью 706 га расположен в междуречье Полисти и Порусьи на осушительной системе самотечного типа. Система оборудована открытыми и закрытыми осушителями. Средняя глубина заложения закрытых коллекторов 1,3—1,6 м, дренажных трубок 0,95—1,10 м. Глубина открытых каналов 1,5—3,0 м, расстояние между дренами 25—40 м. Густота закрытой дренажной сети по проекту составляет 600 м/га, из них 540 м/га — гончарный дренаж с диаметром трубок 50 мм. Рельеф участка представляет собой слабоволнистую равнину с общим уклоном 0,001 с юга на север. Почвы участка минеральные, дерново-подзолистые. Почвообразующими породами являются карбонатные тяжелые суглинки, водно-ледниковые пески и супеси, аллювиальные отложения (крупнозернистые пески).

При расчете водного режима ВБУ был разбит на четыре водораздельных участка. В качестве внешних условий были заданы уровни рек Полисть и Порусья как функции времени.

Для  $i$ -го участка систему обыкновенных нелинейных дифференциальных уравнений, описывающую динамику влажности почвы зоны аэрации ( $\varphi_i$ ), уровня грунтовых вод ( $H_{ri}$ ) и стока воды в коллекторно-дренажную сеть ( $y_{ri}$ ) можно представить в следующем виде [3]:

$$\begin{aligned} & \frac{d\varphi_i}{dt} + \frac{K_{Ei}D}{z_{ni} - H_{ri}} \varphi_i + \\ & + \frac{u_i^*}{(1 - \alpha_{li})(z_{ni} - H_{ri})} (\varphi_i)^2 \left[ 1 - \left( \frac{1 - \sqrt{1 - \varphi_i^*}}{1 - \sqrt{1 - \varphi_i}} \right)^m \right] = \\ & = \frac{x_i}{(1 - \alpha_{li})(z_{ni} - H_{ri})} \frac{dH_{ri}}{dt} \frac{1}{z_{ni} - H_{ri}}; \quad (1) \\ & \frac{dH_{ri}}{dt} + H_{ri} \frac{2K_{Ii}K_{\Phi i}}{(1 - \alpha_{li})(1 - \varphi_i)} \sum_{r=1}^2 \Omega_{ri} P_{ri} \chi_{ri}^2 \omega_{ri} + \\ & + H_{ri}^2 \frac{K_{HIi}K_{\Phi i}}{2aF_i(1 - \alpha_{li})(1 - \varphi_i)} \sum_{j=0}^4 \frac{K_{\Phi i}S_{ij}}{K_{\Phi i} \frac{F_j}{S_j} + K_{\Phi j} \frac{F_i}{S_i}} = \\ & = \frac{K_{HIi}K_{\Phi i}}{2aF_i(1 - \alpha_{li})(1 - \varphi_i)} \sum_{j=0}^4 \frac{K_{\Phi j}S_{ij}H_{rj}^2}{K_{\Phi i} \frac{F_j}{S_j} + K_{\Phi j} \frac{F_i}{S_i}} + \\ & + \frac{2K_{Ii}K_{\Phi i}}{(1 - \alpha_{li})(1 - \varphi_i)} \sum_{r=1}^2 \Omega_{ri} P_{ri} \chi_{ri}^2 \omega_{ri} (H_{ri} + h_{ri}) + \end{aligned}$$

$$+ \frac{1}{(1-\alpha_{li})(1-\varphi_i)} \left[ u_i^* \varphi_i^2 \left( 1 - \left( \frac{1 - \sqrt{1-\varphi_i^*}}{1 - \sqrt{1-\varphi_i}} \right)^m \right) \right]; \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{dy_{ri}}{dt} + \frac{A_{ri}^{1/\lambda_i}}{F_i B_{ri} \chi_{ri}} y_{ri}^{\lambda_i} + 2\Omega_{ri} K_{li} K_{\phi i} \chi_{ri} \omega_{ri} \frac{P_{ri}}{B_{ri}} y_{ri} = \\ = 2\Omega_{ri} K_{li} K_{\phi i} \chi_{ri} A_{ri}^{1/\lambda_i} \frac{P_{ri}}{B_{ri}} \omega_{ri} (H_{ri} - H_{ri}) + \delta_2^r \frac{A_{ri}^{1/\lambda_i}}{F_i B_{ri} \chi_{ri}} y_{ri}^{\lambda_i}; \end{aligned} \quad (3)$$

$r=1$  для закрытой дренажной сети,  $r=2$  для коллекторной сети,  $\delta_2 = \begin{cases} 0 & \text{при } r \neq 2 \\ 1 & \text{при } r = 2. \end{cases}$

Функция, описывающая интенсивность влагообмена между зоной аэрации и грунтовыми водами, представляется в виде:

$$\frac{u_i^*}{(1-\alpha_{li})(z_{\Pi i} - H_{ri})} \varphi_i^2 \left( 1 - \left( \frac{1 - \sqrt{1-\varphi_i^*}}{1 - \sqrt{1-\varphi_i}} \right)^m \right), \quad (4)$$

где

$$u_i^* = K_{\phi i} \frac{1 - \sqrt{1-\varphi_i}}{1 - (1 - \sqrt{1-\varphi_i^*})^m}, \quad (5)$$

где

$$\varphi_i = \frac{\alpha_{2i}}{1 - \alpha_{li}}. \quad (6)$$

$\alpha_{2i}$  — относительный объем воды в зоне аэрации,  $\alpha_{li}$  — относительный объем почвенного скелета;  $\varphi_i^*$  — значение насыщенности зоны аэрации при равновесном состоянии

$$\varphi_i^* = 1 - \left[ \frac{\left( 1 + \frac{\gamma_2 \delta_{\Pi i}^m}{A_{mi} K_{2i}} \right)^{1/m} - 1}{\left( 1 + \frac{\gamma_2 \delta_{\Pi i}^m}{A_{mi}} \frac{(z_{\Pi i} - H_{ri})}{K_{2i}} \right)^{1/m}} \right]^2, \quad (7)$$

где  $\gamma_2$  — удельная масса воды;  $\delta_{\Pi i}$  — радиус пор почвогрунтов;  $K_{2i}$  — безразмерный коэффициент пропорциональности;  $A_m$ ,  $m$  — параметры, описывающие функциональную зависимость потенциала почвенной влаги от влажности;  $z_{\Pi i}$  — средняя отметка высоты участка;  $H_{ri}$  — средняя отметка высоты стояния грунтовых вод на участке;  $X_i$  — интенсивность поступления воды в зону аэрации;  $K_{\phi i}$  — коэффициент фильтрации;  $\chi_{ri}$  — густота  $r$ -й сети;  $H_{ri}$  — глубина заложения;  $h_{ri}$  — глубина воды в  $r$ -й сети;  $P_{ri}$  — смоченный периметр дрены или коллектора в зависимости от глубины заполнения;  $\omega_{ri}$  — относительная площадь перфорации дрены или коллектора;  $\Omega_{ri} = 1$ , если уровень грунтовых вод выше глубины заложения сети и  $\Omega_{ri} = 0$  в остальных случаях;  $S_{ij}$  —

длина контакта  $i$ -того и  $j$ -того участков;  $F_i$  — площадь  $i$ -того участка.

Суммарное испарение  $E_i$  почвенной влаги аппроксимируется выражением.

$$E_i = K_{Ei} (1 - \alpha_{li}) \varphi_i D_i, \quad (8)$$

$$K_{Ei} = \begin{cases} Q_{Ei} + Q_{ki} \left[ 1 - \cos \frac{2\pi}{T} (t - t_b) \right] & \text{для } t \geq t_b \\ Q_{Ei} & \text{для } t < t_b, t \geq t_b + T, \end{cases} \quad (9)$$

где  $t$  — время в сутках, отсчитываемое от 1/XI;  $t_b$  — начало вегетационного периода;  $T$  — период вегетации. Параметры  $Q_{Ei}$ ,  $Q_{ki}$  и  $T$  — выбирались на основании опытных данных по суммарному испарению. Были построены осредненные кривые хода суммарного испарения по данным теплового баланса и лизиметрическим данным.  $D_i$  — дефицит влажности воздуха.

Расход грунтовых вод, выклинивающихся в коллекторно-дренажную сеть:

$$Q_{ri} = 2\Omega_{ri} K_{li} K_{\phi i} \chi_{ri}^2 [H_{ri} - (H_{ri} + h_{ri})] \omega_{ri} P_{ri} F_i. \quad (10)$$

Расход грунтовых вод, перетекающих из  $i$ -го участка в  $j$ -й:

$$Q_{Hij} = K_{Hij} \frac{K_{\phi i} K_{\phi j}}{2a \left( K_{\phi i} \frac{F_j}{S_j} + K_{\phi j} \frac{F_i}{S_i} \right)} (H_{ri}^2 - H_{rj}^2) S_{ij}. \quad (11)$$

Связь между глубиной и расходом воды в коллекторно-дренажной сети выражается в виде

$$h_{ri} = A_{ri}^{-1/\lambda_i} y_{ri}, \quad A_{ri} = K_{mi} \frac{\sqrt{I_{ri}}}{n_{ri}} \chi_{ri} B_{ri} \sqrt{F_i}, \quad (12)$$

где  $I_{ri}$  — уклон дна;  $n_{ri}$  — коэффициент шероховатости;  $B_{ri}$  — средняя ширина по дну коллектора или дрены;  $K_{mi}$ ,  $K_{li}$ ,  $K_{Hij}$  и  $\lambda$  — безразмерные коэффициенты пропорциональности. Оценка диапазона их возможных значений дана в [7].

Значения этих коэффициентов для конкретного мелиорированного массива могут быть подобраны на основе решения оптимизационной задачи.

Для полученной системы обыкновенных дифференциальных уравнений аналитического решения найти не удалось и она решалась численно.

В результате решения системы из 16 уравнений при заданных начальных условиях были получены влажность зоны аэрации, уровень грунтовых вод и коллекторно-дренажный сток как функции времени для каждого из четырех рассматриваемых участков. Результаты вычислений, а также наблюдаемые значения для одного из участков приведены на рис. 1—3. Такие зависимости были получены и для остальных участков.

В таблице приведены основные характеристики, принятые при проведении расчетов.

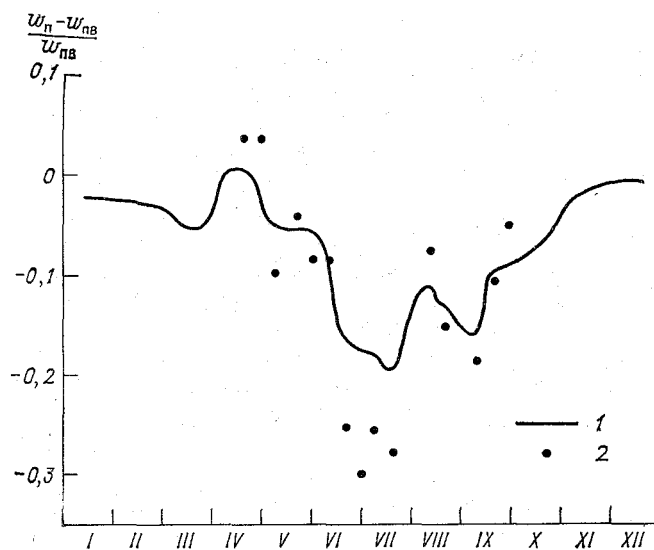


Рис. 1. Хронологический график хода относительной увлажненности метрового слоя почвы. Участок № 4, 1977 г.

1 — вычисленные значения; 2 — значения, полученные по наблюдениям ( $w$  — текущие влагозапасы,  $w_{пв}$  — влагозапасы, соответствующие влажности почвы, равной полевой влагоемкости)

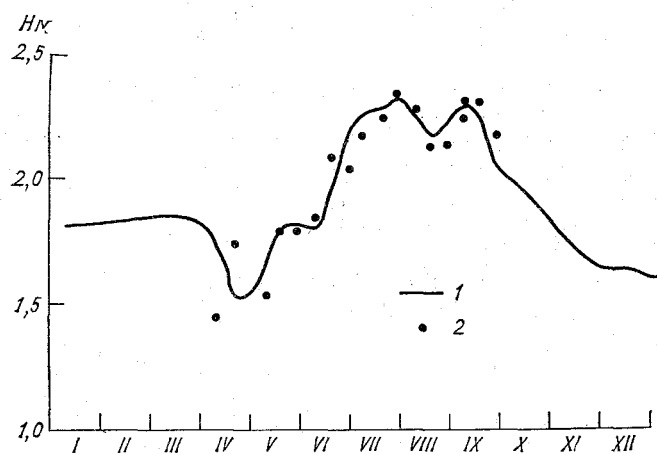
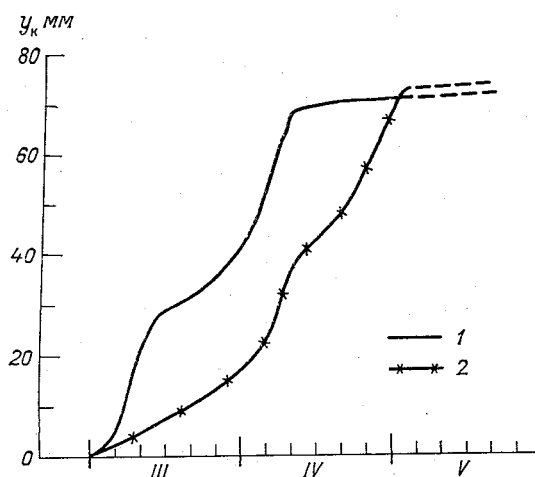


Рис. 2. Хронологический график хода глубины залегания грунтовых вод. Участок № 4, 1977 г.

1 — вычисленные значения; 2 — осредненные по нескольким скважинам значения, полученные по наблюдениям.

Рис. 3. Хронологический график хода интегрального слоя коллекторно-дренажного стока. Участок № 4, 1977 г.

1 — вычисленные значения; 2 — значения, полученные по наблюдениям.



Характеристики, принятые при расчете водного режима ВБУ

| Параметры                                   | Водосборы |       |       |       |
|---------------------------------------------|-----------|-------|-------|-------|
|                                             | 1         | 2     | 3     | 4     |
| Площадь, га                                 | 104       | 154   | 96    | 287   |
| Средняя отметка поверхности, м              | 26,7      | 25,4  | 25,3  | 25,5  |
| Водоупор, м                                 | 20,0      | 20,0  | 20,0  | 20,0  |
| Коэффициент фильтрации, м/сут               | 0,15      | 0,10  | 0,12  | 0,11  |
| Пористость почвы, %                         | 41        | 44    | 47    | 48    |
| Густота коллекторно-дренажной сети, м/га    |           |       |       |       |
| $r=1$ (закрытая коллекторно-дренажная сеть) | 400       | 400   | 400   | 400   |
| $r=2$ (открытая коллекторная сеть)          | 60        | 60    | 60    | 60    |
| Глубина заложения дна сети, м               |           |       |       |       |
| $r=1$                                       | 1,5       | 1,6   | 1,6   | 1,5   |
| $r=2$                                       | 2,0       | 2,0   | 2,0   | 2,0   |
| Ширина сети, м                              |           |       |       |       |
| $r=1$                                       | 0,06      | 0,06  | 0,06  | 0,06  |
| $r=2$                                       | 2,7       | 2,7   | 2,7   | 2,3   |
| Коэффициент шероховатости                   |           |       |       |       |
| $r=1$                                       | 0,020     | 0,020 | 0,020 | 0,020 |
| $r=2$                                       | 0,035     | 0,035 | 0,035 | 0,035 |
| $A_m$                                       | 0,75      | 0,82  | 0,18  | 0,85  |
| $m$                                         | 3         | 3     | 3     | 3     |
| $K_1$                                       | 3,0       | 3,0   | 3,0   | 3,0   |
| $K_{HI}$                                    | 4,5       | 5,0   | 6,0   | 4,5   |
| $K_m$                                       | 1,2       | 1,2   | 1,2   | 1,2   |
| $K_E^*$                                     | 0,92      | 0,92  | 0,92  | 0,92  |
| $a_E$                                       | 0,52      | 0,52  | 0,52  | 0,52  |
| $\lambda$                                   | 2,8       | 2,8   | 2,8   | 2,8   |
| $a$                                         | 1,5       | 1,5   | 1,5   | 1,5   |

## Выводы

1. Как показывают результаты сопоставления наблюдаемых и вычисленных по рассматриваемому методу значений элементов водного режима, средние квадратичные отклонения составляют соответственно: для влажности почвы 20—25 %; для уровня грунтовых вод 5—8 %; для коллекторно-дренажного стока 30—40 %, что находится в пределах точности определения соответствующих элементов экспериментальным путем.

Наибольшие отклонения наблюдаются для величин коллекторно-дренажного стока, что объясняется, на наш взгляд, двумя возможными причинами: 1) достаточно грубым приближением при описании процесса формирования поверхностной составляющей коллекторно-дренажного стока и 2) достаточно большими погрешностями, возникающими при измерении малых расходов в коллекторно-дренажной сети.

2. Блочный принцип построения системы, описывающий динамику элементов водного режима, позволяет без перестройки самой системы проверять различные концептуальные модели, описывающие тот или иной процесс переноса влаги.

3. В дальнейшем следует, по нашему мнению, исследовать вопрос об устойчивости параметров, а также о чувствительности решений системы к параметрам, которые принимаются при решении рассматриваемой системы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Денисов Ю. М., Сергеев А. И. Расчет водного режима орошаемого массива, состоящего из отдельных участков.— Труды САРНИГМИ, 1976, вып. 39 (120), с. 15—25.
2. Денисов Ю. М. Математическая модель переноса влаги, тепла и солей в почво-грунтах.— Метеорология и гидрология, 1978, № 3, с. 71—79.
3. Денисов Ю. М., Сергеев А. И., Гудеева Т. А. Применение математических моделей для оценки водного режима гидромелиоративных систем.— Труды САНИИ, 1979, вып. 63(144), с. 3—7.
4. Кучмент Л. С. Модели процессов формирования речного стока.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 141 с.
5. Сергеев А. И., Григорьев В. Ю., Березовский В. М. Расчет водного режима сельскохозяйственных полей за короткие промежутки времени. Водные ресурсы Нечерноземной зоны РСФСР.— Л.: Гидрометеиздат, 1980, с. 184—186.
6. Чайлдс З. Физические основы гидрологии почв.— Л.: Гидрометеиздат, 1973.— 427 с.
7. Philip I. P. The theory of infiltration. 1. The infiltration equation and its solution.— Soil. Sci., 1957, N 83, p. 139—163.

А. Л. Шалыгин (ГГИ)

### МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ РЕЖИМОВ ОРОШЕНИЯ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР В ИЛИ-БАЛХАШСКОМ БАССЕЙНЕ

В последние годы в результате интенсификации хозяйственной деятельности и, в частности, орошаемого земледелия произошли неблагоприятные изменения в водно-солевом режиме бассейна оз. Балхаш, что привело к падению уровня озера и повышению минерализации воды.

В связи с этим возникает необходимость в разработке таких режимов орошения, которые обеспечили бы наиболее рациональное использование водных ресурсов и позволили бы расширить площади орошаемых земель без значительного увеличения объема используемых на орошение водных ресурсов.

Для решения поставленной задачи может служить разработанный в ГГИ тепловоднобалансовый метод расчета режимов орошения, основанный на использовании уравнений водного, теплового и солевого баланса сельскохозяйственных полей [4, 7].

Уравнение водного баланса зоны аэрации сельскохозяйственного поля для условий увлажнения при естественном режиме осадков и стока имеет вид

$$X - Y - E + W_n - W_k + K - I = 0, \quad (1)$$

где  $X$  — осадки,  $Y$  — сток,  $E$  — суммарное испарение,  $W_n$  и  $W_k$  — соответственно начальные и конечные влагозапасы в зоне аэрации,  $K$  — подпитывание зоны аэрации грунтовыми водами,  $I$  — инфильтрация за пределы зоны аэрации.

Для условий инженерно оборудованных полей в аридной зоне при глубоком залегании уровня грунтовых вод можно принять  $Y = 0$ ,  $K = 0$ ,  $I = 0$ . Тогда уравнение (1), решенное относительно испарения  $E$ , примет вид

$$E = X + W_n - W_k. \quad (2)$$

Оптимальные условия для произрастания сельхозкультур наблюдаются при влагозапасах, равных наименьшей влагоемкости

$W_{\text{нв}}$ . Суммарное испарение, или водопотребление, в этих условиях достигает оптимального значения  $E_{\text{оп}}$ .

При влагозапасах ниже  $W_{\text{нв}}$  водопотребление растений снижается на некоторую величину, получившую название дефицита водопотребления

$$d_E = E_{\text{оп}} - E = E_{\text{оп}} - (X + W_{\text{н}} - W_{\text{к}}). \quad (3)$$

Другими словами, дефицит водопотребления представляет собой то количество влаги, которое необходимо добавлять в почву, чтобы влагозапасы в ней достигли и поддерживались на оптимальном уровне.

Расчет дефицита водопотребления и является основой для определения рациональных норм и сроков полива нетто, соответствующих биологическому потреблению воды растениями.

Оптимальное испарение определяется по формуле

$$E_{\text{оп}} = \beta E_0, \quad (4)$$

где  $\beta$  — биологический параметр, зависящий от фазы развития растений;  $E_0$  — испаряемость, определяемая по методу Будыко и Зубенок [3, 5] в зависимости от температуры и влажности воздуха.

Для расчета дефицитов водопотребления сельскохозяйственных культур на территории Или-Балхашского бассейна использована программа, разработанная в ГГИ в отделе мелиоративной гидрологии для ЭВМ «Минск-32» [6].

Теоретически программа основана на предпосылке, что внутригодовой ход влагозапасов в почве соответствует внутригодовому режиму метеоэлементов — осадков, температуры и влажности воздуха. Аналогично средненоголетний ход влагозапасов соответствует средненоголетнему режиму метеоэлементов. Отсюда, определив отклонения фактических значений метеоэлементов от средненоголетних, можно определить и отклонения ежегодных влагозапасов от средненоголетних.

Задачей данной работы явилось усовершенствование исходной программы, позволяющее вести расчет в условиях острого дефицита информации о влагосодержании почвы и с учетом местных физико-географических условий. Сущность этих усовершенствований сводится к следующему:

1. Имеющиеся ряды наблюдений за влагозапасами на сельскохозяйственных угодьях, как правило, весьма малочисленны, отрывочны и ненадежны. Кроме того, в аридной зоне возделывание большинства культур возможно лишь в условиях орошения, в результате чего ряды измеренных влагозапасов на полях с этими культурами не отражают естественного режима этой величины. Поэтому предложено вычислять средненоголетние ряды влагозапасов для метрового слоя почвы в зависимости от средненого-

летних значений метеозлементов на основе комплексного метода М. И. Будыко [3] по формуле

$$W_k = \frac{W_n \left(1 - \frac{\beta E_0}{2\gamma}\right) + X}{1 + \frac{\beta E_0}{2\gamma}}, \quad (5)$$

где  $W_n$  — начальные продуктивные влагозапасы;  $W_k$  — влагозапасы на конец расчетного интервала, которые становятся начальными для следующего интервала;  $\gamma$  — продуктивная наименьшая влагоемкость.

Значение  $W_n$  в формуле (5) на начало теплого периода неизвестно, поэтому расчет ведется методом последовательных приближений (итераций). Предварительное значение  $W_n$  принимается равным, например,  $0,7W_{нв}$ , после чего ведется последовательный расчет по формуле (5) по декадным интервалам времени до конца теплого периода.

Для уточнения уровня весенних влагозапасов по их осенним значениям получена эмпирическая зависимость запасов воды в снеге в конце зимы от количества зимних осадков вида

$$W_{сн} = aX_{зим} + b, \quad (6)$$

где  $a$  и  $b$  — параметры уравнения линейной регрессии,  $X_{зим}$  — сумма осадков за зиму.

Для рассматриваемого района параметры оказались равными:  $a = 1,0$ ,  $b = -25$ . С учетом этих значений зависимость (6) для данного района (рис. 1) принимает вид

$$W_{сн} = X_{зим} - 25. \quad (6')$$

Коэффициент корреляции этой зависимости, равный 0,96, высок, что делает ее вполне пригодной для расчетов.

Сделав допущение, что на инженерно оборудованных полях в аридной зоне поверхностный сток и инфильтрация талых вод в глубокие горизонты сравнительно малы, считаем, что все талые воды весной аккумулируются в зоне аэрации. Тогда, добавив запасы воды в снеге в конце зимы, вычисленные по формуле (6') по среднемноголетним зимним осадкам, получаем уточненное значение весеннего влагозапаса, от которого вновь ведем расчет по формуле (5).

Согласно структуре формулы (5) и описываемого ею физического процесса расходования почвенной влаги на испарение, интенсивность которого прямо пропорциональна влагозапасам, снижение последних в почве происходит тем интенсивнее, чем больше их абсолютное значение. Поэтому ряды влагозапасов, рассчитанные по формуле (5) за два цикла расчета, к осени сближаются. Далее проводим аналогичные циклы расчета, пока влагозапасы на каждую декаду не перестанут изменяться. Обычно для этого достаточно трех итераций, а для аридной зоны двух.

2. В программе предусмотрена дифференциация толщины расчетного слоя почвы в зависимости от фаз развития растений в связи с тем, что в различные фазы вегетации мощность деятельного слоя почвы неодинакова. Так, в начале вегетации расчет ведется для слоя 0—20 см, затем 0—50 см и в наиболее активные фазы для метрового слоя. Так как формула (5) предназначена для расчета влагозапасов в слое не менее метра, необходимо произвести расчет влагозапасов в слоях 0—20 и 0—50 см, исходя из влагозапасов в метровом слое, рассчитанных по формуле (5).

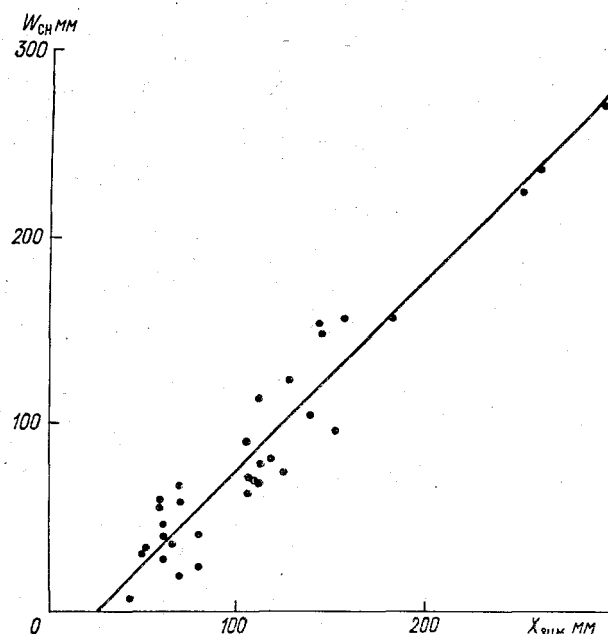


Рис. 1. Зависимость запасов воды в снеге от суммы осадков за зиму.

В результате проведенных исследований соотношения измеренных влагозапасов на различных сельхозугодьях Или-Балхашского бассейна получены эмпирические зависимости вида

$$w_h = 1 - (1 - w_{100})^n, \quad (7)$$

где  $w_h$  — относительные продуктивные влагозапасы в долях НВ в слое толщиной  $h$ ;  $w_{100}$  — то же, в слое 0—100 см;  $n$  — показатель степени, изменяющийся от 0,6 до 1,0 в зависимости от толщины слоя  $h$  и типа сельскохозяйственной культуры.

Зависимость (7), очевидно, пригодна для расчета в диапазоне влагозапасов от 0 до НВ, т. е. при  $w_{100} \leq 1$ . При влагозапасах выше НВ, т. е. при  $w_{100} > 1$ , в таком расчете нет необходимости, так как в этом случае испарение равно испаряемости, а дефицит

водопотребления равен нулю. Пример указанной зависимости для зерновых показан на рис. 2.

В дальнейшем, по мере обобщения имеющихся данных по влагозапасам, предполагается уточнить значения параметра  $n$ , а также получить зависимость последнего от толщины расчетного слоя  $h$  вида  $n = f(h)$ , что позволило бы оценивать распределение влаги в пределах метрового слоя в зависимости от суммарного его уровня и предыстории формирования. Причем, очевидно, параметр  $n$  по мере уменьшения мощности расчетного слоя будет уменьшаться от единицы до некоторого предела, величина которого является предметом дальнейших исследований.

3. Определение биологических коэффициентов  $\beta$ , входящих в формулы (4) и (5), производится в зависимости от фаз развития сельскохозяйственных культур [7]. Причем, в исходной программе фазы определяются по станциям-аналогам, ближайшим в географическом отношении к данной станции. Для Или-Балхашского бассейна, включающего в себя равнинные, предгорные и горные районы, такой метод оказался неприменим, так как здесь наблюдается не горизонтальная, а высотная зональность в хронологии наступления фаз развития культур. В связи с этим программа дополнена введением в расчет среднепогодных дат наступления фаз развития растений по каждой станции, для которой выполняется этот расчет. Эта информация может быть получена из справочников [1, 2], а также использоваться как входная при поиске минимума потребления оросительных вод за счет регулирования сроков возделывания сельскохозяйственных культур.

Для расчетов норм и сроков полива сельскохозяйственных культур в Или-Балхашском бассейне выбраны 15 станций, расположенных на территории Алма-Атинской и Талды-Курганской областей и характеризующих все природные зоны изучаемого бассейна, пригодные для орошаемого земледелия. Пример результатов расчета представлен в табл. 1.

Таблица 1

Дефициты водопотребления (мм) различной обеспеченности за период вегетации зерновых культур по ст. Кугалы

| Культура       | Способ определения влагозапасов | Обеспеченность, % |     |     |     |     |
|----------------|---------------------------------|-------------------|-----|-----|-----|-----|
|                |                                 | 10                | 25  | 50  | 75  | 90  |
| Озимая пшеница | измерение                       | 314               | 273 | 204 | 139 | 101 |
|                | расчет                          | 300               | 261 | 195 | 132 | 94  |
| Яровая пшеница | измерение                       | 349               | 314 | 255 | 198 | 164 |
|                | расчет                          | 386               | 348 | 284 | 226 | 190 |

Типовые нормы и сроки поливов, определенные по тепловодно-балансовому методу [4, 7] по рассчитанным дефицитам водопотребления, приводятся в табл. 2.

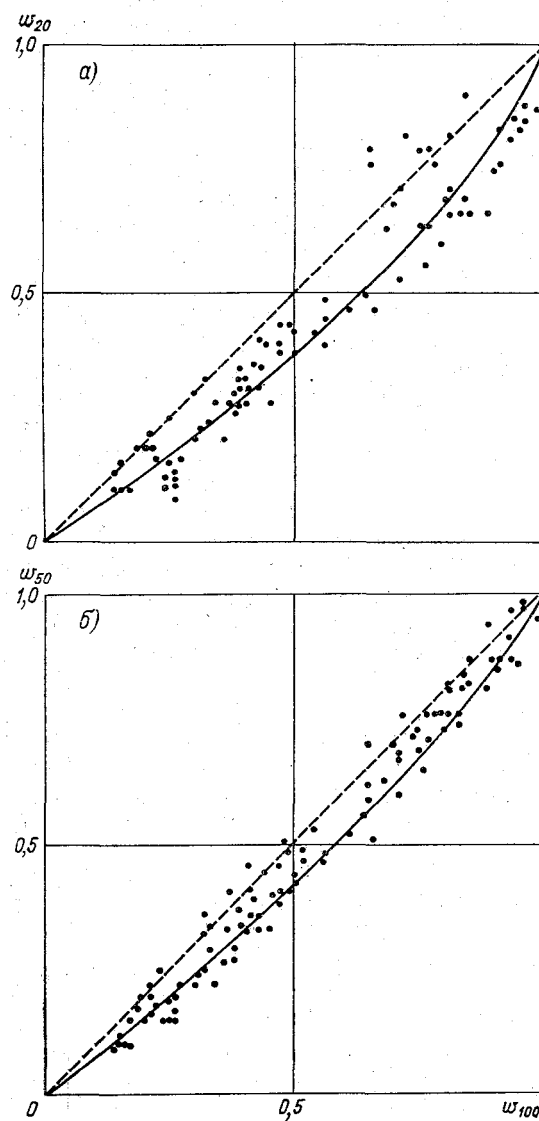


Рис. 2. Зависимость относительных продуктивных влагозапасов в слоях 0—20 и 0—50 см от аналогичных в слое 0—100 см.

а) слой 0—20 см,  $n=0,7$ ; б) слой 0—50 см,  $n=0,8$ .

Таблица 2

Нормы (м<sup>3</sup>/га) и сроки поливов нетто озимой пшеницы за весенне-летний период в годы с влажностью различной обеспеченности по ст. Кугалы

| № полива | Элемент | Обеспеченность, % |        |        |        |        |
|----------|---------|-------------------|--------|--------|--------|--------|
|          |         | 10                | 25     | 50     | 75     | 90     |
| 1        | Норма   | 480               | 480    | 1110   | 1110   | 330    |
|          | Дата    | 3/V               | 7/V    | 24/VI  | 15/VII | 15/VII |
| 2        | Норма   | 480               | 1110   | 610    | —      | —      |
|          | Дата    | 17/V              | 16/VI  | 15/VII | —      | —      |
| 3        | Норма   | 1110              | 1110   | —      | —      | —      |
|          | Дата    | 18/VI             | 15/VII | —      | —      | —      |
| 4        | Норма   | 1110              | —      | —      | —      | —      |
|          | Дата    | 15/VII            | —      | —      | —      | —      |

Данные табл. 2 соответствуют глубокому (более 5 м) залеганию уровня грунтовых вод. При более близком залегании грунтовых вод рассчитанные нормы и сроки поливов уточняются путем введения поправок на подпитывание зоны аэрации грунтовыми водами. Величина подпитывания определяется по формуле С. И. Харченко [7]

$$K = E_0 e^{-mH}, \quad (8)$$

где  $e$  — основание натуральных логарифмов;  $m$  — параметр, зависящий от характера почвы и фазы развития растений;  $H$  — глубина залегания уровня грунтовых вод, м.

Режим уровня грунтовых вод также может моделироваться при расчете дефицитов водопотребления на ЭВМ.

### Заключение

Предложенные в работе усовершенствования к программе расчета норм и сроков полива сельскохозяйственных культур тепловоднобалансовым методом (расчет среднесезонных рядов влагозапасов в метровом слое почвогрунтов комплексным методом, расчет распределения влаги в метровом слое и введение конкретных дат наступления фаз вегетации растений) позволяют определять рациональные режимы орошения сельскохозяйственных культур в аридной зоне в условиях отсутствия информации о влагосодержании почвы и с учетом местных физико-географических условий.

В дальнейшей работе особое внимание будет обращено на разработку рациональных режимов орошения для прогрессивных

способов полива — подпочвенного, внутрипочвенного и капельного. Предполагается также разработать модель учета солевого состава почв при назначении норм и сроков полива сельскохозяйственных культур.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агроклиматические ресурсы Алма-Атинской области Казахской ССР.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.—200 с.
2. Агроклиматические ресурсы Талды-Курганской области Казахской ССР.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.—168 с.
3. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности.— Л.: Гидрометеиздат, 1956.—256 с.
4. Временное руководство по определению норм и сроков полива тепловоднобалансовым методом.— Отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1971.—30 с.
5. Зубенок Л. И. Испарение на континентах.— Л.: Гидрометеиздат, 1976.—264 с.
6. Роо С. С. Реализация моделей процесса формирования дефицита водопотребления сельскохозяйственных культур на ЭЦВМ «Минск-32».— Труды ГГИ, 1978, вып. 251, с. 35—61.
7. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель.— Л.: Гидрометеиздат, 1975.—376 с.

*В. А. Чугунов (ГГИ)*

### **МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ЛИЗИМЕТРИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В ГОЛОДНОЙ СТЕПИ**

Вопросам методики расчета и измерения испарения с орошаемых полей посвящено много работ, однако ввиду исключительной сложности процесса, определяющегося многими природными и антропогенными факторами, исследования в этом направлении продолжаются.

В то время как некоторые авторы предлагают эмпирические методы расчета испарения [1—5], другие исследователи [6, 7] пользуются инструментальными методами.

В данной работе рассматриваются лизиметрические методы определения испарения и элементов вертикального влагообмена (ЭВВ) в зоне аэрации на примере опытных хлопковых полей. Хлопчатник в Голодной степи в 1979 г. занимал 65 % посевных площадей (по данным ЦСУ Узбекской ССР). Основное внимание уделялось точности измерения испарения и ЭВВ, а также оценке репрезентативности полученных данных.

Так как общепринятого эталона для определения испарения нет, то оценка проводилась различными косвенными методами, позволяющими установить погрешность измерения и скорректировать получаемые результаты. В дальнейшем точные значения элементов влагооборота потребуются для определения режима водопотребления, оптимальных норм и сроков полива хлопчатника, для проектирования оросительных систем и мелиорации на осваиваемых территориях. В экспедициях ГГИ с середины 60-х годов используются лизиметры ГР-80. С помощью лизиметров были получены надежные данные о сезонном испарении с различных сельскохозяйственных культур, о динамике процессов влагообмена зоны аэрации с приземным слоем атмосферы, получено экспериментальное подтверждение отдельных параметров моделей вида «почва—растение—атмосфера».

Лизиметрические исследования легли в основу ряда работ С. И. Харченко, А. В. Лебедева, В. В. Рогоцкого, А. С. Субботина и др.

С 1976 г. в районах старого и нового освоения Голодной степи проводят наблюдения воднобалансовые экспедиции ГГИ, с 1976 по 1979 г. — экспедиция № 1 (Чимкентская область, Южный Казахстан), в 1980 г. начала работу в Сырдарьинской области экспедиция № 2 (район нового освоения).

Изучение режима суммарного испарения с хлопчатника в течение 1976—1979 гг. проводилось в совхозе «Пахтаарал» Чимкентской области Казахской ССР и в совхозах № 10, 10а, 18 Сырдарьинской области Узбекской ССР. Наблюдения велись на опытных орошаемых полях, причем орошение осуществлялось различными способами: дождеванием, поливом по бороздам, а также путем подачи воды непосредственно в корнеобитаемый слой почвы (внутрипочвенное). Период наблюдений ежегодно соответствовал теплomu сезону года, ограниченному датой перехода среднесуточных температур через  $+5^{\circ}\text{C}$ .

Наблюдения показали, что суммарное испарение с хлопка закономерно изменяется в течение вегетационного периода. Ежегодно максимум его по всем приборам отмечается в июле (фаза цветения) — до 160 мм/дек, а минимальные значения наблюдаются в апреле и октябре. Суммарное испарение в апреле не превышает 20 мм/дек, а в октябре его значение падает до 10—12 мм/дек. Ход испарения по всем приборам синхронный, что свидетельствует о стабильной работе лизиметров. В начальный и конечный периоды наблюдений (до появления 3-го листа и осенью после созревания) испарение по лизиметрам с различной глубиной моделирования уровня грунтовых вод (УГВ) отличается незначительно — в пределах 5 мм/дек. По мере развития растений и наступления активных фаз вегетации (цветение—раскрытие коробочек) различия в декадных значениях возрастают до 100 мм, а в целом за период вегетации хлопка (май—сентябрь) — до 250 мм на одном поле.

Как видно из графика зависимости испарения от глубины залегания грунтовых вод (рис. 1), между этими величинами прослеживается связь по отдельным годам. С увеличением глубины моделирования УГВ испарение уменьшается, зависимость испарения от урожая хлопчатника выражена слабо. С целью выяснения вопроса о точности измерения испарения в 1980 г. в свх № 18 на территории Голодной степи были установлены две батареи лизиметров ГР-80 на одной площадке. Перед началом наблюдений из монолитов отбирались образцы на влажность, затем влагозапасы монолитов соответствующей глубины путем искусственного долива воды были доведены до уровня влагозапасов окружающего поля. В течение сезона все агротехнические мероприятия в лизиметрах проводились в те же сроки, что и в поле, полив был произведен такой же нормой. Эксперимент показал, что даже для двух рядом расположенных лизиметров, содержащихся в одних и тех же условиях, среднеквадратичное отклонение декадных сумм испарения достигает  $\pm 20\%$  с вероятностью 67%. Такая невысокая точность является, по-видимому,

Рис. 1. Зависимость суммарного испарения (мм за IV—IX) в лизиметрах от глубины грунтовых вод.

Голодная степь: 1—1976 г., 2—1977 г., 3—1978 г., 4—1979 г.

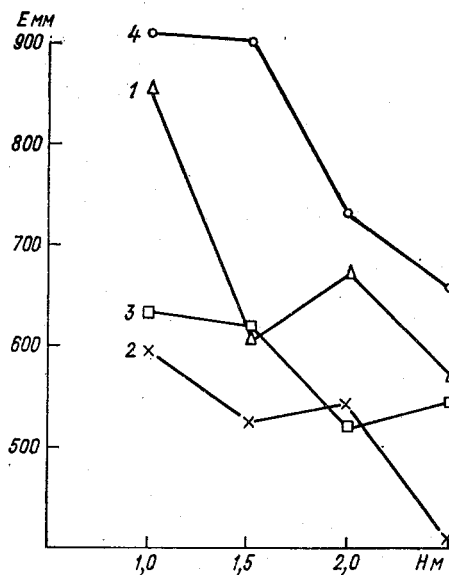
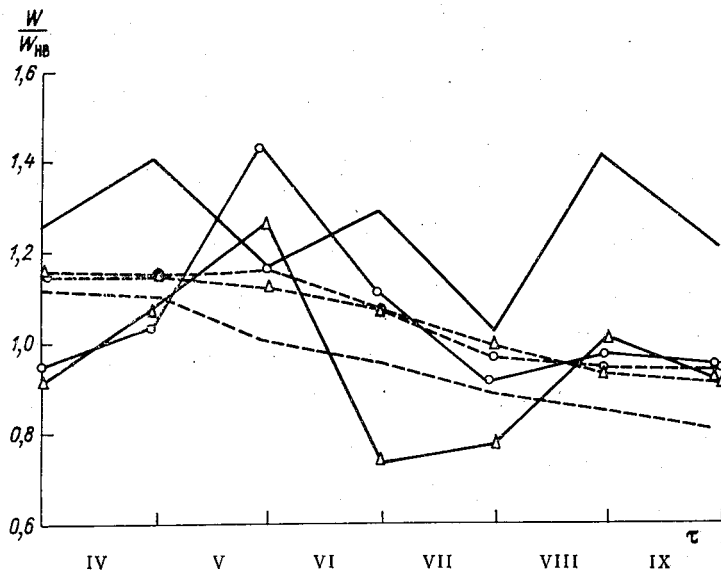


Рис. 2. Ход изменения влагосодержания в монолитах лизиметров и на поле.

Лизиметры: — 0—100 см, —○— 0—150 см, —△— 0—200 см; поле: — 0—100 см, —△— 0—150 см, —△— 0—200 см.



характерной для ГР-80, так как в ранее опубликованных материалах она оценивается примерно так же [5]. Наблюдения за элементами вертикального влагообмена показали, что расход грунтовых вод в зону аэрации ( $k$ ) значительно изменяется в течение вегетационного сезона. Максимальные значения отмечаются в фазы активной вегетации хлопчатника—бутонизация, цветение—раскрытие коробочек, достигая 200—300 мм/мес.

Существенное влияние на режим подпитывания оказывают вегетационные поливы. После полива, в течение трех-четырех дней значение  $k$  резко падает, не превышая 2—3 мм/сут, затем начинается медленный рост. Анализ имеющихся материалов натурных наблюдений показывает, что расход грунтовых вод в зону аэрации наиболее тесно связан с глубиной моделирования УГВ. В лизиметре с  $H = 1,0$  м хлопчатник за вегетационный период расходует грунтовых вод на 30 % больше, чем при  $H = 2,0$  м, и на 50 % — при  $H = 2,5$  м.

Инфильтрация до уровня грунтовых вод в лизиметрах, как отмечает С. И. Харченко [5], в принципе не репрезентативна для характеристики инфильтрационного питания грунтовых вод на сельскохозяйственных полях. Однако для определения закономерностей формирования режима просачивания при вегетационных поливах данные вполне пригодны. Наши исследования подтвердили выводы ряда авторов [5—7] о том, что потери оросительных вод на инфильтрацию еще довольно велики (25 % от нормы полива).

В 1979 г. проводились экспериментальные работы по уточнению соответствия режима увлажнения монолитов лизиметров и окружающей территории. Для оценки синхронности хода изменения влагозапасов лизиметров и участка поля был применен нейтронный измеритель влажности НИВ-2.

Ввиду невозможности определения влажности вблизи УГВ и невысокой точности определения влагозапасов в верхнем слое почвогрунта полученные результаты позволили лишь качественно оценить изменение влажности. На рис. 2 видно, что ход изменения влагозапасов в лизиметрах и в поле имеет одинаковую тенденцию, однако амплитуда изменения  $\Delta W$  в лизиметрах намного выше. Это связано с повышенной интенсивностью процессов влагообмена в ограниченном объеме монолита, а также с влиянием моделируемого уровня в лизиметрах на влагозапасы в зоне аэрации.

Расчет влагозапасов в метровом слое производился по формуле

$$W_{0-100} = \frac{5}{2} (W_{10} + W_{35} + W_{60} + W_{85}), \quad (1)$$

где  $W_{10, 35, \dots}$  — влажность почвы (с учетом поправки) в миллиметрах слоя воды при установке нуля зонда соответственно на глубинах 10, 35, 60, 85 см.

Расчет влагозапасов в более глубоких слоях осуществлялся по формулам типа (1), причем интервал установки нуля зонда

(25 см) оставался неизменным независимо от влажности почвы.

Для оценки завышения значений суммарного испарения, возникающих из-за дополнительного нагрева металлоконструкций приборов, в свх «Пахтаарал» в монолиты лизиметров закладывались датчики электротермометра АМ-2М. Одновременно измерялась температура почвы до глубины 2,5 м и на лизиметрической площадке. Наблюдения велись в период максимально высоких температур воздуха и почвы — с июля по октябрь. Полученные данные подтверждают теоретические выводы и эксперименты [8] о незначительном влиянии положительных температур почвы на значения суммарного испарения, полученные по лизиметрам. Так, максимальная разница в температуре почвы монолита и площадки обнаруживается в поверхностном слое 0—50 см, а глубже 50 см разность температур не превышает 1,5 °С, что находится в пределах абсолютной погрешности измерений.

Известно, что в настоящее время еще недостаточно изучена зависимость испарения грунтовых вод и суммарного испарения от факторов, характеризующих почвенные условия, в частности, от температуры почвы. Температура почвы связана прямой зависимостью с температурой воздуха и обратной с влажностью почвы, т. е. факторами, влияние которых в различных условиях проявляется по-разному [1].

Приняв коэффициент диффузии водяного пара в почве, атмосферное давление, плотность воздуха и толщину пересохшего слоя почвы постоянными при рассматриваемых отклонениях в температуре почвы, можно записать, согласно А. И. Будаговскому [9]:

$$\frac{\Delta E}{E} = \frac{(e_{H_2} - e_{0_2}) - (e_{H_1} - e_{0_1})}{e_{H_1} - e_{0_1}}, \quad (2)$$

где  $e_{H_2}$  и  $e_{H_1}$  — влажность воздуха у нижней границы слоя  $z_n$ , равная влажности насыщения при температуре почвы  $t_2$  и  $t_1$ , на этой глубине;  $e_{0_2}$  и  $e_{0_1}$  — влажность воздуха на поверхности почвы при  $t_2$  и  $t_1$ .

Расчеты по (2) показывают, что в условиях Голодной степи завышение суммарного испарения, возникающее из-за дополнительного нагрева металлоконструкций лизиметров, составляет 10—12 % в июле—августе и 5—8 % в весенне-осенний период.

Полученные величины завышения испарения необходимо учитывать при использовании данных лизиметрических наблюдений в гидрологических расчетах для условий Голодной степи.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Константинов А. Р. Испарение в природе. 2-е изд.— Л.: Гидрометеиздат, 1968.— 530 с.
2. Будаговский А. И., Минаева Е. Н. Результаты исследований испарения с орошаемых полей Средней Азии.— Труды ГТИ, 1968, вып. 151, с. 42—62.

3. Побережский Л. Н. Водный баланс зоны аэрации в условиях орошения.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 157 с.
4. Муминов Ф. А. Тепловой баланс и формирование урожая хлопчатника.— Труды САРНИГМИ. Вып. 50 (65).— Л.: Гидрометеиздат, 1970.— 247 с.
5. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель.— Л.: Гидрометеиздат, 1975.— 373 с.
6. Левченко Г. П., Тищенко П. В. Исследование элементов водного баланса хлопкового поля в Южном Казахстане.— Труды ГГИ, 1969, вып. 158, с. 40—58.
7. Алимов М. С. Опыт и методика оценки элементов баланса грунтовых вод орошаемых территорий Узбекистана.— Ташкент: ФАН, 1979.— 134 с.
8. Волков А. С. О репрезентативности лизиметрических наблюдений.— Труды ГГИ, 1971, вып. 170, с. 55—78.
9. Будаговский А. И. Испарение воды почвой.— В кн.: Тепловой баланс леса и поля. М.: Изд. АН СССР, 1962, с. 47—62.

*С. Н. Грязев (ГГИ)*

### **ДЕШИФРИРОВАНИЕ ЗОН ОБРАЗОВАНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СТОКА РЕК СРЕДНЕЙ АЗИИ ПО МАТЕРИАЛАМ КОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК**

На территории бассейнов рек Средней Азии обычно выделяются зоны различной активности стокообразования. В высокогорных частях бассейнов происходят процессы формирования стока рек вследствие превышения годовой суммы осадков над суммарным испарением за год [2]; среднегорье оказывается нейтральным по отношению к процессам стокообразования (осадки приблизительно равны испарению). Предгорные и равнинные части бассейнов являются зоной потерь стока, так как возможное испарение значительно превышает величину выпадающих атмосферных осадков. Кроме того, в зоне потерь происходит интенсивное использование стока на хозяйственные нужды, в основном на нужды орошаемого земледелия, в результате чего в этой же зоне возникают процессы вторичного стокообразования. Сток возвратных вод в новые водоемы является, таким образом, продуктом антропогенных воздействий, изучение которых весьма актуально в районах дефицита водных ресурсов.

В связи с внутригодовым распределением осадков и испарения положение границы зоны формирования изменяется в течение года и из года в год. В наиболее влажные периоды года (весна, осень) она будет опускаться вниз, а в летний, засушливый период — подниматься в зону высокогорья до области залегания ледников и снежников [5].

Таким образом, в пределах каждого речного водосбора площадь зоны формирования стока является переменной величиной. Определение ее затруднительно по причине недостаточной плотности гидрометеорологической сети.

В области использования стока расположены объекты водохозяйственного назначения, для которых характерна динамика развития (площади орошаемых земель, водохранилища).

Переходя к вопросу о применении аэрокосмической информации для определения зон различной направленности процессов

стокообразования, необходимо знать основные различия и особенности их изображений. К ним принадлежат следующие: 1) горные поднятия в одной зоне и равнины в другой; 2) контуры правильной геометрической формы в земледельческих районах и неправильной формы в горных районах (хребты и их отроги, ледники); 3) прямолинейность очертаний искусственной гидрографической сети в зоне использования стока и извилистость естественных водотоков в зоне формирования; 4) неодинаковый тон изображения вследствие различной степени увлажнения почв и состояния растительности.

Для анализа дешифровочных признаков зон различной активности стокообразования были использованы материалы много-

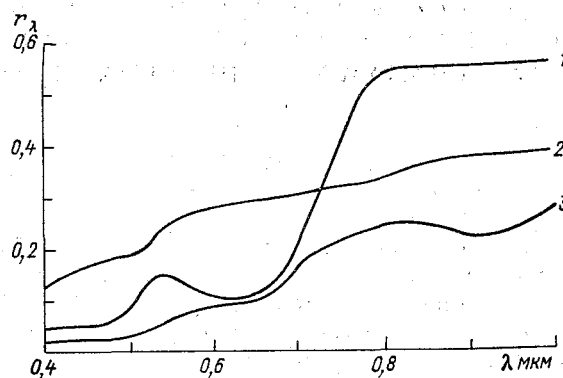


Рис. 1. Спектральные характеристики природных образований.

1 — густой травяной покров, 2 — горные обнажения, пески, 3 — негустой травяной покров.

зональной спутниковой телевизионной съемки малого и среднего разрешения и материалы космического фотографирования в масштабе 1 : 1 000 000 и крупнее.

При использовании спутниковой многозональной информации малого разрешения (масштаб 1 : 8 000 000) основным дешифровочным признаком является тон изображения, который находится в зависимости от спектральных коэффициентов яркости (СКЯ) природных образований. Для характеристики СКЯ зон различной активности стокообразования были использованы СКЯ различных видов почв и растительности, представленные в работе А. С. Кучко [4]. Зона использования стока в летний период характеризуется густым растительным покровом сельскохозяйственных культур. На рис. 1 СКЯ этой зоны представлены кривой 1. Следует отметить, что СКЯ зоны использования находятся в большой зависимости от фенологической фазы развития растений. Для этой зоны характерно резкое повышение  $r_\lambda$  в ближней ИК-зоне спектра.

СКЯ нейтральной зоны наиболее близко соответствуют СКЯ песков и горных обнажений. На рис. 1 СКЯ нейтральной зоны представлены кривой 2.

Зона формирования стока характеризуется повышенным увлажнением почв и, следовательно, наличием растительности. Проектное покрытие растительности в горах непостоянно и чередуется с открытыми горными обнажениями, и СКЯ этой зоны будут соответствовать СКЯ негустого травяного покрова. На рис. 1 СКЯ зоны формирования показаны кривой 3.

Анализ кривых СКЯ, представленных на рис. 1, показывает, что наибольшее различие в  $r_\lambda$  выделенных природных образований наблюдается в зоне 0,8—1,0 мкм. Но анализ снимков малого разрешения, выполненных в четырех каналах спектра, показал, что наибольшее различие по тональности изображения трех зон стокообразования наблюдается в канале 0,6—0,7 мкм. Это объясняется тем, что, как правило, зона использования стока окружена либо пустынными пространствами, либо оголенными склонами гор, а различие этих образований в канале 0,6—0,7 мкм существенно.

Сравнение спутниковых снимков, выполненных в разное время летнего периода, показало, что на них не отражается нижняя граница зоны формирования стока, а изменение тона изображения горных районов на более светлый при переходе к равнинным районам объясняется тем, что в формировании темного тона изображения в горных районах главную роль играет расчлененность горных хребтов и отрогов, наличие затененных участков, а не влажность и не растительность.

Таким образом, спутниковая информация малого разрешения дает возможность дешифровать зону использования стока, горные районы, оголенные склоны гор и пустынные пространства. Динамика зоны формирования стока на этих снимках не отражается.

Если на спутниковых снимках малого разрешения основным дешифровочным признаком является тон изображения, то на снимках среднего разрешения (масштаб 1:2 500 000) в зоне использования стока просматривается крупнозернистая структура изображения, обусловленная размерами сельскохозяйственных полей.

Из материалов космического фотографирования для дешифрирования зон различной активности стокообразования применялись черно-белые, цветные и спектрально-зональные снимки в масштабах от 1:1 000 000 до 1:200 000.

На снимках этих масштабов в орошаемых массивах хорошо дешифрируются отдельные детали: наделы сельскохозяйственных угодий, оросительно-коллекторная сеть, бросовые и переложные земли, поселки, дороги и т. д.

Дешифровочные признаки этих деталей следующие:

1) отдельные сельскохозяйственные угодья — площадные объекты, оконтуренные прямыми линиями, как правило, однород-

ной структуры. Фототон изменяется от светлого, почти белого, до черного, в зависимости от степени увлажнения почв, вида культур, состояния и фазы развития посевов; 2) оросительно-коллекторная сеть — линейные объекты, весьма схожи с дорожной сетью. От последней отличаются по темному, почти черному фототону; 3) бросовые и засоленные земли имеют светлый, почти белый фототон, неправильную форму и неоднородную структуру. Поселки — средне-серый тон зернистой структуры, неправильной формы. Расположены вдоль дорог.

Определение состава сельскохозяйственных культур на черно-белых, цветных и спектральных снимках не обеспечивает необходимой достоверности. В формировании СКЯ растительного покрова оптические характеристики видовых различий культур имеют гораздо меньшее значение, чем влажность, фенология и структура [3]. Спектральные характеристики отдельных сельскохозяйственных культур, приводимые в работе Б. В. Виноградова, показывают, что в видимой части спектра  $r_{\lambda}$  отдельных культур слабо отличаются друг от друга. В ближней инфракрасной зоне спектра различие становится существенным, что повышает достоверность распознавания культур. Большое значение при распознавании сельскохозяйственных культур имеет их фенологическое развитие. Так, например, май—июнь — благоприятное время для выделения хлопковых полей. В это время хлопок имеет малое проективное покрытие и небольшую зеленую массу. В отличие от люцерны, кукурузы и зерновых он выделяется в это время светлым фототоном.

По приведенным дешифровочным признакам на космических снимках масштаба 1:1 000 000—1:200 000 были дешифрированы и определены площади нескольких орошаемых массивов в бассейнах Амударьи и Сырдарьи. Для примера на рис. 2 приведена схема дешифрирования орошаемых земель в Кызыл-Ординской области. На снимке масштаба 1:1 000 000 выделены орошаемые поля площадью 93,1 тыс. га, засоленные и увлажненные земли, пустынные пространства.

Площади орошаемых массивов, полученные с космических снимков для Кызыл-Ординского и других массивов, сопоставлены с данными Земфонда СССР и ЦСУ. Как правило, площади орошения по данным космических съемок превышают данные Земфонда на 20—25 %. Это обусловлено тем, что в площадь орошаемых массивов при определении ее по снимкам входят земли, занятые дорогами, поселками, перелогам, учесть которые при визуальном-инструментальном способе дешифрирования очень трудно. Зона формирования стока на черно-белых космических снимках не отражается по той же причине, что и на телевизионных снимках. На спектральных снимках растительность в горных районах выделяется сине-зеленым цветом. Сравнение спектральных снимков, выполненных в разное время теплого периода года (май—август), позволило определить продвижение границы распространения растительности вверх по склонам гор, что

служит индикационным признаком положения границы зоны формирования стока.

В результате проведенного исследования разработаны дешифровочные признаки зон формирования и использования стока на

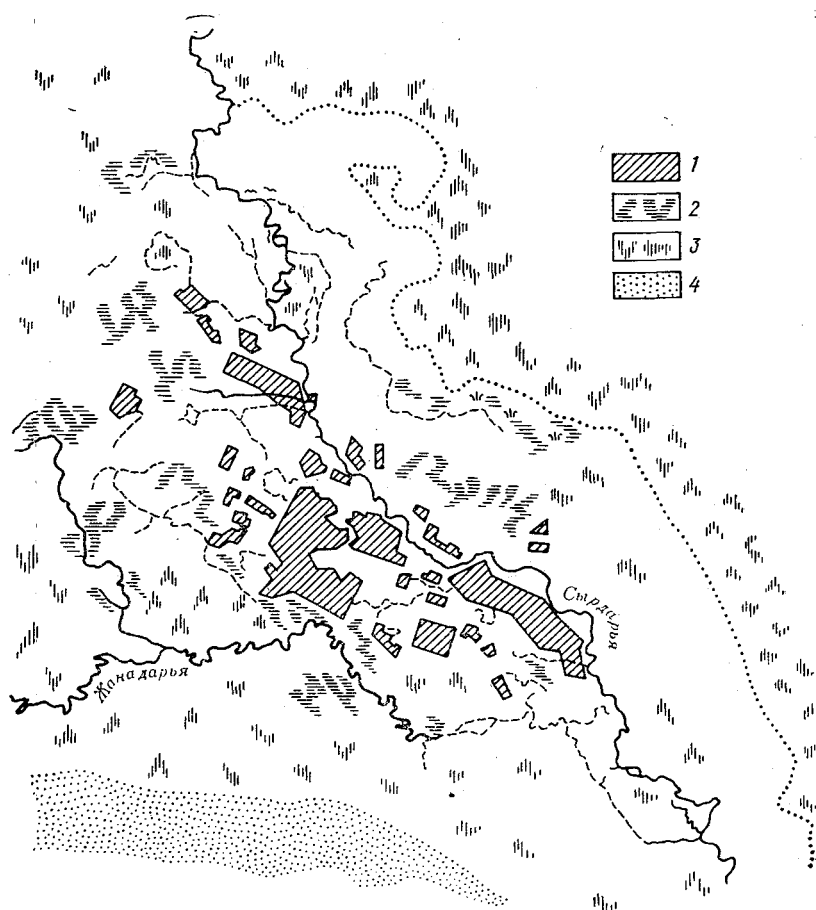


Рис. 2. Схема дешифрирования орошаемых массивов в Кызыл-Ординской области.

1 — орошаемые земли, 2 — переувлажненные и заболоченные земли, 3 — засоленные земли, 4 — песчаные пространства.

основе данных о спектральных коэффициентах яркостей различных природных образований, содержащихся в опубликованных материалах. Аэрокосмическая информация в зависимости от масштаба позволяет оценить качественные и количественные характеристики зон различной активности стокообразования, которые необходимы при прогнозировании водности рек, при водохозяйственных и воднобалансовых расчетах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баррет Э., Куртис Л. Введение в космическое землеведение. Пер. с англ. М.: Прогресс, 1979.— 369 с.
2. Большаков М. Н. Водные ресурсы рек советского Тянь-Шаня и методы их расчета.— Фрунзе: Илим, 1974.— 305 с.
3. Виноградов Б. В. Космические методы изучения природной среды.— М.: Мысль, 1976.— 286 с.
4. Кучко А. С. Аэрофотография.— М.: Недра, 1974.— 271 с.
5. Сумарокова В. В. Классификация рек Киргизии по условиям формирования половодий.— В кн.: Вопросы водного хозяйства. Вып. 37. Фрунзе, 1976, с. 23—32.

И. П. Зарецкая (ГГИ)

### ОПТИМАЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ СТАТИСТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ РЯДОВ С УЧЕТОМ ВНУТРИРЯДНОЙ СВЯЗНОСТИ

Одной из основных задач статистического анализа гидрологических рядов является определение функции распределения и ее параметров. Любой гидрологический расчет, включающий в себя построение функции распределения и использующий статистические параметры, должен обладать как можно большей степенью надежности и обоснованности, особенно если учесть возросшие требования к использованию водных ресурсов.

В настоящее время эта задача приобрела еще большую актуальность в связи с созданием автоматизированной информационной системы ГВК. Основную часть сведений о водных объектах, публикуемых в изданиях ГВК, составляют многолетние данные. Они включают в себя оценки статистических параметров (среднего значения, дисперсии, стандарта, коэффициента вариации, квантилей), имеющих большое практическое значение. Применение новых методов оценивания позволит уточнить параметры распределения вероятности и тем самым даст возможность получить более надежные расчетные значения характеристик стока. При этом важную роль в оценивании играет учет внутрирядной связности в гидрологических рядах.

Рассмотрим новый для гидрологии подход к оцениванию статистических параметров распределения и полученные оценки сравним с традиционно используемыми в гидрологических расчетах.

1. Постановка задачи. Пусть имеется ряд коррелированных наблюдений  $y_1, y_2, \dots, y_n$ , который является реализацией стационарного случайного процесса  $y(t)$ . Корреляционная матрица этого процесса — обозначим ее через  $G$  — предполагается известной. Будем оценивать основные параметры функции распределения: среднее значение  $\beta$  и дисперсию  $\sigma^2$ . При этом ставится задача получить оценки, обладающие определенными оптимальными свойствами, а именно, необходимо найти оценки, которые были бы несмещенными и имели минимальную дисперсию в классе всех

несмещенных оценок. При решении этой проблемы будем опираться на хорошо разработанный метод наименьших квадратов (МНК).

Результаты наших наблюдений  $y_1, y_2, \dots, y_n$  представим в виде

$$y_i = \beta + u_i, \quad i = 1, 2, \dots, n, \quad (1)$$

где  $u_1, u_2, \dots, u_n$  — случайные отклонения от параметра  $\beta$ , при этом

$$E y_i = \beta, \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (2)$$

и

$$\text{cov}(y_i, y_j) = \text{cov}(u_i, u_j) = \sigma^2 (G)_{ij}, \quad (3)$$

где  $E$  — оператор математического ожидания, а  $\text{cov}$  — ковариация между наблюдениями. Для описания внутрирядной связности в наших наблюдениях используется модель авторегрессии первого порядка, для которой корреляционная матрица  $G$  имеет вид

$$(G)_{ij} = \rho^{|i-j|}, \quad (4)$$

где  $\rho$  — коэффициент корреляции. От выражений (2), (3) можно перейти к схеме Гаусса—Маркова [1], записанной в матричных обозначениях:

$$\begin{aligned} EY &= 1\beta, \\ \mathcal{D}Y &= \sigma^2 G, \end{aligned} \quad (5)$$

где  $\mathcal{D}$  — оператор взятия вторых моментов (дисперсий и ковариаций),  $Y$  — вектор-столбец, образованный нашими наблюдениями  $y_i$ , а  $1$  — единичный вектор-столбец. Нужно оценить неизвестные параметры  $\beta$  и  $\sigma^2$ , представляющие собой математическое ожидание величин  $y_i$  и соответственно их дисперсию, по результатам наблюдений.

2. Оценка среднего значения  $\beta$ . Оценка параметра  $\beta$  по методу наименьших квадратов — есть [1]

$$\hat{\beta} = \frac{1'G^{-1}}{1'G^{-1}1} Y, \quad (6)$$

где  $1'G^{-1}1 = S_-$  — сумма элементов матрицы  $G^{-1}$ , штрих означает знак транспонирования. В случае процессов авторегрессии первого порядка, которыми мы здесь ограничимся, обратная матрица  $G^{-1}$  есть

$$G^{-1} = \frac{1}{1-\rho^2} \begin{pmatrix} 1 & -\rho & 0 & \dots & 0 & 0 \\ -\rho & (1+\rho^2) & -\rho & \dots & 0 & 0 \\ 0 & -\rho & (1+\rho^2) & \dots & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & (1+\rho^2) & -\rho \\ 0 & 0 & 0 & \dots & -\rho & 1 \end{pmatrix}, \quad (7)$$

откуда получаем

$$S_- = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n (G^{-1})_{ij} = \frac{n - \rho(n-2)}{1 + \rho}. \quad (8)$$

Если обозначить через  $A$  вектор-столбец

$$A = \frac{G^{-1} \mathbf{1}}{S_-} = \frac{1}{n - \rho(n-2)} \begin{pmatrix} 1 \\ 1 - \rho \\ \vdots \\ 1 - \rho \\ 1 \end{pmatrix}, \quad (9)$$

то оценку  $\hat{\beta}$  можно записать (учитывая симметричность  $G^{-1}$ ) как

$$\hat{\beta} = A'Y = a_1 y_1 + a_2 y_2 + \dots + a_n y_n,$$

где весовые коэффициенты  $a_i$  равны

$$a_i = \frac{(\rho + 1) \sum_{j=1}^n (G^{-1})_{ij}}{n - \rho(n-2)}.$$

Как видно из (9), крайние члены  $y_1$  и  $y_n$  имеют больший вес в случае  $\rho > 0$  и меньший при  $\rho < 0$ , в то время как остальные веса равны между собой.

Следует отметить важные свойства полученной оценки: во-первых, она является линейной несмещенной и, во-вторых, имеет минимальную дисперсию в классе всех линейных несмещенных оценок [1]. Дисперсия этой оценки, согласно методу наименьших квадратов, есть

$$D\hat{\beta} = \frac{\sigma^2}{S_-} = \sigma^2 \frac{1 + \rho}{n - \rho(n-2)}, \quad (10)$$

где  $D$  — оператор дисперсии.

Представляет интерес сравнить оценку МНК с наиболее распространенной в гидрологии оценкой

$$\hat{\beta}_* = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i. \quad (11)$$

Нетрудно убедиться, что эта оценка является линейной несмещенной, а ее дисперсия определяется выражением

$$D\hat{\beta}_* = \frac{1}{n^2} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \text{cov}(y_i, y_j) = \frac{\sigma^2}{n^2} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n (G)_{ij}.$$

Используя явный вид матрицы  $G$ , получим

$$D\hat{\beta}_* = \frac{\sigma^2}{n} \left[ 1 + \frac{2\rho}{n(1-\rho)^2} (\rho^n + n(1-\rho) - 1) \right]. \quad (12)$$

Отметим, что для независимых наблюдений  $y_i$  оценка (11) совпадает с оценкой МНК (6), в которой, очевидно, все  $a_i = \frac{1}{n}$ , а дисперсия ее в этом случае есть

$$D\hat{\beta}_* = \frac{\sigma^2}{n}. \quad (13)$$

Чтобы определить, насколько целесообразнее использовать в расчетах оценку (6), можно составить отношение дисперсий

$$r_\beta = \frac{D\hat{\beta}}{D\hat{\beta}_*},$$

которое будет показывать эффективность оценки  $\hat{\beta}$  по отношению к оценке  $\hat{\beta}_*$  [2]. Однако в данном случае нагляднее продемонстрировать выигрышный эффект оценки  $\hat{\beta}$  по сравнению с  $\hat{\beta}_*$ , который мы определим как

$$q_\beta = \frac{1 - r_\beta}{r_\beta} = \frac{D\hat{\beta}_*}{D\hat{\beta}} - 1. \quad (14)$$

На рис. 1 представлено поведение рассчитанной величины  $q_\beta$  в зависимости от  $\rho$  и  $n$ , откуда видно, что выигрышный эффект зависит от  $\rho$  нелинейно. При этом наибольшее значение  $q_\beta$  достигается при больших значениях  $\rho$  ( $\rho > 0,8$ ) и увеличивается с возрастанием длины ряда  $n$ . Таким образом, при больших значениях  $\rho$  и особенно при больших  $n$  использование оценки МНК дает заметный выигрышный эффект. В то же время для коэффициентов корреляции, наиболее часто встречающихся в гидрологических рядах ( $\rho = 0,2 \div 0,5$ ), выигрышный эффект незначителен при любых  $n$ .

3. Оценка дисперсии  $\sigma^2$ . Согласно методу наименьших квадратов, оценка параметра  $\sigma^2$  есть [1]

$$\begin{aligned} \hat{\sigma}^2 &= \frac{1}{n-1} (Y - 1\hat{\beta})' G^{-1} (Y - 1\hat{\beta}) = \\ &= \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n (G)_{ij} (y_i - \hat{\beta}) (y_j - \hat{\beta}). \end{aligned} \quad (15)$$

Эта оценка является несмещенной квадратичной оценкой и, следуя описанным свойствам оценки МНК [1], можно утверждать, что для распределений с  $\gamma_2 = 0$  ( $\gamma_2$  — коэффициент эксцесса распределения) оценка (15) обладает минимальной дисперсией в классе всех несмещенных квадратичных оценок. Условию  $\gamma_2 = 0$ , в частности, удовлетворяет нормальное распределение, поэтому в дальнейшем будем иметь в виду случай нормально распределенных величин.

Рассмотрим теперь обычно используемую в гидрологии оценку

$$\hat{\sigma}_*^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{\beta}_*)^2. \quad (16)$$

Прежде всего необходимо отметить, что эта оценка в случае коррелированных наблюдений является смещенной. Можно показать, что

$$E\hat{\sigma}_*^2 = \frac{\sigma^2}{n-1} \text{tr} \left[ G \left( I - \frac{1}{n} \mathbf{1} \mathbf{1}' \right) \right],$$

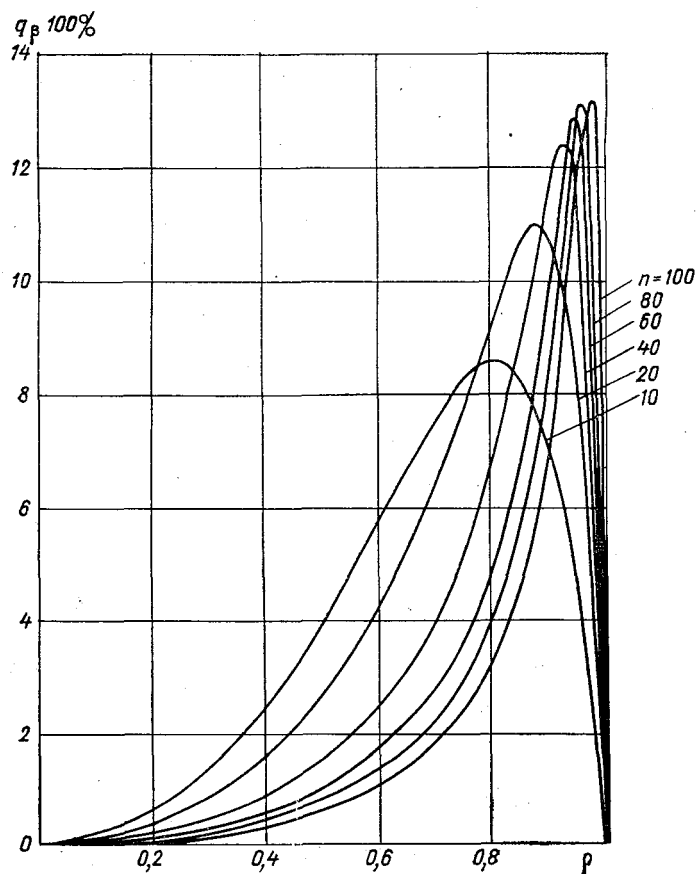


Рис. 1. Поведение выигрышного эффекта  $q_p$  оценки МНК в зависимости от коэффициента корреляции  $\rho$  и числа членов ряда  $n$ .

где  $\text{tr}$  означает след матрицы. Последнее выражение можно преобразовать к виду

$$E\hat{\sigma}_*^2 = \left( \frac{n - \frac{S}{n}}{n-1} \right) \sigma^2,$$

где  $S$  — сумма элементов матрицы  $G$ . В случае независимых наблюдений оценка (16) совпадает с оценкой МНК, что легко видеть из (15), и является несмещенной.

Для сравнения этих оценок в общем случае определим их дисперсии, для чего воспользуемся выражением для дисперсии квадратичной формы  $Z'AZ$  от некоррелированного вектора  $Z$  [3]:

$$D[Z'AZ] = (\mu_4 - 3\mu_2^2) a'a + 2\mu_2^2 \text{tr} A^2 + 4\mu_2 \Theta' A^2 \Theta + 4\mu_3 \Theta' A a, \quad (17)$$

где  $Z$  — вектор-столбец независимых случайных величин, имеющих математическое ожидание  $EZ = \Theta$ ,  $A$  — симметричная матрица, и  $a$  — вектор-столбец, образованный ее диагональными элементами;  $\mu_2, \mu_3, \mu_4$  — центральные моменты распределения величин  $z_i$  соответственно 2, 3 и 4-го порядков.

Определим дисперсию оценки МНК. Для этого воспользуемся

преобразованием  $Z = G^{-\frac{1}{2}} Y = R^{-1} Y$ , позволяющим перейти от коррелированных наблюдений  $y_i$  к независимому вектору  $Z$ . Действительно, так как  $G$  — положительно определенная симметричная матрица, то ее можно представить в виде [3]

$$G = RR'$$

и тогда

$$EZ = R^{-1} 1\beta = V\beta,$$

$$DZ = R^{-1} DY (R^{-1})' = R^{-1} \sigma^2 G (R^{-1})' = \sigma^2 I.$$

Используя теперь явный вид оценки  $\beta$  (5), можно (15) переписать как

$$\hat{\sigma}^2 = \frac{1}{n-1} (Z - V\hat{\beta})' (Z - V\hat{\beta}) = \frac{1}{n-1} Z'AZ,$$

где  $A = (I - \frac{1}{S} VV')' (I - \frac{1}{S} VV')$  — симметричная идемпотентная матрица, обладающая свойствами:

$$A = A^2; \quad \text{tr} A = n - 1.$$

Пользуясь теперь выражением (17) для дисперсии квадратичной формы, получим дисперсию оценки МНК (в случае нормально распределенных величин, как известно, имеем  $\mu_3 = 0$ ,  $\mu_4 = 3\mu_2^2$ ):

$$D\hat{\sigma}^2 = \frac{2\sigma^4}{n-1}. \quad (18)$$

Аналогичный вывод можно проделать и для дисперсии обычной оценки (16), которую запишем в матричном виде

$$\hat{\sigma}_*^2 = \frac{1}{n-1} (Y - 1\hat{\beta}_*)' (Y - 1\hat{\beta}_*).$$

Подставляя в это выражение явный вид  $\hat{\beta}_* = \frac{1}{n} 1'Y$  (см. (11)), получим

$$\hat{\sigma}_*^2 = \frac{1}{n-1} \left( Y - \frac{1}{n} 1 1'Y \right)' \left( Y - \frac{1}{n} 1 1'Y \right).$$

Как и в предыдущем случае, схему наших наблюдений сведем к схеме для независимых наблюдений преобразованием  $Z = G^{-\frac{1}{2}} Y = R^{-1} Y$ . Обозначим:  $L = I - \frac{1}{n} \mathbf{1} \mathbf{1}'$ , и оценку  $\hat{\sigma}_*^2$  преобразуем тогда к виду

$$\hat{\sigma}_*^2 = \frac{1}{n-1} Y' L' L Y = \frac{1}{n-1} Z' A_* Z,$$

где  $A_* = R' L' L R$ . Вновь используя выражение (17), получаем

$$D\hat{\sigma}_*^2 = 2\sigma^4 \operatorname{tr} A_*.$$

Нетрудно проверить, что  $L$  — симметричная идемпотентная матрица и тогда

$$\operatorname{tr} A_*^2 = \operatorname{tr} \left[ G \left( I - \frac{1}{n} \mathbf{1} \mathbf{1}' \right) \right]^2.$$

В результате для дисперсии оценки (16) получим выражение

$$D\hat{\sigma}_*^2 = \frac{2\sigma^4}{n-1} \operatorname{tr} \left[ G \left( I - \frac{1}{n} \mathbf{1} \mathbf{1}' \right) \right]^2. \quad (19)$$

которое можно преобразовать к виду

$$D\hat{\sigma}_*^2 = \frac{2\sigma^4}{(n-1)^2} \left[ \sum_{i=1}^n (G^2)_{ii} + \frac{1}{n^2} \left( \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n (G)_{ij} \right)^2 - \right. \\ \left. - \frac{2}{n} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n (G^2)_{ij} \right], \quad (20)$$

где для данной матрицы  $G$  имеем

$$\sum_{i=1}^n (G^2)_{ii} = n + \frac{2\rho^2}{(1-\rho^2)^2} [\rho^{2n} + n(1-\rho^2) - 1], \\ \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n (G)_{ij} = n + \frac{2\rho}{(1-\rho)^2} [\rho^n + n(1-\rho) - 1], \\ \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n (G^2)_{ij} = \\ = \frac{1}{(1-\rho)^2} \left[ (\rho+1)^2 n + 2\rho^{n+1} n - 4(\rho+1) \frac{1-\rho^n}{1-\rho} + 2\rho^2 \frac{1-\rho^{2n}}{1-\rho^2} \right].$$

Отметим, что дисперсия оценки (16) зависит от  $\rho$ , в то время как дисперсия оценки МНК (18) от  $\rho$  не зависит, т. е. наличие внутрирядной связности не сказывается на оценке МНК. Для независимых нормально распределенных величин эти оценки совпадают.

На рис. 2 представлен выигрышный эффект  $q_{\sigma^2}$  оценки МНК, определенный, аналогично выражению (14):

$$q_{\sigma^2} = \frac{D\hat{\sigma}_*^2}{D\sigma^2} - 1, \quad (21)$$

для разных значений  $\rho$  и  $n$ . Из рис. 2 видно, что в основном  $q_{\sigma^2} > 0$ , однако выигрышный эффект имеет и отрицательную область значений для всех  $n$  при достаточно больших  $\rho$ : от 0,5 до 1,0. Ясно, что эта отрицательная область для  $q_{\sigma^2}$  связана со

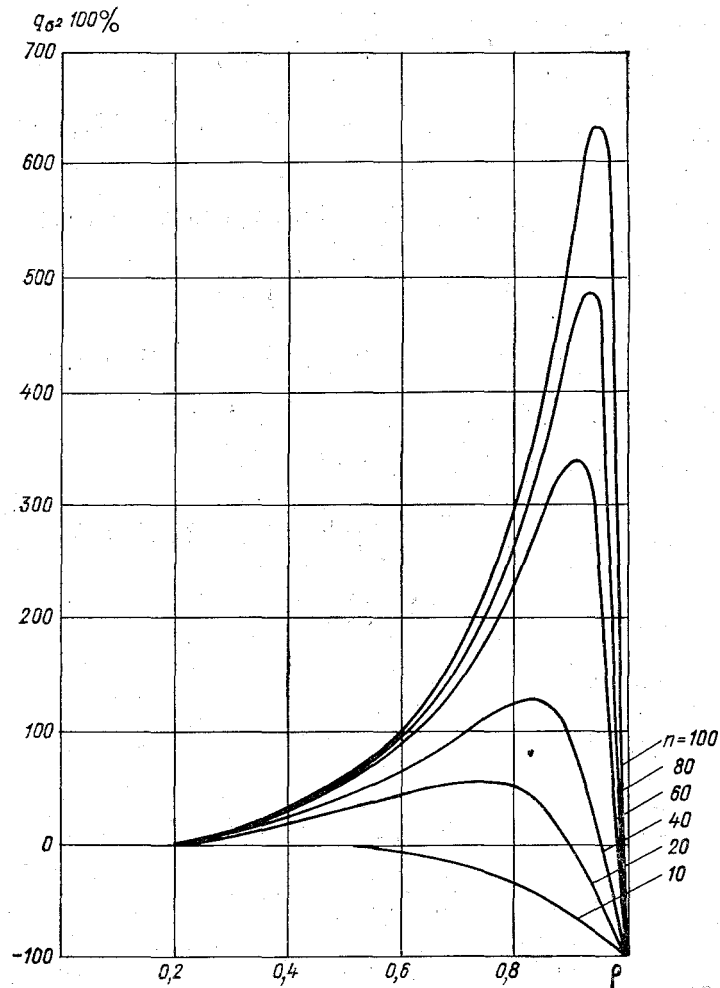


Рис. 2. Поведение выигрышного эффекта  $q_{\sigma^2}$  оценки МНК в зависимости от коэффициента корреляции  $\rho$  и числа членов ряда  $n$ .

смещенностью оценки  $\hat{\sigma}_*^2$  при коррелированных наблюдениях  $y_i$ . Интересно отметить, что  $D\hat{\sigma}_*^2 \rightarrow 0$  при  $\rho \rightarrow 1$ . В то же время, как уже указывалось, оценка МНК имеет минимальную дисперсию в классе всех несмещенных квадратичных оценок. Поэтому оценка МНК, без сомнения, предпочтительней любой другой оценки (по

эффективности или по выигрышному эффекту) только при наличии несмещенности. Если же это не имеет места, то в качестве критерия сравнения оценок уместнее взять отношение их средних квадратов ошибок. Средний квадрат ошибки оценки  $\hat{\Theta}$  пара-

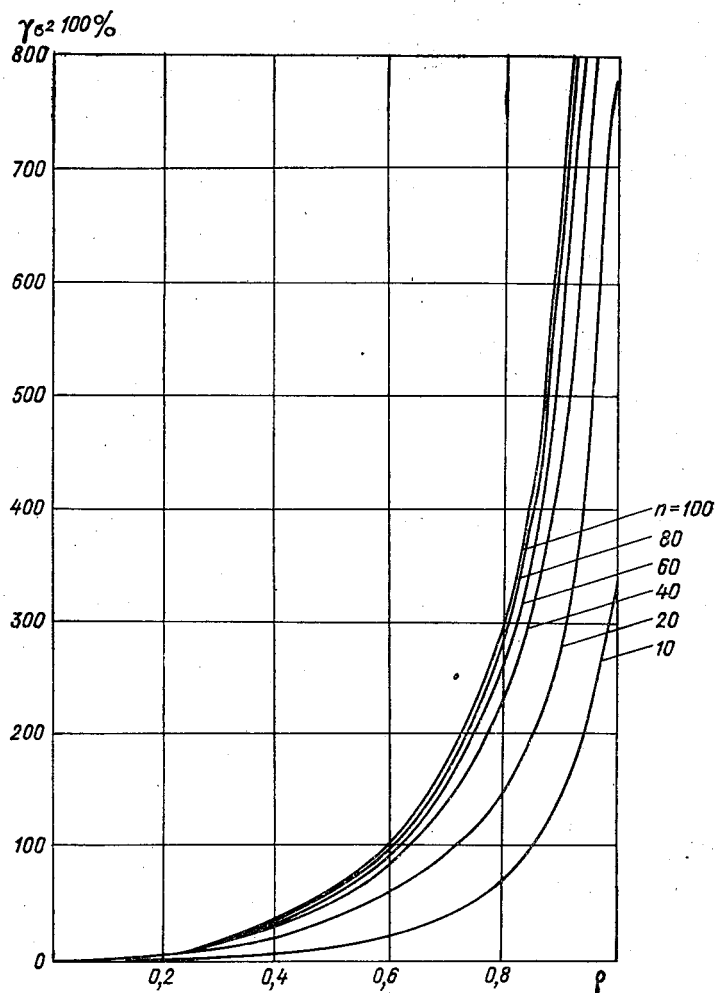


Рис. 3. Поведение величины  $\gamma_{\sigma^2}$  в зависимости от коэффициента корреляции  $\rho$  и числа членов ряда  $n$ .

метра  $\Theta$  определяется как  $K\hat{\Theta} = E(\hat{\Theta} - \Theta)^2$  и учитывает, наряду с дисперсией, и смещенность оценки  $\hat{\Theta}$  относительно истинного значения параметра  $\Theta$ . Для оценки  $\hat{\sigma}_*^2$  средний квадрат ошибки определяется как

$$K\hat{\sigma}_*^2 = E(\hat{\sigma}_*^2 - \sigma^2)^2 = D\hat{\sigma}_*^2 + \Delta_*^2,$$

где

$$\Delta_* = E\hat{\sigma}_*^2 - \sigma^2 = \left( \frac{1 - \frac{S}{n}}{n-1} \right) \sigma^2$$

есть смещение оценки  $\hat{\sigma}_*^2$  от истинного значения  $\sigma^2$ . Для оценки МНК, как несмещенной, средний квадрат ошибки совпадает с дисперсией этой оценки:  $K\hat{\sigma}^2 = D\hat{\sigma}^2$ . В результате для отношения средних квадратов ошибки оценок  $\hat{\sigma}_*^2$  и  $\hat{\sigma}^2$  получим

$$\gamma_{\sigma^2} = \frac{K\hat{\sigma}_*^2}{K\hat{\sigma}^2} - 1 = q_{\sigma^2} + \frac{\left(1 - \frac{S}{n}\right)^2}{2(n-1)}. \quad (22)$$

Поведение величины  $\gamma_{\sigma^2}$  в зависимости от  $\rho$  и  $n$  показано на рис. 3. Как видно, оценка МНК  $\hat{\sigma}^2$  по сравнению с оценкой  $\hat{\sigma}_*^2$  имеет минимальный средний квадрат ошибки во всей области значений  $\rho$ . Отметим, что при  $\rho \rightarrow 1$  имеем  $S \rightarrow n^2$ ,  $q_{\sigma^2} \rightarrow -1$ , откуда следует:  $\gamma_{\sigma^2} \rightarrow \frac{n-3}{2}$ , т. е. получаем конечные пределы для  $\gamma_{\sigma^2}$  при любых  $n$ .

Таким образом, результаты сравнения традиционно используемых в гидрологии оценок среднего и дисперсии с оценками МНК показывают преимущество последних, особенно при оценивании дисперсии. Если рассматривать область значений коэффициентов корреляции, наиболее часто встречающихся в гидрологических рядах ( $\rho = 0,2 \div 0,5$ ), то выигрышный эффект значителен для оценки дисперсии и составляет  $10 \div 60\%$ , что на порядок выше выигрышного эффекта для оценки среднего в этой же области значений коэффициента корреляции.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рао С. Р. Линейные статистические методы и их применение.— М.: Наука, 1968.— с. 548.
2. Кендалл М., Стьюарт А. Статистические выводы и связи.— М.: Наука, 1973.— с. 900.
3. Себер Дж. Линейный регрессионный анализ.— М.: Мир, 1980.— с. 456.

*Л. Н. Барина, Л. А. Горячева, Л. П. Ревченко,  
Г. А. Савичева, Н. К. Серков (ГГИ)*

### **МАТЕМАТИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЯ ЕЖЕДНЕВНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ НА ЕС ЭВМ**

Одним из наиболее важных звеньев разрабатываемой в настоящее время автоматизированной информационной системы государственного водного кадастра (АИС ГВК) является создание методов, алгоритмов и программ автоматизированного вычисления ежедневных (среднесуточных) расходов воды (ЕРВ). Работы в этом направлении ведутся в ряде учреждений Госкомгидромета в течение почти десяти лет. За этот период разработаны методические основы автоматизации процесса подсчета стока [4—7, 11], формализованы существовавшие ранее [9] и предложены новые, использующие современный математический аппарат, методы вычисления ЕРВ.

В настоящее время авторами закончена разработка первой версии математического обеспечения для ЕС ЭВМ, реализующего комплексный метод ГГИ для вычисления ЕРВ (полуавтоматизированный вариант), которая и излагается в настоящей работе. Сущность метода, основной вклад в разработку которого внесли М. И. Русинов, Н. К. Серков и Р. Д. Курдин, заключается в следующем. Специалист-гидролог на гидрологической станции путем анализа комплексного графика гидрометеорологических элементов с учетом известных в многолетнем разрезе особенностей водного режима для данного створа (например, степень устойчивости русла, наличие подпора, устойчивость связи расход—уровень, характер зарастания и т. д.), руководствуясь рекомендациями, изложенными в [9, 15], выделяет внутри расчетного периода (например календарного года) несколько подпериодов, характеризующихся различными гидравлично-гидрологическими условиями, и назначает для каждого из них свою схему подсчета стока из числа 17 заданных (табл. 1). Внутри годового цикла приходится выделять, как правило, несколько периодов с различными условиями, определяющими применение разных способов вычисления

стока. Границы этих периодов обусловлены возникновением и исчезновением сезонных явлений, влияющих на режим потока и его гидравлические структуры (ледовые явления, зарастание русла, заторно-зажорные явления), изменением водоносности (паводочный период, межень), режимом работы искусственных сооружений, в подпоре от которых находится створ, частотой измерения расходов и другими факторами.

Таблица 1

Схемы подсчета стока, реализованные в комплексном методе ГГИ  
(полуавтоматизированный вариант)

| № схемы | Название метода                                                        |
|---------|------------------------------------------------------------------------|
| 1       | Подсчет стока по кривой расходов (КР), получаемой на ЭВМ               |
| 2       | Подсчет стока по кривой модулей расходов, получаемой на ЭВМ            |
| 3       | Подсчет стока по КР, построенной вручную                               |
| 4       | Метод скользящей КР                                                    |
| 5       | Метод переходных коэффициентов $K_{зар}$                               |
| 6       | Метод переходных коэффициентов $K_{зим}$                               |
| 7       | Метод переходных коэффициентов, задаваемых вручную опорными значениями |
| 8       | Линейная интерполяция между ИРВ во времени                             |
| 9       | Интерполяция с учетом хода уровня                                      |
| 10      | Сплайн-интерполяция между ИРВ во времени                               |
| 11      | Сплайн-сглаживание между ИРВ                                           |
| 12      | Аппроксимация $Q=f(H, T)$                                              |
| 13      | Аппроксимация $Q=f(H, I, dH/dT)$                                       |
| 14      | «Стока не было» (в таблицу ЕРВ заносится код «нб»)                     |
| 15      | «Сток не подсчитывался» (в таблицу ЕРВ заносится код «—»)              |
| 16      | Метод Стаута — сплайн-сглаживание поправок                             |
| 17      | Метод Стаута — линейная интерполяция поправок                          |

Приведенные в табл. 1 способы подсчета стока представляют собой формализацию и обобщение способов, применяемых на гидрологической сети при ручной обработке, и охватывают, фактически, все встречающиеся на практике ситуации.

Математические модели, соответствующие схемам подсчета стока из табл. 1, в свое время неоднократно рассматривались в литературе [2, 7, 9—13, 15, 16]. Здесь остановимся лишь на некоторых недостаточно освещенных моментах.

Встречающееся в схемах № 11, 16 сплайн-сглаживание измеренных значений формально может быть описано следующим образом. Пусть задана сетка узлов интерполяции

$$a = x_0 < x_1 < \dots < x_N = b \quad (1)$$

и измеренные значения

$$y_0, y_1, \dots, y_N \quad (2)$$

в этих точках функции  $f$ , вторая производная которой суммируема с квадратом на отрезке  $[a, b]$  ( $f \in W_2^2([a, b])$ ), причем

$$y_i = f(x_i) + \xi_i \quad (i = 0, \dots, N), \quad (3)$$

где  $\xi_i$  — независимые случайные величины (ошибки измерений) с нулевыми математическими ожиданиями  $M\xi_i = 0$  и дисперсиями  $D\xi_i = d^2 \|f_N\|^2$ , где  $f_N = [f(x_0), \dots, f(x_N)]^T$ ,  $\|\cdot\|$  — обычная норма в евклидовом пространстве,  $d$  — относительная среднеквадратическая ошибка измерения. Сглаживающий кубический сплайн  $g \equiv g_\alpha \in W_2^2[a, b]$  есть такая функция [8], что

$$\Phi(g) = \min_{h \in W_2^2[a, b]} \Phi(h), \quad (4)$$

где

$$\Phi(h) = \alpha \int_a^b [h''(x)]^2 dx + \sum_{i=0}^N [h(x_i) - y_i]^2. \quad (5)$$

Первое слагаемое (5) характеризует гладкость функции  $h$  на рассматриваемом отрезке, второе — степень ее приближения к точкам измерений. Параметр  $\alpha$ , который можно рассматривать как количественный показатель «компромисса» между точной интерполяцией и сглаживанием мы разыскиваем по способу, предложенному в [1], т. е. из условия минимума математического ожидания относительной среднеквадратической ошибки

$$M \left( \frac{\|g_N - f_N\|^2}{\|f_N\|^2} \right). \quad (6)$$

Заметим, что при таком подходе случаю точных значений измерений ( $d=0$ ) отвечает нулевое значение  $\alpha$ , так что сплайн  $g$  превращается в интерполяционный ( $g(x_i) = y_i$ ). В этом важное достоинство применяемого аппарата по сравнению, например, с так называемой «оптимальной» интерполяцией [3], которой присуще сглаживание естественной изменчивости интерполируемого процесса [14].

Метод скользящей кривой расходов (схема № 4) заключается в применении регрессионного уравнения

$$\frac{Q}{\sqrt{I}} = f(H, T, dH/dT), \quad (7)$$

где  $Q$  и  $H$  — соответственно расход и уровень воды,  $I$  — уклон водной поверхности,  $T$  — время. При этом в качестве  $f$  берется алгебраический многочлен от трех переменных, одночлены которого отбираются специальным образом. Статья, посвященная этому методу, в настоящее время готовится к печати. Метод имеет и самостоятельное значение как унифицированный способ подсчета стока за год [7].

Каждому основному типу гидрологического режима соответствует группа способов вычисления стока, являющихся, как показывает практика, наиболее целесообразными в условиях данного режима. В ГГИ разработаны [11] рекомендации по выбору способов из табл. 1 в соответствии с основными типами гидрологи-

ческого режима. Назначение этих рекомендаций — дать ориентировку в подходе к выбору способа подсчета стока.

В результате описанной выше предварительной работы специалист-гидролог на гидрологической станции составляет информационную таблицу, определяющую методику вычисления стока за расчетный период, в которой указывает: даты начала и конца выделенных периодов, номер схемы подсчета стока (в соответствии с табл. 1), признак срезки уровней (в случае необходимости подпорные уровни могут срезаться по линейной интерполяции между граничными значениями, отвечающими отсутствию подпора), номер используемой кривой расходов (КР) (если при подсчете стока используется КР, построенная вручную). Пример информационной таблицы дает табл. 2.

Таблица 2

Пример составления информационной таблицы

| $T_H$ | $T_K$ | № схемы | Признак срезки | № КР |
|-------|-------|---------|----------------|------|
| 1.01  | 13.01 | 3       | 1              | 2    |
| 14.01 | 2.03  | 6       | 0              | 1    |
| 3.03  | 10.04 | 11      | 0              | 0    |
| 11.04 | 30.04 | 13      | 0              | 0    |
| 1.05  | 12.05 | 3       | 0              | 1    |
| 13.05 | 10.10 | 5       | 0              | 1    |
| 11.10 | 31.12 | 3       | 0              | 2    |

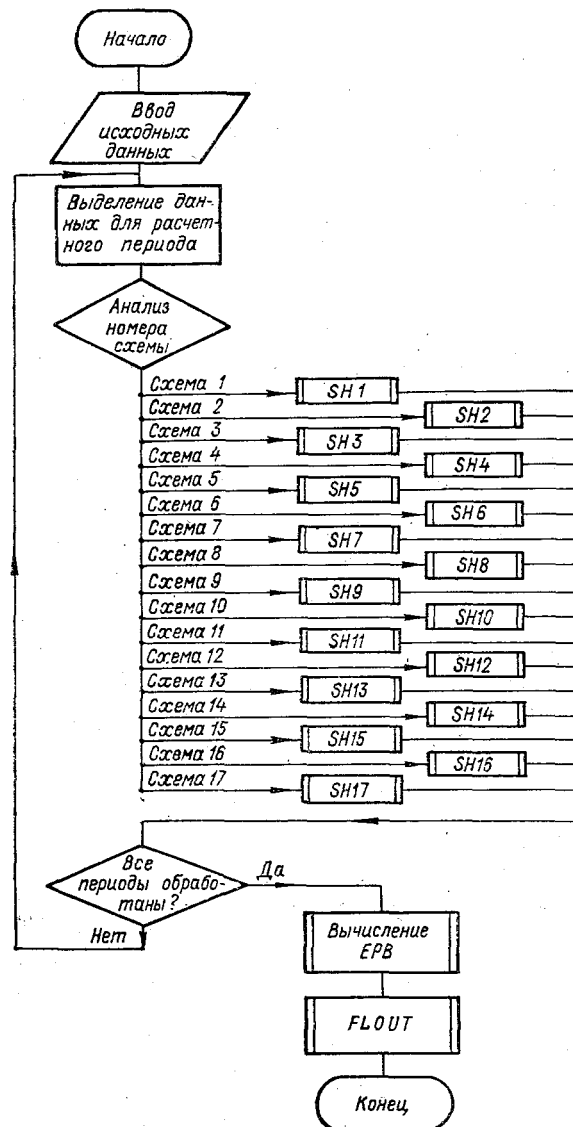
Другими исходными данными для описываемого программного комплекса являются: основная информация (срочные уровни воды и соответствующие сроки, измеренные расходы и уровни воды и их даты), при необходимости — дополнительная информация (измеренные уклоны водной поверхности, координаты КР, построенных (и проэкстраполированных) вручную, переходные коэффициенты, задаваемые вручную, и соответствующие сроки).

Заметим, что в отличие от порядка, принятого при ручной обработке, на ЭВМ сначала рассчитываются значения расходов воды на моменты времени, соответствующие срочным значениям уровня. Далее из этих значений выбираются экстремальные, а также вычисляются (по формуле трапеций) среднесуточные значения расходов (ЕРВ). Такой подход позволяет повысить точность результатов [10].

Программное обеспечение, реализующее комплексный метод, разработано на языке ФОРТРАН для ЕС ЭВМ и предназначено для использования в видовой подсистеме АИС ГВК «Реки и каналы».

Входная информация может находиться на любом техническом носителе, используемом в ЕС ЭВМ.

В результате работы программного комплекса на печать выдается «Протокол подсчета стока», в котором содержатся входные



Блок-схема программного комплекса вычисления ежедневных расходов воды.

данные — сведения о poste (номер поста, название поста, название водного объекта), а также данные из информационной таблицы (если производилась срезка уровней, то распечатываются срезанные уровни).

Результаты счета помещаются в двух таблицах. Первая таблица — «Срочные уровни и расходы воды» — является результатом последовательной работы всех назначенных схем и содержит даты срочных наблюдений уровня, соответствующие уровни и расходы воды. Если стока не было, то печатается нуль, если сток не подсчитывался — код 999999.

Вторая таблица является частью табл. 1.3 «Расход воды» издания «Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши» (ЕД) без подстрочника. Если исходная информация содержит ошибки, делающие невозможным расчет по назначенным схемам, то сообщения о них печатаются в «Протоколе подсчета стока» по мере обнаружения.

На рисунке приведена блок-схема программного комплекса. Головной программой является программа *DAYFL*. Она осуществляет ввод исходной информации и одновременно производит контроль за правильностью подготовки массивов исходных данных.

Программа *VRV* организует вычисление срочных расходов воды по заданным алгоритмам.

Когда все срочные расходы подсчитаны, происходит обращение к программе печати *FLOUT*. Она осуществляет печать таблицы «Срочные уровни и расходы», вычисление ежедневных расходов воды и печать табл. 1.3 ЕД «Расход воды».

Программный комплекс имеет модульную структуру, т. е. подпрограммы, реализующие различные методы вычисления ЕРВ, составлены с использованием независимых модулей, реализующих необходимые математические методы.

В заключение отметим, что структура программного комплекса позволяет легко (с помощью незначительных изменений) присоединять другие расчетные схемы, если в том возникнет необходимость.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Василенко В. А. Обработка содержащей ошибки информации методом сплайн-сглаживания. — В кн.: Машинная графика и ее применение. Новосибирск, 1973, с. 104—110.
2. Гаврин Ю. С. Вычисление ежедневных расходов воды при наличии паводочной петли с применением ЭВМ. — Труды ГТИ, 1975, вып. 223, с. 31—35.
3. Гандин Л. С. Объективный анализ метеорологических полей. — Л.: Гидрометеиздат, 1963. — 288 с.
4. Григорьев В. И., Лесникова Г. В. Общие принципы построения программы обработки стоковых данных с помощью ЭВМ. — Труды НИИАК, 1973, вып. 87, с. 8—21.
5. Иванов Ю. Н. Сравнение некоторых методов построения кривых расходов воды. — Труды САНИИ, 1980, вып. 74 (155), с. 78—87.
6. Карасев И. Ф. Методы режимного и оперативного учета речного стока. — Метеорология и гидрология, 1980, № 3, с. 78—88.

7. Курдин Р. Д., Серков Н. К. Методы вычисления ежедневных расходов воды и пути их реализации на ЭВМ.—Труды ГГИ, 1980, вып. 262, с. 69—83.
8. Марчук Г. И. Методы вычислительной математики.—Новосибирск: Наука, 1973.—352 с.
9. Наставление гидрологическим станциям и постам. Вып. 6, ч. 3,—Л.: Гидрометеиздат, 1959.—291 с.
10. Огневский А. В. Гидрометрия и производство гидрометрических работ.—М.; Л.: ОГИЗ, 1937.—342 с.
11. Русинов М. И., Серков Н. К., Гаврин Ю. С. Автоматизированные методы обработки гидрометрических данных при вычислении ежедневного стока воды.—В кн.: Труды IV Всесоюз. гидролог. съезда. Т. II. Л.; 1976, с. 214—225.
12. Серков Н. К. Применение сплайн-функций к вычислению ежедневных расходов воды с помощью ЭВМ.—Труды ГГИ, 1975, вып. 223, с. 24—30.
13. Серков Н. К. О методе стандартной кривой (Стаута) вычисления ежедневных расходов воды.—В кн.: Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов. Л., 1978, с. 161—166.
14. Серков Н. К. Сглаживание при оптимальной интерполяции.—В кн.: Прикладная математика. Межвузовский тематический сборник трудов № 2. Л., 1980, с. 46—51.
15. Флерова Р. А. Гидрологический анализ результатов наблюдений на речных станциях.—Л.: Гидрометеиздат, 1951.—62 с.
16. Яковлева Т. И. Метод автоматизированного вычисления ЕРВ в условиях оптимизации измерительной системы.—Труды ГГИ, 1980, вып. 262, с. 96—106.

С. А. Гусев (ГГИ)

### **ХАРАКТЕРИСТИКА КАЧЕСТВА РАЗМЕЩЕНИЯ СЕТИ ПРИ ОЦЕНКЕ СТОКОФОРМИРУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ ВОДНОГО БАЛАНСА**

Точность гидрологических расчетов, основанных на использовании уравнения водного баланса, во многом зависит от точности расчета средних на заданной территории осадков, снегозапасов, испарения и т. д. Одним из факторов, влияющих на точность расчета территориального среднего значения элемента  $f$ , является взаимное расположение пунктов наблюдений.

Установлено, что наибольшую точность расчета территориального среднего значения элемента  $f$  обеспечивает равномерное расположение пунктов наблюдений. В силу ряда причин, например таких, как необходимость размещения пунктов наблюдений вблизи населенных пунктов, учет различных физико-географических особенностей водосбора и т. д. существующие сети пунктов наблюдений представляют собой неравномерно размещенные конфигурации.

В работе [2] было показано, что переход от равномерного размещения пунктов наблюдений к неравномерному может в 1,5 раза и более увеличить ошибку расчета территориального среднего значения элемента  $f$ . В настоящей работе делается попытка определить критерий для оценки качества размещения сети пунктов наблюдений и на основе полученного критерия проанализировать размещение нескольких осадомерных сетей.

Будем считать, что поле элемента  $f$  является однородным и изотропным в пределах рассматриваемой территории, его статистическая структура известна, а ошибки измерений в пунктах наблюдений не коррелированы ни между собой, ни со значениями измеряемых величин. В качестве критерия точности расчета территориального среднего значения элемента  $f$  будет использована дисперсия ошибки определения территориального среднего, кото-

рая при сделанных предположениях, согласно [2] может быть определена по формуле

$$D = \frac{1}{A^2} \iiint_{(S)} \iiint_{(S)} R(x, y, \eta, \xi) dx dy d\eta d\xi - \\ - \frac{2}{A} \sum_{i=1}^N p_i \iint_{(S)} R(x - x_i, y - y_i) dx dy + \\ + \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N p_i p_j R(x_i - x_j, y_i - y_j) + \sum_{i=1}^N p_i^2 \bar{\Delta}_i^2 + (\bar{\Delta}_F)^2, \quad (1)$$

где  $\bar{\Delta}_F = (\sum_{i=1}^N p_i - 1) \bar{f}$ ,  $\bar{f}$  — норма элемента  $f$ ,  $R(x, y)$  — ковариационная функция элемента  $f$ ,  $\Delta_i$  — погрешность измерения в  $i$ -том пункте наблюдений,  $A$  — площадь территории осреднения  $S$ ,  $p_i$  — весовые коэффициенты.

На практике одним из наиболее распространенных методов расчета территориального среднего значения элемента  $f$  является арифметическое осреднение. При арифметическом осреднении веса  $p_i$  в (1) полагаются равными величине

$$p_i = \frac{1}{N}, \quad (2)$$

где  $N$  — число пунктов наблюдений.

Этот метод обеспечивает ту же точность расчета территориального среднего, что и другие методы осреднения (такие как метод оптимального осреднения с нормировкой и без нормировки весов, метод средневзвешенного осреднения) в случае, когда сеть является достаточно равномерной. В случае неравномерного расположения пунктов наблюдений этот метод уступает по точности другим методам и имеет некоторые специфические особенности. В частности, в отличие от метода оптимального осреднения он не всегда дает увеличение точности при введении дополнительного пункта наблюдений. Такое поведение ошибок расчета территориального среднего значения элемента  $f$  позволяет сделать следующий вывод: во-первых, метод среднего арифметического осреднения более чувствителен к размещению пунктов наблюдений, чем метод оптимального осреднения и, во-вторых, при среднеарифметическом осреднении у сети, содержащей  $N$  пунктов наблюдений, может существовать подсеть, содержащая  $M$  пунктов наблюдений ( $M < N$ ), обеспечивающая ту же точность расчета среднего на водосборе значения элемента, что и исходная сеть. В дальнейшем сеть, обладающую указанным свойством, будем называть «избыточной» сетью. Алгоритм проверки сети на «избыточность» достаточно прост. Он включает в себя следующие этапы: 1) последовательный перебор подсетей, содержащихся в исходной сети; 2) вычисление ошибок арифметического осреднения для каждой подсети;

3) сравнение точностей осреднения, обеспечиваемых подсетью и исходной сетью пунктов наблюдений.

На практике осуществить проверку сети на избыточность можно только с применением ЭВМ.

Действительно, общее число подсетей ( $N_c$ ) для сети, содержащей  $N$  пунктов наблюдений, может быть определено по формуле

$$N_c = \sum_{i=1}^N C_N^i, \quad (3)$$

где

$$C_N^i = \frac{N!}{i!(N-i)!}$$

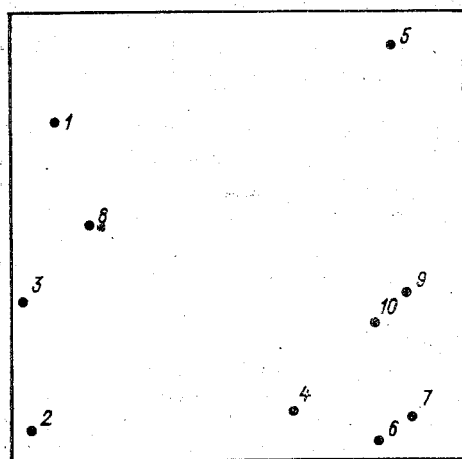


Рис. 1. Схема расположения осадкомерных пунктов (район Валдая).

Так, сеть, содержащая 20 пунктов наблюдений, имеет более миллиона подсетей. Для ЭВМ «Минск-32» на алгоритмическом языке «ФОРТРАН-IV» была составлена программа, реализующая процедуру проверки сети пунктов наблюдений на избыточность.

Рассмотрим несколько примеров применения алгоритма проверки сетей на избыточность. В области, имеющей форму квадрата со стороной 100 км, расположено десять осадкомеров (рис. 1). Требуется определить, является ли рассматриваемая осадкомерная сеть избыточной? При расчетах была использована корреляционная функция месячных сумм осадков, полученная в [1] для района Валдая, при задании меры ошибки  $\eta^2 = 0,003$ . В процессе проверки осадкомерной сети на избыточность были определены подсети, содержащие соответственно один осадкомер, два осадкомера и т. д., обеспечивающие наименьшую дисперсию ошибки расчета среднего слоя осадков среди подсетей, содержащих то же число осадкомеров. Для наглядности, в табл. 1 представлены значения указанных дисперсий, нормированные на дисперсию ошибки расчета среднего слоя осадков при использовании данных всех осадкомеров.

|             |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |
|-------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Таблица 1   |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |
| N . . . . . | 1   | 2   | 3   | 4   | 5   | 6   | 7   | 8   | 9   | 10  |
| P . . . . . | 5,7 | 2,0 | 1,2 | 0,9 | 0,6 | 0,6 | 0,5 | 0,6 | 0,7 | 1,0 |

Из данных табл. 1 следует, что осадкомерная сеть является избыточной, из нее может быть выделена подсеть, состоящая из четырех осадкомеров (3, 5, 8, 10) (рис. 1), обеспечивающая ту же точность расчета среднего слоя осадков, что и исходная сеть.

Подсеть из семи осадкомеров (1, 3—5, 8—10) (рис. 1) позволяет рассчитать средний слой осадков в 2 раза точнее, нежели исходная сеть.

Также были проверены на избыточность оптимально и равномерно размещенные сети. В качестве оптимального размещения се-

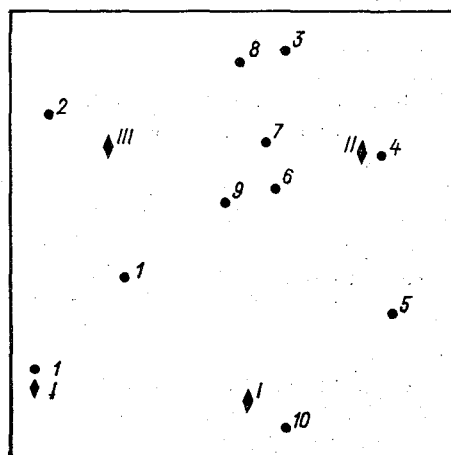


Рис. 2. Схема расположения осадкомерных пунктов.

1—10 — осадкомерные пункты исходной сети; I—III — осадкомерные пункты оптимально размещенной сети.

тей были использованы конфигурации, полученные в работе [3], а в качестве равномерно размещенных сетей использовались конфигурации типа «решеток». Расчеты показали, что оптимально и равномерно размещенные сети являются неизбыточными. Последнее обстоятельство говорит о том, что возможная избыточность сети может быть использована для характеристики качества размещения пунктов наблюдений. Можно считать, что пункты наблюдений размещены удовлетворительно, если сеть является неизбыточной. Использование процедуры проверки сети на избыточность позволяет определить пункты наблюдений наиболее информативные с точки зрения точности оценивания стокоформирующих элементов.

Такая информация, несомненно, полезна при принятии решения о перестройке сети пунктов наблюдений.

Рассмотрим вопрос о перестройке осадкомерной сети (рис. 2), предназначенной для оценки среднего слоя ливневых осадков. В области, для которой оценивается средний слой осадков,

имеющий форму квадрата со стороной 14,5 миль, расположено десять осадкомеров. В качестве эталона точности расчета среднего слоя ливневых осадков используется точность, достигаемая при среднем арифметическом осреднении данных всех десяти осадкомеров. В работе [4] показано, что рассматриваемая осадкомерная сеть может быть заменена эквивалентной ей по точности расчета среднего слоя ливневых осадков новой сетью, состоящей из трех осадкомеров (рис. 2).

Рассматриваемая осадкомерная сеть была проверена на избыточность. Результаты расчетов приведены в табл. 2 (величина  $P$  имеет тот же самый смысл, что и в табл. 1).

Таблица 2

|               |     |     |     |     |     |     |     |     |     |     |
|---------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| $N$ . . . . . | 1   | 2   | 3   | 4   | 5   | 6   | 7   | 8   | 9   | 10  |
| $P$ . . . . . | 7,0 | 3,6 | 1,8 | 1,3 | 0,9 | 0,8 | 0,6 | 0,6 | 0,8 | 1,0 |

Из данных табл. 2 следует, что осадкомерная сеть является избыточной.

Подсеть из пяти осадкомеров (1, 4, 8—10) (рис. 2) обеспечивает ту же точность расчета среднего слоя ливневых осадков, что и исходная осадкомерная сеть. Эта подсеть может быть признана достаточно хорошим приближением к оптимальной сети, полученной в [4], так как, во-первых, разница в числе пунктов наблюдений у них невелика (два осадкомера), а во-вторых, указанная подсеть не требует перемещения осадкомерных пунктов.

Таким образом, возможность разрежения сети пунктов наблюдений без потери точности расчета территориального среднего значения элемента  $f$  может быть использована для характеристики качества размещения пунктов наблюдений сети. Введенное понятие «избыточной» сети может быть использовано при выработке принципов и критериев рационального размещения пунктов наблюдений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гущина М. В., Каган Р. Л., Полищук А. И. О репрезентативности осадкомерных данных.— Метеорология и гидрология, 1967, № 3, с. 101—106.
2. Каган Р. Л. Осреднение метеорологических полей.— Л.: Гидрометеоздат, 1979.— 211 с.
3. Мяч Л. Т., Сиротенко О. Д. Рациональное размещение метеорологических станций как задача исследования операций.— Метеорология и гидрология, 1973, № 3, с. 46—52.
4. Lenton R. L., Rodriguer-Iturbe I. Rainfall network system analysis: the optimal estimation of total areal storm depth.— Water Resour. Res., 1977, vol. 13, N 5, p. 825—836.

Б. Р. Нежиховский (ГГИ)

### МЕТОД ОПТИМИЗАЦИИ ДИАПАЗОНОВ ИЗМЕРЕНИЯ УРОВНЯ ВОДЫ

Большинство современных измерительных приборов имеют несколько диапазонов измерения, образующих так называемые параметрические ряды [6]. Ряды диапазонов измерения обычно стандартизованы. Так, в Государственной системе приборов (ГСП) в качестве стандартных приняты ряды диапазонов вида  $a \cdot 10^m$ , где  $a$  и  $m$  — целые числа [2].

В гидрологии использование стандартных рядов ГСП, как правило, нецелесообразно, поскольку область применения гидрологических приборов обычно достаточно четко определена и для каждого типа приборов можно выбрать свой оптимальный ряд диапазонов, обеспечивающий более высокую точность измерений, чем стандартные ряды. Ниже предлагается метод построения оптимальных рядов диапазонов измерения и дается пример его практического использования для сетевых гидрологических уровнемеров. Метод предназначен для выбора рядов диапазонов тех приборов, у которых в ходе эксплуатации диапазон измерения не изменяется, т. е. не производится переключение с одного диапазона на другой.

В технической документации завода-изготовителя точность того или иного гидрологического прибора обычно характеризуется пределом  $\alpha$  допускаемой приведенной погрешности измерений

$$\alpha = \frac{\Delta}{D} \cdot 100 \%, \quad (1)$$

где  $D$  — диапазон измерения;  $\Delta$  — предельная абсолютная погрешность измерений в диапазоне  $D$ .

Если прибор выпускается на различные диапазоны, то  $\alpha$ , как правило, одинакова для любого диапазона и является обобщенным показателем точности данного типа приборов, так называемым классом точности прибора [3].

Для потребителя, использующего прибор на конкретном гидрологическом посту, более важным показателем точности измерений, чем класс точности прибора, является величина

$$\beta = \frac{\Delta}{A} \cdot 100 \% \quad (2)$$

где  $A$  — многолетняя амплитуда колебаний измеряемой характеристики (например, уровня воды) на данном посту. Величина  $\beta$  характеризует предельную погрешность измерений в процентах от амплитуды колебаний измеряемой характеристики. По аналогии с классом точности прибора величина  $\beta$  может быть названа классом точности поста, например уровнемерного поста.

На основании формул (1) и (2) получаем следующее соотношение между классами точности прибора и поста:

$$\beta = \alpha \frac{D}{A} \quad (3)$$

Очевидно, что диапазон измерения  $D$  должен быть больше или равен амплитуде  $A$  колебаний измеряемой характеристики на данном гидрологическом посту, так как в противном случае возможна потеря информации вследствие выхода наблюдаемой характеристики за границы установленного диапазона измерений. Поэтому класс точности поста не может быть меньше класса точности прибора. Чем больше отношение  $D/A$ , тем хуже реализуется потенциальная точность прибора.

В идеальном случае желательно, чтобы на каждом гидрологическом посту применялся диапазон измерения, равный многолетней амплитуде колебаний измеряемой характеристики на данном посту. Однако для этого необходимо иметь большое количество диапазонов измерения, что приводит к нежелательному удорожанию приборов. Поэтому при разработке конкретных конструкций сетевых приборов приходится ограничивать количество диапазонов измерения. В связи с указанным возникает задача выбора оптимальных значений диапазонов.

В качестве критерия оптимальности диапазонов целесообразно использовать класс точности  $\beta$ , усредненный по всему множеству гидрологических постов, на которых будет устанавливаться разрабатываемый прибор

$$\bar{\beta} = \sum_{i=0}^{n-1} \int_{D_i}^{D_{i+1}} P(A) \beta dA = \alpha \sum_{i=0}^{n-1} \int_{D_i}^{D_{i+1}} P(A) \frac{D_{i+1}}{A} dA, \quad (4)$$

где  $P(A)$  — плотность распределения числа гидрологических постов по многолетним амплитудам колебаний измеряемой характеристики;  $n$  — принятое количество диапазонов измерения;  $D_i$  при  $i = 1, \dots, n$  есть величина  $i$ -го диапазона, а при  $i = 0$  — фиктивный диапазон, соответствующий минимальной измеряемой амплитуде (т. е.  $D_0 = A_{\min}$ ).

Оптимальными являются те диапазоны, которые при заданных  $\alpha$ ,  $n$ ,  $D_0$ ,  $D_n$  и  $P(A)$  минимизируют  $\bar{\beta}$  или, что то же самое, коэффициент пропорциональности  $\bar{K}$  между  $\bar{\beta}$  и  $\alpha$

$$\bar{K} = \sum_{i=0}^{n-1} \int_{D_i}^{D_{i+1}} P(A) \frac{D_{i+1}}{A} dA. \quad (5)$$

Как известно [5], искомые диапазоны, минимизирующие  $\bar{K}$ , являются решением системы  $n-1$  уравнений

$$\begin{cases} \frac{\partial \bar{K}}{\partial D_1} = 0, \\ \frac{\partial \bar{K}}{\partial D_2} = 0, \\ \dots \dots \dots \\ \frac{\partial \bar{K}}{\partial D_{n-1}} = 0. \end{cases} \quad (6)$$

Дифференцируя выражение (5) по  $D_i$  и используя правило Лейбница [5], получаем

$$\begin{cases} \int_{D_0}^{D_1} \frac{P(A)}{A} dA - P(D_1) \left( \frac{D_2}{D_1} - 1 \right) = 0, \\ \int_{D_1}^{D_2} \frac{P(A)}{A} dA - P(D_2) \left( \frac{D_3}{D_2} - 1 \right) = 0, \\ \dots \dots \dots \\ \int_{D_{n-1}}^{D_n} \frac{P(A)}{A} dA - P(D_{n-1}) \left( \frac{D_n}{D_{n-1}} - 1 \right) = 0. \end{cases} \quad (7)$$

Рассмотрим пример решения системы уравнений (7) для случая, когда измеряемой характеристикой служит уровень воды в реке. Функция  $P(A)$ , необходимая для решения системы уравнений (7), строилась по данным о максимальных и минимальных уровнях воды на 2689 речных постах, приведенным в «Каталоге» [4]. Для каждого поста многолетняя амплитуда вычислялась по формуле

$$A = H_{1\%} - H_{\min}, \quad (8)$$

где  $H_{1\%}$  — максимальный уровень однопроцентной обеспеченности;  $H_{\min}$  — минимальный наблюдаемый уровень воды.

Заметим, что в упомянутом «Каталоге» не приведены данные по постам с продолжительностью ряда наблюдений менее 25 лет, а также с искаженным естественным водным режимом. Это обстоятельство сравнительно мало влияет на многолетнюю амплитуду

колебаний уровня воды, поэтому выборку, имеющуюся в «Каталоге», можно считать репрезентативной, а полученную кривую  $P(A)$  (рис. 1) — удовлетворительно отражающей распределение всех постов речной гидрологической сети.

Из распределения, приведенного на рис. 1, следует, что примерно 90 % всех речных гидрологических постов имеют амплитуду колебаний уровня воды менее 10 м, 96 % — менее 12 м, 99,5 % — менее 18 м. Наибольшая амплитуда колебаний уровня  $A = 43,93$  м отмечается на р. Нижней Тунгуске (гидрометпост факт. Большой порог).

Полученная функция  $P(A)$  в явном виде не выражается. Поэтому система уравнений (7) должна решаться численно. Суще-

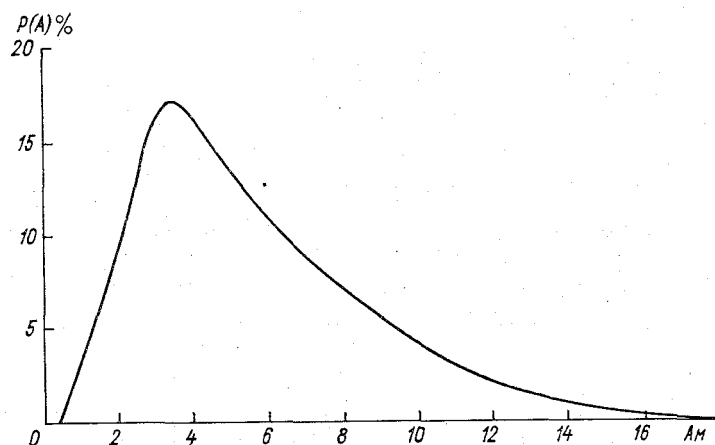


Рис. 1. Плотность  $P$  распределения числа постов речной гидрологической сети по многолетним амплитудам  $A$  колебаний уровня воды.

вующие численные методы решения подобных систем на ЭВМ требуют значительных затрат машинного времени, так как сводятся к многошаговому поиску экстремума функции нескольких переменных. Ниже предложен более простой графоаналитический способ решения системы уравнений (7). Вначале диапазон  $D_1$  предполагается известным, и по первому уравнению системы (7) вычисляется  $D_2$ , затем по второму уравнению  $D_3$  и так далее вплоть до  $D_n$ . Задавая различные значения  $D_1$ , можно построить семейство кривых  $D_i(D_1)$  (рис. 2), являющихся решениями системы уравнений (7). После этого, зная  $n$  и  $D_n$ , можно обратным ходом графически определить все необходимые диапазоны, как это показано на рис. 2.

Как правило, максимальный диапазон измерения  $D_n$  определяется с одной стороны наибольшими известными амплитудами колебаний уровня, а с другой — ограничениями, налагаемыми принципом действия и конструкцией приборов. Исходя из этих сообра-

жений, для поплавковых датчиков обычно принимается максимальный диапазон  $D_n = 6$  м [1], а для гидростатических можно принять  $D_n = 12 \div 16$  м. На постах с еще большей амплитудой колебаний уровня могут использоваться несколько датчиков, расположенных на разных высотных отметках.

Необходимое количество диапазонов  $n$  можно выбрать, исходя из зависимости показателя точности измерений  $\bar{K}_{\text{опт}}$  от числа диапазонов (рис. 3). Из рисунка видно, что переход от одного к двум или трем диапазонам приводит к резкому (в два-три раза) умень-

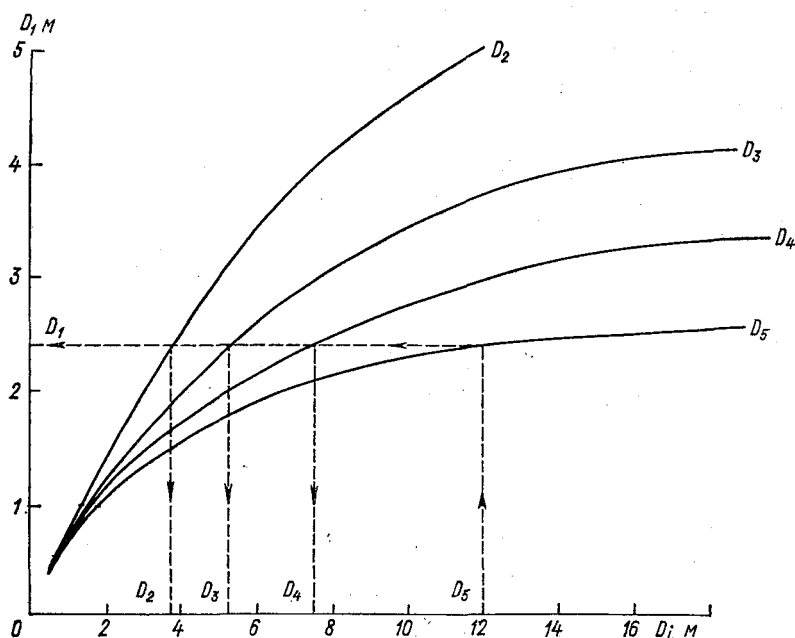


Рис. 2. Номограмма для определения оптимальных рядов диапазона измерения уровня воды.

шению показателя  $\bar{K}_{\text{опт}}$  и, следовательно, к соответствующему повышению точности измерений. При дальнейшем увеличении количества диапазонов повышение точности измерений оказывается незначительным, особенно при  $D_n = 6$  м.

Таким образом, при максимальном диапазоне  $D_n = 6$  м целесообразно принять число диапазонов  $n = 2 \div 3$ , а при  $D_n = 12$  или  $16$  м  $n = 3 \div 4$ .

Для указанных значений  $D_n$  и  $n$  в табл. 1 приведены оптимальные ряды диапазонов измерения уровня, полученные графическим способом по рис. 2. Следует отметить, что эти диапазоны получены только для речной гидрологической сети, на которой малые амплитуды колебаний уровня воды встречаются довольно редко. Для озерной гидрологической сети приведенные ряды должны быть

дополнены еще одним диапазоном измерений, необходимым при регистрации колебаний уровня воды с амплитудой менее 2 м.

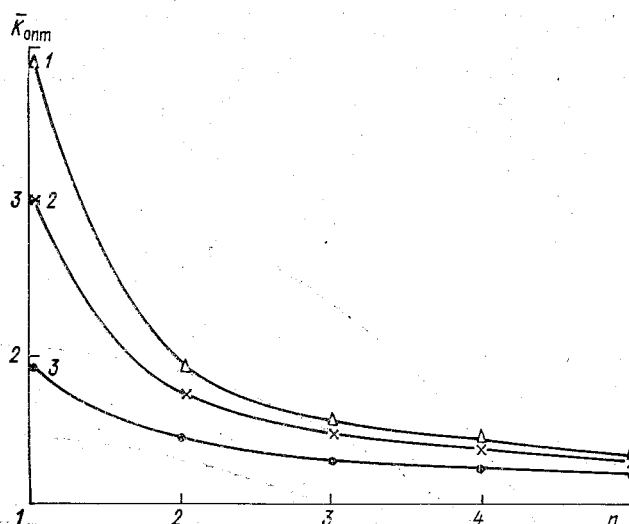


Рис. 3. Зависимость показателя точности  $\bar{K}_{\text{опт}}$  от количества диапазонов измерения уровня воды  $n$ .  
1 — при  $D_n = 16$  м; 2 —  $D_n = 12$  м; 3 —  $D_n = 6$  м.

Таблица 1

Оптимальные ряды диапазонов измерения уровня воды

| Максимальный диапазон $D_n$ м | Количество диапазонов $n$ | Диапазоны измерения, м |       |       |       | Показатель точности $\bar{K}_{\text{опт}}$ |
|-------------------------------|---------------------------|------------------------|-------|-------|-------|--------------------------------------------|
|                               |                           | $D_1$                  | $D_2$ | $D_3$ | $D_4$ |                                            |
| 6                             | 2                         | 3,4                    | 6     |       |       | 1,42                                       |
|                               | 3                         | 2,6                    | 4     | 6     |       | 1,28                                       |
| 12                            | 3                         | 3,7                    | 6,7   | 12    |       | 1,46                                       |
|                               | 4                         | 3                      | 4,8   | 7,4   | 12    | 1,35                                       |
| 16                            | 3                         | 4                      | 7,7   | 16    |       | 1,53                                       |
|                               | 4                         | 3,3                    | 5,7   | 9,2   | 16    | 1,40                                       |

Отметим далее, что некоторое смещение диапазонов измерения относительно оптимальных ухудшает точность измерений незначительно. Поэтому допустимо использовать квазиоптимальные ряды диапазонов, несколько отличающиеся от оптимальных, но более удобные в конструктивном отношении. В табл. 2 приведены показатели качества некоторых возможных квазиоптимальных рядов. Из таблицы видно, что для поплавковых датчиков наилучшими

являются ряды 2, 4 и 6 м или 1, 2, 4 и 6 м, имеющие некоторое преимущество перед принятым в самописце «Валдай» рядом 1, 2, 3 и 6 м. Для гидростатических датчиков предпочтительны ряды 2, 4, 6 и 12 м или 2, 4, 6, 8 и 16 м. Вместе с тем возможно применение и других рядов, приведенных в табл. 2, поскольку разница между рядами по показателю точности  $\bar{K}$  сравнительно мала.

Таблица 2

Квазиоптимальные ряды диапазонов измерения уровня воды

| Максимальный диапазон $D_n$ м | Количество диапазонов $n$ | Диапазоны измерения, м |       |       |       |       | Показатель точности $\bar{K}$ |
|-------------------------------|---------------------------|------------------------|-------|-------|-------|-------|-------------------------------|
|                               |                           | $D_1$                  | $D_2$ | $D_3$ | $D_4$ | $D_5$ |                               |
| 6                             | 2                         | 3                      | 6     |       |       |       | 1,45                          |
|                               | 3                         | 1,5                    | 3     | 6     |       |       | 1,40                          |
|                               | 3                         | 2                      | 4     | 6     |       |       | 1,31                          |
|                               | 4                         | 1                      | 2     | 3     | 6     |       | 1,37                          |
|                               | 4                         | 1                      | 2     | 4     | 6     |       | 1,30                          |
| 12                            | 3                         | 3                      | 6     | 12    |       |       | 1,47                          |
|                               | 4                         | 1,5                    | 3     | 6     | 12    |       | 1,44                          |
|                               | 4                         | 2                      | 4     | 8     | 12    |       | 1,39                          |
|                               | 4                         | 2                      | 4     | 6     | 12    |       | 1,38                          |
|                               | 5                         | 1,5                    | 3     | 6     | 9     | 12    | 1,34                          |
| 16                            | 4                         | 2                      | 4     | 8     | 16    |       | 1,45                          |
|                               | 5                         | 2                      | 4     | 6     | 8     | 16    | 1,34                          |
|                               | 5                         | 2                      | 4     | 8     | 12    | 16    | 1,38                          |

### Заключение

Предложенный в статье метод позволяет оптимизировать количество и номинальные значения диапазонов измерения различных гидрологических приборов.

При использовании метода для выбора диапазонов измерения сетевых гидрологических уровнемеров установлено следующее:

1) применение нескольких диапазонов измерения уровня воды вместо одного приводит к заметному повышению точности измерений уровня на гидрологической сети;

2) для поплавкового и гидростатического уровнемеров предпочтительное количество диапазонов измерения составляет от трех до пяти. Дальнейшее увеличение количества диапазонов не дает ощутимого выигрыша в точности измерений;

3) полученные оптимальные ряды диапазонов измерения неудобны в конструктивном отношении. Вместо них целесообразно использовать более удобные квазиоптимальные ряды, которые по точности измерений незначительно уступают оптимальным;

4) при эксплуатации на речной гидрологической сети уровнемеров с предложенными квазиоптимальными рядами диапазонов

предельная приведенная погрешность измерений уровня будет в среднем в 1,3—1,5 раза больше класса точности уровнемеров.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быков В. Д., Васильев А. В. Гидрометрия.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 448 с.
2. ГОСТ 12997—76. Государственная система промышленных приборов и средств автоматизации. Общие технические требования. Методы испытаний.— М.: Издательство стандартов, 1978.— 16 с.
3. ГОСТ 13600—68. Средства измерений. Классы точности. Общие требования.— М.: Издательство стандартов, 1974.— 10 с.
4. Каталог отметок наивысших уровней воды рек и озер СССР.— Л.: Гидрометеиздат, 1970.— 147 с.
5. Корн Г., Корн Т. Справочник по математике для научных работников и инженеров.— М.: Наука, 1973.— 831 с.
6. Певзнер Г. С. и др. Принципы построения параметрических рядов агрегатных средств.— М.: ИКА, 1981, № 1, с. 3.

*Н. Ф. Рудченко (ГГИ)*

### **ВЛИЯНИЕ УРОВЕННОГО РЕЖИМА И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ НА ФИЛЬТРАЦИОННЫЕ ПОТЕРИ ИЗ ВОДОХРАНИЛИЩ**

При создании водохранилищ проектировщикам необходимо знать, как изменяется подпор подземных вод для различных периодов времени после устройства водохранилища, а также фильтрационные потери на насыщение берегов, которые необходимо учитывать при составлении уравнения водного баланса водохранилищ.

Существующие методы расчетов фильтрационного расхода и объема воды, потерянной на насыщение берегов, встречающиеся в литературе, представляют собой математическое описание этих процессов применительно к схематизированным гидрогеологическим параметрам, что значительно затрудняет область их применения [1—4].

Целью данной работы является изучение процесса изменения фильтрационных потерь на длительный период времени с учетом влияния различных гидрогеологических условий: уклона уровней грунтовых вод; фильтрационного сопротивления ложа водохранилища; различных уровенных режимов, включая сезонную цикличность работы водохранилища; гидрогеологических параметров.

Эта работа является продолжением исследований по изучению фильтрационных потерь, предварительные результаты которой были доложены на предыдущей конференции [5].

Основным методом для выполнения поставленной задачи был использован метод электроаналогового моделирования. Решение проводилось по линеаризованным схемам плановой геофильтрации применительно к условиям однородного полуограниченного потока. В основу решения задачи было принято уравнение неустановившейся фильтрации Буссинеска. При решении использовался РС-метод [6]. Изучение влияния различных гидрогеологических факторов на фильтрационные потери производилось на новом моделирующем устройстве ЭЛИН—ГГИ/80, разработанном в Отделе подземного стока. Это позволило при полной автоматизации процесса получать информацию об изменении фильтрационных

потерь в виде непрерывных графических зависимостей, которые позволяют дать количественную оценку происходящего процесса.

В качестве объекта исследований были выбраны типовые схемы изменения уровня режима и гидрогеологических параметров, полученные по натурным данным для ряда действующих водохранилищ. Основным показателем при выборе гидрогеологических параметров был принят коэффициент уровнепроводности  $a$  м<sup>2</sup>/сут, значение которого характеризует скорость изменения уровня грунтовых вод. Все дальнейшие исследования по изучению фильтрационных потерь и расчет схем геофильтрации выполнялись при условии постоянства значений коэффициента уровнепроводности  $a$ . Диапазон изменения этого параметра от 500 до 8000 м<sup>2</sup>/сут.

Влияние уровня режима водохранилищ на величину фильтрационных потерь было рассмотрено для различных продолжительностей наполнения чаши водоема  $T$  до отметок НПУ в диапазоне от мгновенного до пяти лет, а также с учетом четырех типов сезонной цикличности работы водохранилищ: I тип УРВ — период сработки длится 10 месяцев, период наполнения 2 месяца; II тип УРВ — период сработки 6 месяцев, период наполнения 2 месяца; III тип УРВ — период сработки 2 месяца, период наполнения 2 месяца; IV тип УРВ — постоянное положение уровня воды в водохранилище на отметках НПУ. Общий подъем уровня до отметок НПУ составляет 10 м. Амплитуда колебания уровня воды в водохранилище была принята равной 40 %. Изменение уровня режима реализовалось при моделировании переменными во времени граничными условиями первого рода.

На первом этапе исследований был рассмотрен вопрос о влиянии уклона грунтовых вод на фильтрационные потери. В качестве примера был выбран участок геофильтрации со значением коэффициента уровнепроводности  $a = 2000$  м<sup>2</sup>/сут, наполнение чаши водоема до отметок НПУ рассматривалось для случая  $T = 1$  год и  $T = 5$  лет.

Изменение уклона уровней грунтовых вод осуществлялось путем изменения общего инфильтрационного питания. Были рассмотрены три варианта изменения уклона грунтовых вод:  $I = 0,0004$ ;  $I = 0,0008$  и  $I = 0,0012$ . Анализ графиков, полученных в результате моделирования, показал, что изменение фильтрационных потерь обратно пропорционально изменению уклона уровней грунтовых вод. Это объясняется тем, что с увеличением уровня воды в водохранилище до отметок НПУ разность градиентов между речными и грунтовыми водами растет. Образуется депрессионная воронка, которая частично заполняется водой из водохранилища, фильтрующей в берега, и частично грунтовыми водами. До тех пор, пока существует депрессионная воронка, будет происходить фильтрация в берега. После заполнения депрессионной воронки фильтрационные потери из водохранилища прекращаются и восстанавливается питание реки грунтовыми водами. Чем выше уровень грунтовых вод, тем меньшее количество воды из водохранилища уходит на фильтрацию в берега, со снижением уровня грунтовых

вод, который характеризуется уклоном, потери на насыщение берегов возрастают.

Затем решалась задача по оценке фильтрационных потерь из водохранилищ для случая, когда при одинаковом режиме уровня воды в водохранилище и инфильтрационном питании, изменялся коэффициент уровнепроводности.

Полученные графики изменения фильтрационного расхода и объема воды, потерянной на насыщение берегов, показали, что с увеличением уровнепроводности, которая обеспечивает улучшение условий скорости изменения уровней грунтовых вод, происходит увеличение фильтрационных потерь; значения последних прямо пропорциональны изменению уровнепроводности грунтов.

Одним из факторов, влияющих на фильтрационные потери и которым обычно пренебрегают, является фильтрационное сопротивление ложа водохранилища. Оно учитывает деформацию грунтового потока вблизи водохранилища, а также кольматацию русла водохранилища и представляет собой дополнительное сопротивление, которое оказывает влияние на изменение фильтрационных потерь из водохранилищ. При моделировании эта величина изменялась в диапазоне  $\Delta L = 0 \div 2400$  м. Результат моделирования показал, что с увеличением фильтрационного сопротивления ложа водохранилища фильтрационные потери уменьшаются. Так, например, для условий, когда  $T = 1$  год,  $a = 2000$  м<sup>2</sup>/сут, на период эксплуатации водохранилища  $t = 10$  лет первоначальный объем воды при  $\Delta L = 0$  уменьшится на 700 м<sup>3</sup> для значения  $\Delta L = 2400$  м.

Одним из наиболее важных является вопрос о влиянии уровня режима и гидрогеологических параметров как на развитие подпора в зонах, прилегающих к водохранилищу, так и на изменение фильтрационных потерь. Исследование проводилось для всех указанных ранее значений коэффициента уровнепроводности  $a$  и различных режимов уровней в водохранилище.

На рис. 1 показано, как происходит изменение фильтрационных потерь при наполнении водохранилища до отметок НПУ = 10 м за период  $T = 1$  год и  $T = 5$  лет. Для сравнения рассмотрены графики для значений уровнепроводности 2000 и 8000 м<sup>2</sup>/сут. Инфильтрационное питание  $W$  обеспечивает отметку уровня грунтовых вод на водоразделе  $H = 20$  м.

Из приведенных графиков видно, как с увеличением периода наполнения происходит уменьшение фильтрационных потерь из водохранилища. Чем больше этот период, тем разница в градиентах между уровнем речных и грунтовых вод меньше. Уровень грунтовых вод как бы успевает подниматься вместе с изменением уровня воды в водохранилище. Скорость поднятия уровня грунтовых вод зависит от коэффициента уровнепроводности  $a$ . С уменьшением уровнепроводности пропускная способность грунтов ухудшается, заполнение депрессионной воронки происходит медленнее, что влечет за собой увеличение фильтрационных потерь.

Увеличение уровнепроводности, как видно из рис. 1  $a$ , в первые годы эксплуатации приводит к значительным потерям воды из

водохранилища. Затем происходит постепенное их уменьшение и после десятилетнего периода работы водохранилища потери прекращаются, происходит питание водохранилища грунтовым потоком. Период, когда восстановится питание грунтовым потоком для меньших значений уровневпроводности, будет увеличиваться.

Заключительным этапом работы явилось изучение изменения фильтрационных потерь от различных типов уровня режима для различных значений коэффициента уровневпроводности  $a$ . В результате анализа полученных расчетных графиков (рис. 2) было выявлено, что наименьшие потери происходят при I типе

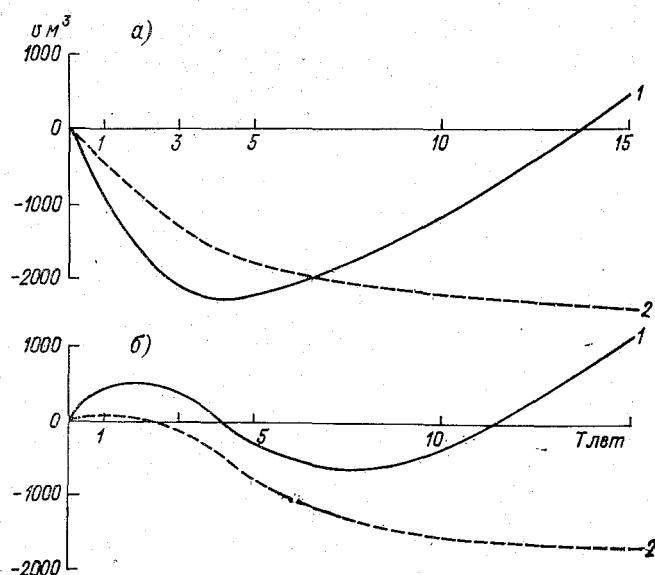


Рис. 1. Влияние периодов наполнения водохранилищ на фильтрационные потери.

а)  $T=1$  год, б)  $T=5$  лет. 1)  $a=8000$  м²/сут, 2)  $a=2000$  м²/сут.

УРВ, затем при II, III и максимальные при IV типе УРВ. Чем меньше период стояния уровня водохранилища на отметках НПУ, тем меньшими будут фильтрационные потери.

Обработка серии графиков, пример которых показан на рис. 2, позволил получить универсальные графики (рис. 3), учитывающие основные факторы, влияющие на фильтрационные потери из водохранилищ. Построены они в процентном отношении от наихудших условий, когда величина фильтрационных потерь может быть принята за 100 %.

Наличие таких графиков позволяет на предварительной стадии проектирования водохранилищ оценить степень влияния уровня режима и гидрогеологических параметров на величину фильтрационных потерь, что дает возможность учесть их при выборе оптимальных режимов работы водохранилищ.

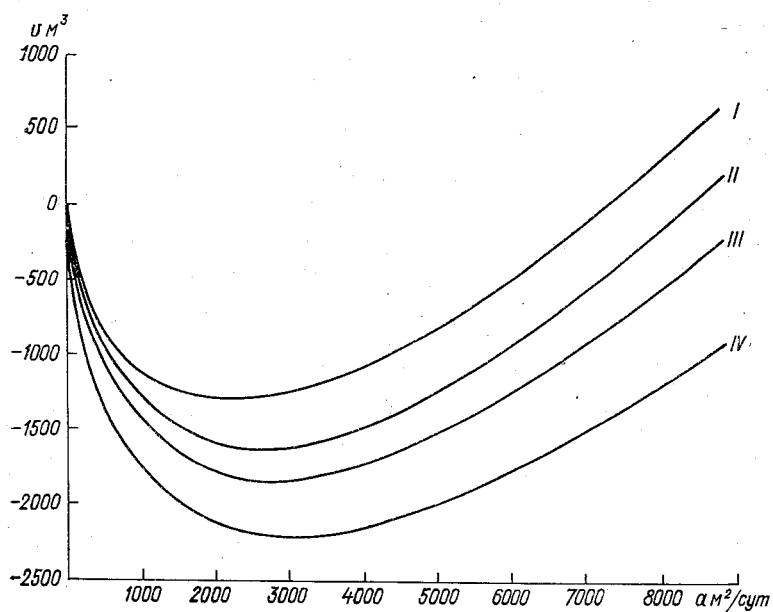


Рис. 2. Влияние различных типов УРВ водохранилищ (I—IV) на фильтрационные потери.

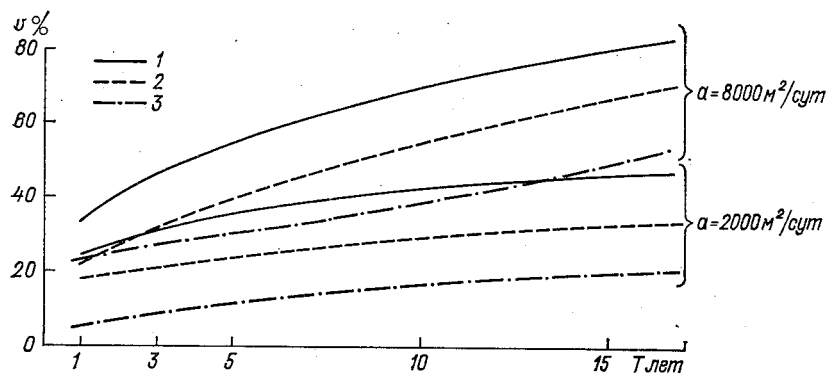


Рис. 3. Учет влияния гидрогеологических параметров и типов УРВ на фильтрационные потери из водохранилищ.

1 — I тип УРВ, 2 — II тип УРВ, 3 — III тип УРВ.

Проведенный в работе анализ фильтрационных расходов и объемов воды, поступающих на насыщение берегов водохранилищ, позволил выявить степень влияния различных факторов на этот процесс, недоучет которых может привести к существенным погрешностям при расчетах руслового водного баланса.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Климентов П. П., Пыхачев Г. Б. Динамика подземных вод.— М.: Гостортехиздат, 1961.— 506 с.
2. Веригин Н. Н. Движение грунтовых вод вблизи водохранилищ и методика расчета подпора и потерь на фильтрацию.— Труды ВОДГЕО, 1952, с. 253—272.
3. Васильев С. В., Веригин Н. Н., Глейзер Б. А. и др. Методы фильтрационных расчетов гидромелиоративных систем.— М.: Колос, 1970.— 156 с.
4. Веригин Н. Н., Брага П. А. Методы расчетов подпора грунтовых вод, подтопления земель и потерь воды на фильтрацию на трассах перераспределения стока.— Водные ресурсы, 1980, № 2, с. 20—34.
5. Рудченко Н. Ф. Оценка влияния водохранилищ на режим подземных вод и фильтрацию в берега методом электро моделирования.— В кн.: Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов. Л., 1980, с. 25—31.
6. Жернов И. Е., Павловец И. Н. Моделирование фильтрационных процессов.— Киев: Высшая школа, 1976.— 192 с.

М. Б. Рябова (ГГИ)

### УЧЕТ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПОРОД ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПОДЗЕМНОГО ПРИТОКА В РЕКИ

Одним из основных путей движения подземных вод в трещиноватых породах являются тектонические разломы, формирующие трещиноватые зоны. Учет фильтрационных свойств и пространственного расположения таких зон позволяет уточнить региональную оценку ресурсов подземных вод и дать рекомендации для их рационального использования. Цель настоящей работы состоит в оценке влияния трещиноватых зон на формирование подземного притока в реки для обоснования проекта водозаборов.

Для решения поставленной задачи был выбран метод аналогового электро моделирования плановой геофильтрации в условиях установившегося режима подземного потока.

Исследования проводились на электроаналоговой модели типизированного бассейна подземного стока, характерного для южного склона Ижорского плато (рис. 1).

Верхней и боковыми границами этого бассейна являются водоразделы, нижняя граница принята по контакту с перекрывающими породами, под которые погружается рассматриваемый водоносный горизонт. Общий поток подземных вод в бассейне можно разделить на две основные составляющие: 1) часть потока, дренируемая рекой ( $Q_p$ ), которая может быть рассчитана по гидрометрической информации и 2) недренируемая часть потока, уходящая за пределы бассейна, определяемая методом электро моделирования ( $Q_{нд}$ ).

Среднее значение водопроницаемости  $Km$  для исследуемого бассейна было принято в соответствии с моделью области геофильтрации Ижорского плато, созданной в отделе подземного стока ГГИ [1].

Отметки уровня подземных вод на водоразделе были достигнуты при подаче инфильтрационного питания, равномерно распределенного по территории бассейна.

В условиях, когда для бассейна принята однородная средняя водопроницаемость, данные моделирования показали, что непосред-

ственно в речное русло в этом случае поступает только около 30 % подземного притока, определенного по гидрометрическим данным. Поступление основной части расхода подземного притока в русло может быть обеспечено при наличии в бассейне зон повышенной водопроводимости.

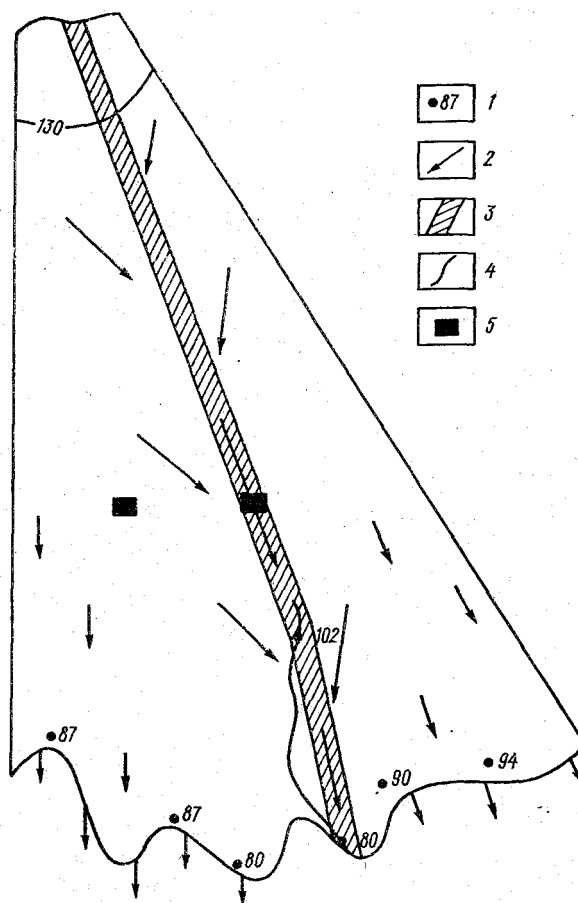


Рис. 1. Схематизированный бассейн подземного стока.

1 — отметки выходов родников, 2 — направления движения подземного потока, 3 — трещиноватая зона, 4 — река, 5 — водозаборы.

Для проверки этого предположения при моделировании была задана зона повышенной водопроводимости, имитирующая трещиноватую зону. Для воспроизведения на модели этой зоны была принята схема Баренблата и Желткова, которые предложили рассматривать трещиноватую среду как непрерывную сложную среду, состоящую в свою очередь из двух сред, вложенных одна в другую [2].

Разница отметок на водоразделе и в области разгрузки поддерживалась постоянной за счет увеличения инфильтрационного питания.

Анализ гидродинамических условий бассейна показал, что наиболее вероятно расположение трещиноватой зоны от водораздела к руслу реки. Первоначально на модели была воспроизведена зона шириной в 1 км. Водопроницаемость зоны отличалась от средней по бассейну в два раза. В бассейне произошло некоторое, но незначительное, перераспределение стока. При дальнейшем увеличении водопроницаемости трещиноватой зоны доля подземного стока, дренируемого рекой, стала увеличиваться.

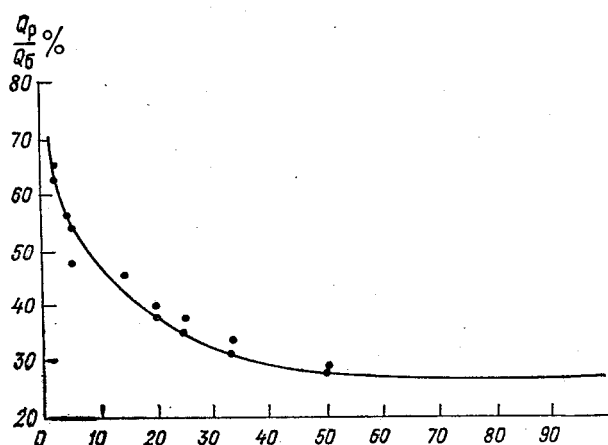


Рис. 2. Соотношение подземного притока в реку и общего подземного стока при различном соотношении  $\frac{Km_{cp}}{Km_3}$ .

В результате серии экспериментов был построен график зависимости доли речного стока в общем стоке бассейна ( $Q_p/Q_b$ ) от соотношения средней водопроницаемости бассейна и водопроницаемости трещиноватой зоны ( $\frac{Km_{cp}}{Km_3}$ ) (рис. 2). При этом установлено, что при увеличении водопроницаемости зоны примерно в 10 раз по сравнению со средней изменение ширины зоны в пределах полукилометра существенного влияния на долю дренируемой части стока не оказывает.

Полученный график зависимости доли речного стока в общем стоке бассейна от соотношения водопроницаемостей фона и трещиноватой зоны позволяет при наличии данных о подземном стоке реки и проценте рассредоточенного стока бассейна не только установить существование трещиноватой зоны, но и приблизительно оценить ее фильтрационные свойства.

С другой стороны, при наличии данных о средней водопроницаемости бассейна и фильтрационных параметрах трещиноватой зоны

можно судить о доле речного стока в общем стоке бассейна и о величине рассредоточенного вдоль границы подземного потока.

Особую важность представляет собой учет пространственного расположения трещиноватых зон при хозяйственном использовании подземных вод, в частности, при проектировании водозаборов.

Метод аналогового электро моделирования позволил проанализировать степень влияния водозаборов на подземный приток в реку и на положение уровня подземных вод в пределах подземного водосбора в зависимости от расположения водозабора по отношению к трещиноватой зоне.

Результаты моделирования показали, что при величине водозабора, составляющей 10—15 % общего стока бассейна расположение водозабора по отношению к трещиноватой зоне существенной роли не играет. Подземный приток реки уменьшается на 10—11 % независимо от расположения водозабора, воронка депрессии распространяется несколько шире при водозаборе, размещенном вне трещиноватой зоны, но существенного изменения в структуру подземного потока не вносит.

В случае когда величина водозабора составляет порядка 80 % общего стока бассейна, учет трещиноватой зоны играет существенную роль. При одинаковой производительности водозабора размещение его в трещиноватой зоне снижает подземный приток реки на 60 %. Тот же водозабор, расположенный вне этой зоны снижает подземный приток реки на 50 %, но при этом распространение воронки депрессии охватывает значительно большую территорию бассейна и практически полностью перехватывает не дренируемую часть подземного потока.

Полученные данные указывают на необходимость учета трещиноватых зон при проектировании водозаборов большой мощности.

Исследования, проведенные в настоящей работе, будут продолжены и применены при решении прогнозных задач, связанных с водохозяйственной деятельностью на территории Ижорского плато.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аналоговое электро моделирование при изучении стока карстовых вод (Ижорское плато)/Е. Л. Грейсер, С. В. Завилейский, Г. П. Колесов, О. В. Попов.— Труды ГГИ, 1982, вып. 286.
2. Баренблатт Г. И., Желтов Ю. П. Об основных уравнениях фильтрации однородных жидкостей в трещиноватых породах.— Докл. АН СССР, 1960, т. 132, № 3, с. 545—548.

*И. А. Фурашова (ГГИ)*

### **РАСЧЕТ ВОДОПРОВОДИМОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ДАННЫХ О РОДНИКОВОМ СТОКЕ**

В отделе подземного стока ГГИ проводятся работы по оценке естественных ресурсов подземных вод Ижорского плато и прогнозу влияния работы крупных водозаборов подземных вод на подземное питание рек этой территории методом электро моделирования. Для построения электроаналоговой модели Ижорского плато проводился сбор и анализ гидрогеологического материала и расчет фильтрационных параметров водоносного горизонта.

Целью настоящего исследования является расчет параметров ордовикского водоносного горизонта на Ижорском плато с использованием данных о родниковом стоке.

Ижорское плато расположено в западной части Ленинградской области, площадь его составляет около 3000 км<sup>2</sup>. Плато сложено ордовикскими известняками, закарстованными и трещиноватыми, содержащими безнапорный водоносный горизонт. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Разгрузка подземных вод происходит по периферийной части плато в виде родников, дающих начало многочисленным рекам.

На территории Ижорского плато с 1951 г. ведутся наблюдения за уровнем воды в скважинах и дебитам родников.

В отделе подземного стока было проведено определение характеристик родникового стока (минимальных зимних 30-дневных многолетних расходов воды). Аналогичные характеристики были получены и для уровней воды в скважинах.

Большая неоднородность рассматриваемого водоносного горизонта как в плане, так и в разрезе требует при подготовке материалов к моделированию получения обобщенных фильтрационных характеристик, согласованных с величиной потока подземных вод.

Такие характеристики были получены при использовании в гидрогеологических расчетах гидрологической информации. Необходимость таких расчетов была вызвана тем, что имеющиеся данные о водопроводимости Ижорского плато не могут быть использованы для построения электроаналоговой модели геофильтрации,

поскольку при этих значениях водопроницаемости водоносный горизонт не может пропустить тот расход, который фиксируется при разгрузке подземных вод в виде родников.

Территория Ижорского плато была районирована по интенсивности инфильтрационного питания. Расчет фильтрационного питания производился по скорости снижения уровня за 30-дневный минимальный зимний период (февраль, март).

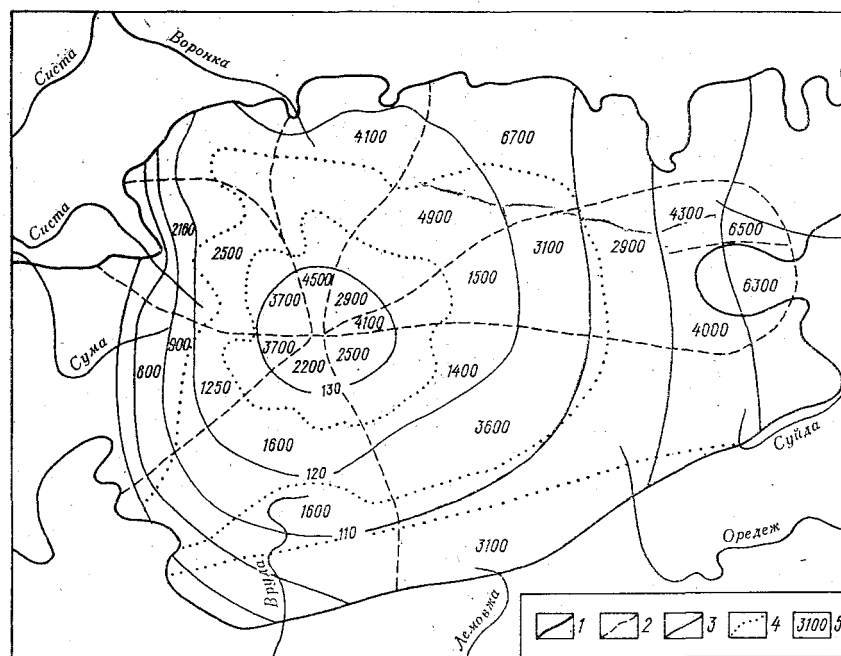


Схема распределения водопроницаемости ордовикского водоносного горизонта на Ижорском плато.

1 — граница Ижорского плато, 2 — контур бассейнов подземного стока, 3 — гидроизо-гипсы, 4 — контур зон с различной интенсивностью сработки уровней подземных вод, 5 — водопроницаемость, м²/сут.

Были определены средние за многолетний период коэффициенты снижения уровня ( $\alpha$ ), которые представляют отношение величины снижения уровня воды к периоду снижения. По этим данным с учетом гидрогеологического строения были выделены три зоны. Для каждой из них определено среднее значение снижения уровня  $\Delta H$ . На основании анализа имеющихся гидрогеологических данных были выбраны также коэффициенты водоотдачи ( $\mu$ ).

Первая зона выделяется как закарстованная область с повышенной пористостью и небольшой скоростью спада (см. рисунок). В гидрогеологическом отношении она совпадает с областью распространения активного карста. Вторая зона рассматривается как

область с пониженной пористостью и с большей скоростью спада уровня. Третья характеризуется относительно пониженной скоростью снижения уровня воды в скважинах.

В крайней — южной части Ижорского плато выделяется зона с еще более низкой скоростью снижения уровня, но это уже область, где подземные воды приобретают некоторый напор в результате погружения водоносных ордовикских известняков под девонские отложения.

На Ижорском плато по карте гидроизогипс с учетом особенностей геологического строения и гидрогеологических условий были выделены границы подземных водосборов основных речных бассейнов. В пределах выделенных водосборов определялись значения водопроводимости пород с использованием данных о родниковом стоке. Задача решалась для установившегося режима фильтрации для средних минимальных зимних уровней воды и средних расходов воды в родниках.

Для определения гидрогеологических параметров в отделе подземного стока выведены зависимости:

для участка между водоразделом и выбранным сечением —

$$km = \frac{Wx^2}{2\Delta H}, \quad (1)$$

и между двумя сечениями —

$$km = \frac{x(2Q - WxB)}{2\Delta HB}, \quad (2)$$

где  $x$  — длина потока,  $B$  — ширина потока,  $\Delta H$  — изменения уровня,  $W$  — инфильтрация,  $Q$  — расход, поступающий из верхнего сечения.

Инфильтрационное питание  $W$  определялось в соответствии с родниковым стоком бассейна, при этом для первой и второй зоны инфильтрационное питание задавалось, исходя из снижения уровня за 30-дневный минимальный зимний период и принятого коэффициента водоотдачи.

Для третьей зоны, опоясывающей Ижорское плато по периферии, инфильтрационное питание внутри бассейнов определялось как разность между расходом родникового стока и расходом инфильтрационного питания первой и второй зоны. Таким образом, в сумме инфильтрационное питание  $W$  всех трех зон дает нам величину родникового стока.

Следует пояснить, что под инфильтрационным питанием в данном случае понимается не восполнение запасов подземных вод за счет проникновения атмосферных осадков, а то количество воды, которое должно поступать на поверхность водоносного горизонта, чтобы сохранялся 30-дневный минимальный зимний уровень.

По указанным зависимостям была определена водопроводимость ордовикского водоносного горизонта для отдельных его участков.

Результаты определения водопроводимости показаны на рисунке. Анализ полученных результатов показывает, что водопроводимость ордовикского водоносного горизонта изменяется от 800 до 6700 м<sup>2</sup>/сут. Распределение полученных величин по территории плато не равномерное, но выделяются площади с высокими значениями водопроводимости в бассейнах рек Шингарки, Черной, Стрелки, Ижоры и участки с относительно низкими значениями водопроводимости в бассейне рек Сумы и Солки. Объясняется это особенностями геологического строения и гидрогеологическими условиями территории.

Уточненные таким образом водопроводимость и водоотдача ордовикского водоносного горизонта были использованы при расчете электроаналоговой модели геофильтрации.

В. И. Замышляев (ГГИ)

### АНАЛИТИЧЕСКИЙ ВЫВОД НЕКОТОРЫХ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ ЗАВИСИМОСТЕЙ

Целью настоящей работы является установление имеющих важное значение при изучении и прогнозировании плановых деформаций свободно меандрирующих рек морфометрических зависимостей между различными измерителями излучин, такими как шаг  $\lambda$  и длина  $S$  излучины, степень развитости (извилистость)  $S/\lambda$ , стрела излучины  $y_m$ , угол разворота  $\alpha$ , угловая скорость разворота излучины  $\frac{d\alpha}{dt}$  и т. д., причем эти величины понимаются так, как они определены в работе Н. Е. Кондратьева [3]. Эти зависимости выводятся аналитически из анализа уравнения плановой деформации русла, в чем состоит их отличие от аналогичных зависимостей, полученных ранее другими авторами, главным образом эмпирическим путем. Заметим, что некоторые исследователи пытались решить более общую задачу — аналитически описать геометрическую форму излучин. Не останавливаясь на всех таких попытках, отметим, что из-за сложности форм большинства излучин наиболее удачными следует признать подходы, в которых в качестве независимой линейной переменной использовалась не декартова, а натуральная координата, т. е. длина дуги излучины  $s$  от ее начала, отнесенная к полной длине излучины  $S$ . Такой прием применил, например, Н. Е. Кондратьев [3], описавший форму осевой линии излучины следующим уравнением:

$$\frac{1}{\rho} = -\frac{a}{S} \sin \pi \frac{s}{S} - \frac{b}{S} \sin 3\pi \frac{s}{S}, \quad (1)$$

где  $\rho$  — радиус кривизны в точке  $s$ ;  $a$  и  $b$  — некоторые параметры, которые автор предлагал определить методом подбора, используя данные о шести измерителях излучины. Между тем, используя значение лишь четырех измерителей, можно точно проинтегрировать уравнение (1)

$$\Theta = \frac{\alpha_1 - \alpha_2}{2} + \frac{\alpha_1 + \alpha_2}{2} \left( \cos \pi \frac{s}{S} - \frac{\sin 2\pi \frac{s}{S} \sin \pi \frac{s}{S}}{14 - 18 \cos^2 \frac{s_*}{S}} \right), \quad (2)$$

где  $\Theta$  — угол, образуемый касательной  $\tau$  к осевой линии с осью  $x$  (рис. 1);  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$  — углы входа и выхода;  $s_*$  — точка, в которой излучина имеет максимальную кривизну.

В. Лангбейн и Л. Леопольд [5], используя некоторые вариационные принципы, нашли, что форма меандров аппроксимируется синусоидально-порожденной кривой, уравнение которой

$$\Theta = \omega \sin 2\pi \frac{s}{M}, \quad (3)$$

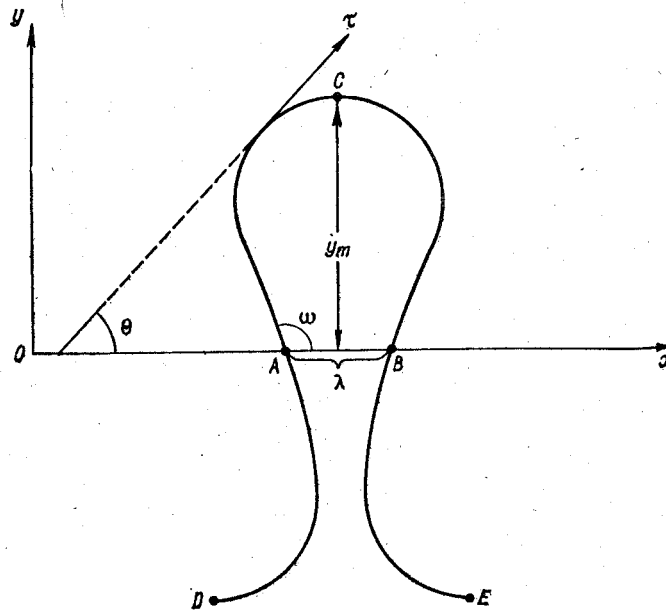


Рис. 1. Схема речного меандра.

где  $M$  — длина меандра (от точки  $D$  до точки  $E$  на рис. 1),  $\omega$  — максимальное значение угла  $\Theta$ , достигаемое, как видно, из уравнения (3), в точке  $s/M = 1/4$ .

Заметим, что при описании формы одной излучины, т. е. участка русла между двумя смежными точками перегиба (на рис. 1 кривой от точки  $A$  до точки  $B$ ), удобнее вместо (3) использовать уравнение

$$\Theta = \omega \cos \pi \frac{s}{S}. \quad (4)$$

В. Лангбейн и Л. Леопольд нашли приближенное соотношение между углом  $\omega$ , который имеет смысл угла входа излучины, и извилистостью  $S/\lambda$ :

$$S/\lambda = \frac{4,84}{4,84 - \omega^2}, \quad (5)$$

откуда

$$\omega = 2,2 \sqrt{\frac{S/\lambda - 1}{S/\lambda}}. \quad (6)$$

Между тем, можно получить точную связь между  $S/\lambda$  и  $\omega$ . Действительно

$$\lambda = \int_{AB} dx = \int_0^S \cos \Theta ds = \frac{2S}{\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \cos (\omega \cos \xi) d\xi.$$

Как известно, интеграл

$$\frac{2}{\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \cos (\omega \cos \xi) d\xi$$

определяет функцию Бесселя первого рода нулевого порядка  $I_0(\omega)$ . Таким образом, имеем

$$S/\lambda = \frac{1}{I_0(\omega)}. \quad (7)$$

Аналогичным образом получаем выражение для стрелы излучины:

$$y_m = \int_{AC} dy = \int_0^{S/2} \sin \Theta ds = \frac{S}{\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \sin (\omega \cos \xi) d\xi.$$

Последний интеграл определяет функцию Струве  $H_0(\omega)$ , т. е.

$$\frac{y_m}{S} = \frac{H_0(\omega)}{2}. \quad (8)$$

Из равенств (7) и (8) следует

$$\frac{y_m}{\lambda} = \frac{H_0(\omega)}{2I_0(\omega)}. \quad (9)$$

Автором в работе [2] было выведено уравнение плановой деформации осевой линии русла

$$\Theta_T + \left[ V^2 \int_0^s \Theta_s^2 ds + \mu V \Theta + f(T) \right] \Theta_s = -V^2 \Theta_{ss}, \quad (10)$$

где  $\mu$  — постоянная, связанная с действием кориолисовой силы;  $f(T)$  — функция, определяемая видом граничных условий, нижний индекс  $s$  означает дифференцирование по безразмерной натуральной координате  $s$ , а индекс  $T$  — дифференцирование по безразмерному времени  $T$ , связанному с реальным временем  $t$  формулой

$$T = \varepsilon \frac{V^2}{\lambda^2} t; \quad (11)$$

здесь  $V$  — средняя по сечению скорость потока,  $\varepsilon$  — эмпирический коэффициент, выражающий податливость берега размыву. Действием кориолисовой силы ввиду ее малости в большинстве случаев можно пренебречь. Тогда после выбора соответствующих граничных условий уравнение (10) сводится к виду

$$\Theta_T + V^2 \Theta_s \int_0^s \Theta_s^2 ds = -V^2 \Theta_{ss}. \quad (12)$$

Можно показать, что хорошим приближением к решению уравнения (12) является функция

$$\Theta(s, T) = \omega(T) \cos \pi \frac{s}{S(T)}, \quad (13)$$

причем  $\omega$  и  $S$  определяются следующими обыкновенными дифференциальными уравнениями:

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{d\omega}{dT} &= \pi^2 \frac{\omega}{(S/\lambda)^2}; \\ \frac{d(S/\lambda)}{dT} &= \pi^2 \frac{\omega^2}{2(S/\lambda)^2}. \end{aligned} \right. \quad (14)$$

$$\left\{ \begin{aligned} \frac{d\omega}{dT} &= \pi^2 \frac{\omega}{(S/\lambda)^2}; \\ \frac{d(S/\lambda)}{dT} &= \pi^2 \frac{\omega^2}{2(S/\lambda)^2}. \end{aligned} \right. \quad (15)$$

Отметим, что и сумма

$$\Theta = \frac{\omega_0}{2} + \sum_{n=1}^m \omega_n \cos \frac{\pi n}{S} s. \quad (16)$$

также будет являться приближенным решением уравнения (12). Коэффициенты  $\omega_n$  могут быть найдены как коэффициенты косинус-разложения в ряд Фурье функции  $\Theta_0$ , определяемой формой излу-чины в начальный момент времени. В этом контексте уравнение (4) и (2) можно рассматривать как разложение, содержащее одну и две гармоники соответственно.

Из уравнений (14) и (15) следует, что

$$S/\lambda = \exp \left[ \left( \frac{\omega}{2} \right)^2 \right] \quad (17)$$

или

$$\omega = 2 \sqrt{\ln(S/\lambda)}. \quad (18)$$

На рис. 2 показаны графики функций  $S/\lambda = f(\alpha)$ , рассчитанные по формулам (5), (7) и (17), где  $\alpha$  — угол разворота излу-чины. Поскольку уравнение (4) описывает симметричные излу-чины, то  $\alpha = 2\omega$ . Как видно, имеется хорошее совпадение теоретической за-висимости (17), которая может быть переписана в виде

$$S/\lambda = \exp \left[ \left( \frac{\alpha}{4} \right)^2 \right], \quad (19)$$

с натуральными данными, полученными И. В. Поповым [4] и М. М. Гендельманом [1].

На рис. 3 представлен график зависимости (8) вместе с опытными точками М. М. Гендельмана [1].

В правую часть уравнения (14) входят как  $\omega$ , так и  $S/\lambda$ . Используя приведенные выше зависимости между  $\omega$  и  $S/\lambda$ , найдем выражение для  $\frac{d\omega}{dT}$  (или  $\frac{d\alpha}{dT}$ ) либо в функции от  $\omega$  (или  $\alpha$ ), либо в функции от  $S/\lambda$ :

для аппроксимации (5) Лангбейна и Леопольда —

$$\frac{d\alpha}{dT} = \pi^2 \frac{\alpha (19,36 - \alpha^2)^2}{375}, \quad (20)$$

для точного соотношения (7) —

$$\frac{d\alpha}{dT} = \pi^2 \alpha \left[ I_0 \left( \frac{\alpha}{2} \right) \right]^2, \quad (21)$$

для связи (19), определяемой уравнением (12) —

$$\frac{d\alpha}{dT} = \pi^2 \frac{\alpha}{\exp \left( \frac{\alpha^2}{8} \right)}. \quad (22)$$

Приведенные на рис. 4 графики этих функций демонстрируют хорошее совпадение с семьюдесятьюдевятью натурными точками (для их расчета использовались данные, полученные М. М. Гендельманом в результате обработки совмещений планов р. Иртыша от истока до устья). Отметим также хорошее качественное совпадение этих графиков с аналогичным графиком, построенным Н. Е. Кондратьевым по натурным данным и приведенным в работе [3].

Подставив теперь в уравнение (14) формулы (6) и (18), соответственно получим:

$$\frac{d\alpha}{dT} = 4,4\pi^2 \frac{\sqrt{S/\lambda - 1}}{(S/\lambda)^{5/2}}; \quad (23)$$

$$\frac{d\alpha}{dT} = 4\pi^2 \frac{\sqrt{\ln(S/\lambda)}}{(S/\lambda)^2}. \quad (24)$$

Хотя из уравнения (7) не удастся выразить  $\omega$  как явную функцию от  $S/\lambda$ , тем не менее и для этой связи можно численно подсчитать  $\frac{d\alpha}{dT}$ . Эти три графика вместе с натурными точками (по данным М. М. Гендельмана) показаны на рис. 5. Так как  $T$  безразмерно, то и скорость разворота излучины  $\frac{d\alpha}{dT}$ , входящая в левые части вышеприведенных формул, является безразмерной величиной и связана с обычной скоростью  $\frac{d\alpha}{dt}$ , измеряемой в градусах в год, зависимостью

$$\frac{d\alpha}{dT} = \frac{\lambda^2}{\epsilon V^2} \frac{d\alpha}{dt}. \quad (25)$$

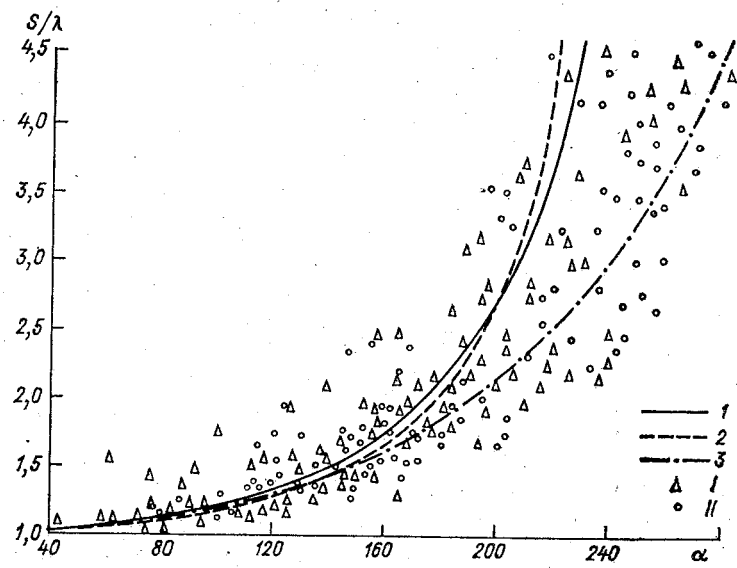


Рис. 2. Связь углов разворота излучин со степенью их развитости.  
1, 2, 3 — соответственно графики уравнений (7), (5) и (17). I — данные  
И. В. Попова, II — М. М. Гендельмана.

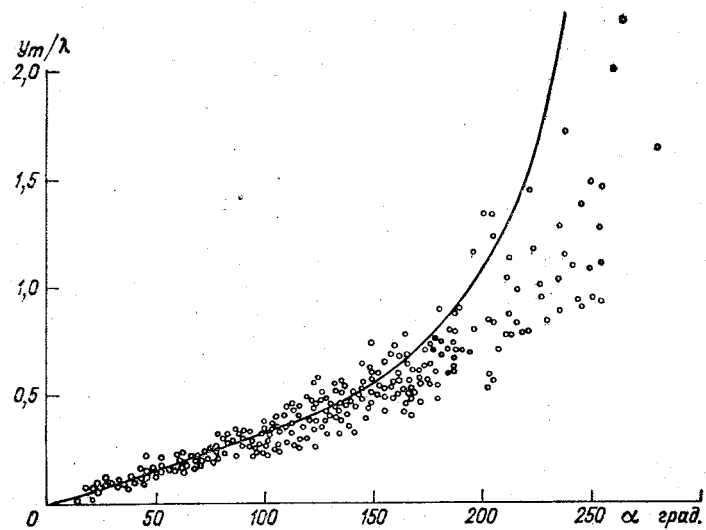


Рис. 3. Связь углов разворота со стрелами прогиба излучин.

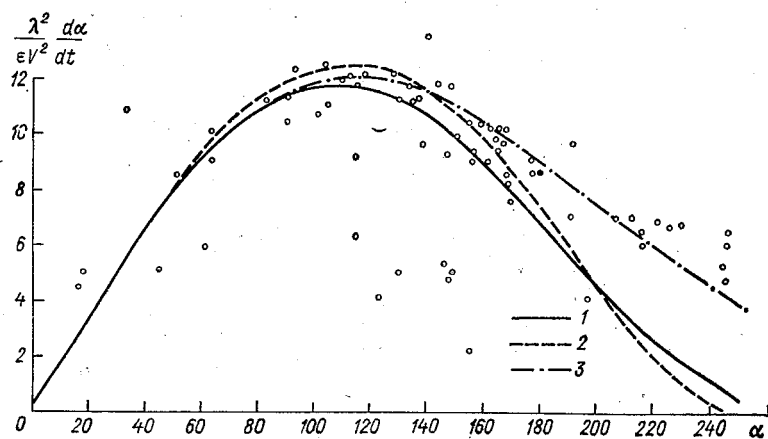


Рис. 4. Связь скорости разворота излучин с углами разворота.  
1, 2, 3 — соответственно графики уравнений (21), (20) и (22).

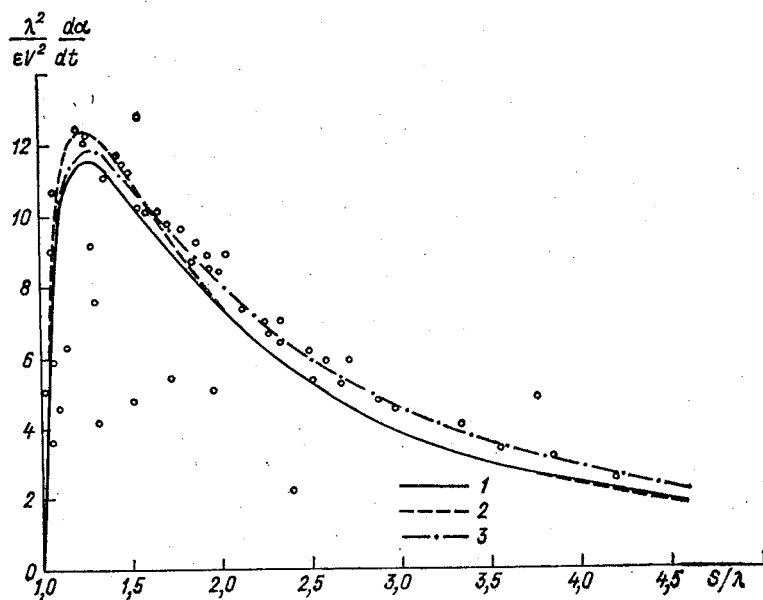


Рис. 5. Связь скорости разворота излучин со степенью их развитости.  
1, 2, 3 — соответственно графики, построенные по уравнениям (7), (23) и (24).

При расчете  $\frac{d\alpha}{dT}$  для всех семидесяти девяти натурных точек на графиках 4 и 5 было использовано значение  $\varepsilon = 4500$ , вычисленное обратным путем лишь для восьми иртышских излучин. Несмотря на это, рис. 5, как и рис. 4, демонстрирует хорошее совпадение теории с практикой. Несколько точек, которые лежат далеко от графика, как оказалось, соответствуют излучинам, развивавшимся не в свободных условиях (подошедшим к коренному берегу, террасе и т. п.) и для которых  $\varepsilon$  должно быть заведомо меньше. Графики, приведенные на рис. 5, демонстрируют также хорошее качественное совпадение с аналогичными графиками, построенными на натурном материале И. В. Половым [4].

Интегрируя любое из уравнений (20)–(21), можно получить зависимость между временем  $T$  и углом разворота  $\alpha$ . Так, например, время  $\Delta T$ , за которое угол разворота излучины изменится от  $\alpha_0$  до  $\alpha$ , из уравнения (20) определится как

$$\Delta T = \frac{1}{2\pi^2} \left\{ \frac{4,84(\alpha^2 - \alpha_0^2)}{(19,36 - \alpha_0^2)(19,36 - \alpha^2)} + \ln \left[ \left( \frac{\alpha}{\alpha_0} \right)^2 \frac{(19,36 - \alpha_0^2)}{(19,36 - \alpha^2)} \right] \right\}, \quad (26)$$

а из уравнения (22) как

$$\Delta T = \frac{1}{2\pi^2} \left[ 2 \ln \frac{\alpha}{\alpha_0} + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\alpha^{2n} - \alpha_0^{2n}}{8^n n! n} \right]. \quad (27)$$

Построив параметрические графики  $\Delta T = f(\alpha_0, \Delta\alpha)$  с параметром  $\Delta\alpha = \alpha - \alpha_0$ , нетрудно будет по ним решать и обратную задачу — находить то значение угла разворота  $\alpha$ , до которого за время  $\Delta T$  развернется излучина с начальным углом разворота  $\alpha_0$ .

Таким образом, теоретически получен набор морфометрических зависимостей, связывающих некоторые измерители излучин. Приведенные графики демонстрируют хорошее совпадение с натурой и, следовательно, можно рекомендовать эти зависимости для использования при расчете деформаций речных излучин.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гендельман М. М. О формах речных излучин. — Сб. работ по гидрологии, № 17, с. 197–207.
2. Замышляев В. И. Математическая модель плановых переформирований речного русла. — Труды ГГИ, 1982, вып. 288.
3. Кондратьев Н. Е. Гидроморфологические основы расчетов свободного меандрирования. — Труды ГГИ, 1968, вып. 155, с. 5–38.
4. Попов И. В. Деформации речных русел и гидротехническое строительство. — Л.: Гидрометеониздат, 1969. — 363 с.
5. Langbein W. B., Leopold L. B. River meanders — theory of minimum variance. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 422 — H, 1966. — 15 p.

В. И. Никора (ОГМИ)

### СТАТИСТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИКРОФОРМ РЕЧНОГО ДНА

Решение задачи о пропускной способности русла, а также определение количества транспортируемого потоком твердого материала невозможно без учета наличия на дне водотоков гряд. В данной работе приводится попытка выявления закономерностей строения и перемещения микроформ речного дна методами статистического анализа.

Поле песчаных волн, покрывающих дно рек и каналов, можно представить как случайное движущееся поле отметок дна  $Z(x, y, t)$ , где  $x, y$  — продольная и поперечная координаты,  $t$  — время. Ввиду трудности получения информации для статистического описания полноразмерного поля  $Z(x, y, t)$  в натуральных условиях ограничимся исследованием его линейного сечения  $Z(x)$ , представляющего с практической точки зрения значительный интерес. Продольный профиль дна  $Z(x)$  часто можно рассматривать как реализацию случайной функции, обладающей эргодичностью, что имеет место, например, при квазиустановившемся перемещении песчаных волн и равномерном движении воды. Это дает нам право применить в исследовании продольных профилей дна аппарат, разработанный для стационарных случайных функций.

Анализ батиграмм грядового дна, полученных для естественных рек, позволяет высказать предположение о том, что продольный профиль  $Z(x)$  может быть представлен как сумма некоррелированных периодической и случайной составляющих:

$$Z(x) = Z_1(x) + Z_2(x).$$

Периодическую составляющую  $Z_1(x)$  в общем случае можно выразить рядом Фурье

$$Z_1(x) = \sum_0^{\infty} Z_n \cos\left(\frac{2\pi n}{\lambda} x + \varphi_n\right).$$

Тогда корреляционная функция профиля  $Z(x)$  запишется в виде

$$R(\Delta x) = R_1(\Delta x) + R_2(\Delta x),$$

где

$$R_1(\Delta x) = \sum_0^{\infty} \sigma_n^2 \cos \frac{2\pi n}{\lambda} \Delta x, \quad \sigma_n^2 = \frac{Z_n^2}{2}.$$

Для непериодической случайной составляющей  $Z_2(x)$  значения  $R_2(\Delta x)$ , как правило, убывают с ростом  $\Delta x$  [3]:

$$\lim_{\Delta x \rightarrow \infty} R_2(\Delta x) = 0.$$

Поэтому при достаточно больших значениях  $\Delta x$  корреляционная функция  $R(\Delta x)$  должна принять вид периодического колебания с периодом, соответствующим периоду составляющей  $Z_1(x)$ . Наиболее простой формой  $Z_1(x)$  является гармоническое колебание с амплитудой  $Z_0$ , частотой  $\frac{2\pi}{\lambda_0}$  и начальной фазой  $\varphi_0$ .

$$Z_1(x) = Z_0 \cos\left(\frac{2\pi}{\lambda_0} x + \varphi_0\right).$$

Корреляционная функция этой гармоники имеет вид:

$$R_1(\Delta x) = \frac{Z_0^2}{2} \cos \frac{2\pi}{\lambda_0} \Delta x.$$

Величина  $Z_0$  представляет собой амплитуду колебаний отметок дна или половину высоты песчаной волны. Имея рассчитанную корреляционную функцию  $R(\Delta x)$  продольного профиля речного дна,  $Z_0$  можно определить по формуле:

$$Z_0 = \sqrt{2A},$$

где  $A$  — амплитуда колебаний корреляционной функции при достаточно больших  $\Delta x$ . При выполнении условия стационарности справедливо соотношение

$$D(\Delta x) = 2\sigma^2 - 2R(\Delta x),$$

связывающее корреляционную и структурную функции. При этом последняя определяется как осредненный квадрат разности отметок дна в двух точках в продольном направлении

$$D(\Delta x) = \overline{[Z(x + \Delta x) - Z(x)]^2}.$$

Важной характеристикой продольного профиля  $Z(x)$ , которую дает структурная функция, является величина  $\Delta x_0$ , соответствующая насыщению  $D(\Delta x)$  и характеризующая половину периода колебаний отметок дна.

Спектральная плотность профиля  $Z(x)$ , как суммы некоррелированных слагаемых  $Z_1(x)$  и  $Z_2(x)$ , определится уравнением

$$S(k) = S_1(k) + S_2(k);$$

здесь  $S_1(k)$  — спектральная плотность периодической составляющей  $Z_1(x)$ ,  $S_2(k)$  — спектральная плотность случайной составляющей  $Z_2(x)$ . Практически суммарный спектр  $S(k)$ , исходя из принятой модели продольного профиля грядового дна, должен представлять собой острые пики на некотором фоне, определяемом  $S_2(k)$ .

Для проверки предложенных выше соображений были рассчитаны корреляционные, структурные функции, спектральные плотности 43 продольных профилей дна, полученных в результате эхолотирования, для рек Риони, Цхенисцкали, Дуная и Турунчук.

Все исследуемые участки приблизительно прямолинейны на расстоянии 8—10 ширин потока и имеют корытообразную форму русла. Расчет параметра К. В. Гришанина [2] по формуле

$$M = \frac{H (gB)^{1/4}}{Q^{1/2}}$$

позволил отнести эти участки к «временно устойчивым». Измерение продольных профилей дна производилось эхолотом «ИРЭЛ». Полученные непрерывные записи рассматривались как реализация случайных функций, дискретизировались и обрабатывались на ЭВМ ЕС 1022. Для проверки стационарности исследуемых реализаций был принят критерий инверсии [7], как один из наиболее эффективных непараметрических критериев.

Стационарность проверялась по среднему и по дисперсии. Исследования Ашида и Нараи [8] показали, что длины микроформ не превышают 10 глубин потока, что качественно согласуется с определением микроформ, даваемым гидроморфологической теорией руслового процесса. Поэтому для удобства анализа полученных данных колебания с периодом, превышающим 10 глубин потока, отфильтровывались с использованием «косинус-фильтра»

$$h(\Delta x) = \begin{cases} \frac{1}{L} \left( 1 + \cos \frac{2\pi \Delta x}{L} \right), & |\Delta x| \leq \frac{L}{2}, \\ 0, & |\Delta x| > \frac{L}{2}, \end{cases}$$

и анализу подвергалась область микроформ. Проведенные корреляционный, структурный и спектральный анализы донных профилей подтвердили исходное предположение и позволили предложить для корреляционной функции случайной составляющей аппроксимирующее выражение вида

$$R_2(\Delta x) = \sigma_c^2 e^{-\alpha |\Delta x|} \cos k_0 \Delta x,$$

где  $\sigma_c^2$  — дисперсия случайной составляющей  $Z_2(x)$ ;  $\alpha$  — параметр, определяющий быстроту затухания амплитуды колебаний корреля-

ционной функции;  $k_0$  — основная частота колебаний периодической составляющей  $Z_1(x)$ , равная  $\frac{2\pi}{\lambda_0}$ . Тогда корреляционная функция профиля микроформ речного дна примет вид

$$R(\Delta x) = \sum_0^{\infty} \sigma_n^2 \cos \frac{2\pi n}{\lambda_0} \Delta x + \sigma_c^2 e^{-\alpha |\Delta x|} \cos \frac{2\pi}{\lambda_0} \Delta x.$$

При  $\Delta x = 0$  получаем

$$\sigma^2 = \sum_0^{\infty} \sigma_n^2 + \sigma_c^2,$$

что дает возможность оценить вклад периодической и случайной составляющих профиля в общую дисперсию. По данным расчетов отношение амплитуды колебаний корреляционной функции  $R(\Delta x)$  к общей дисперсии профиля при достаточно больших значениях  $\Delta x$  в среднем равно 0,5, т. е. вклады случайной и периодической составляющих профиля в общую дисперсию соизмеримы. Функции спектральной плотности характеризуются наличием одного или нескольких ярко выраженных пиков. В области больших волновых чисел спектр имеет вид степенной функции, причем показатель степени, как правило, равен «-3».

Гидравлическое сопротивление русла, оказываемое потоку в мелководных грунтах, в основном определяется донными волнами — рифелями и грядами. Но, поскольку характеристики гряд по длине реки изменяются случайным образом, наблюдаются микроформы различных порядков и возникает задача определения характерных размеров гряд: длины и высоты, являющихся репрезентативными характеристиками грядового рельефа на исследуемом участке. В связи с этим представляется целесообразным предложить в качестве характерных вертикальных и продольных размеров гряд следующие величины:

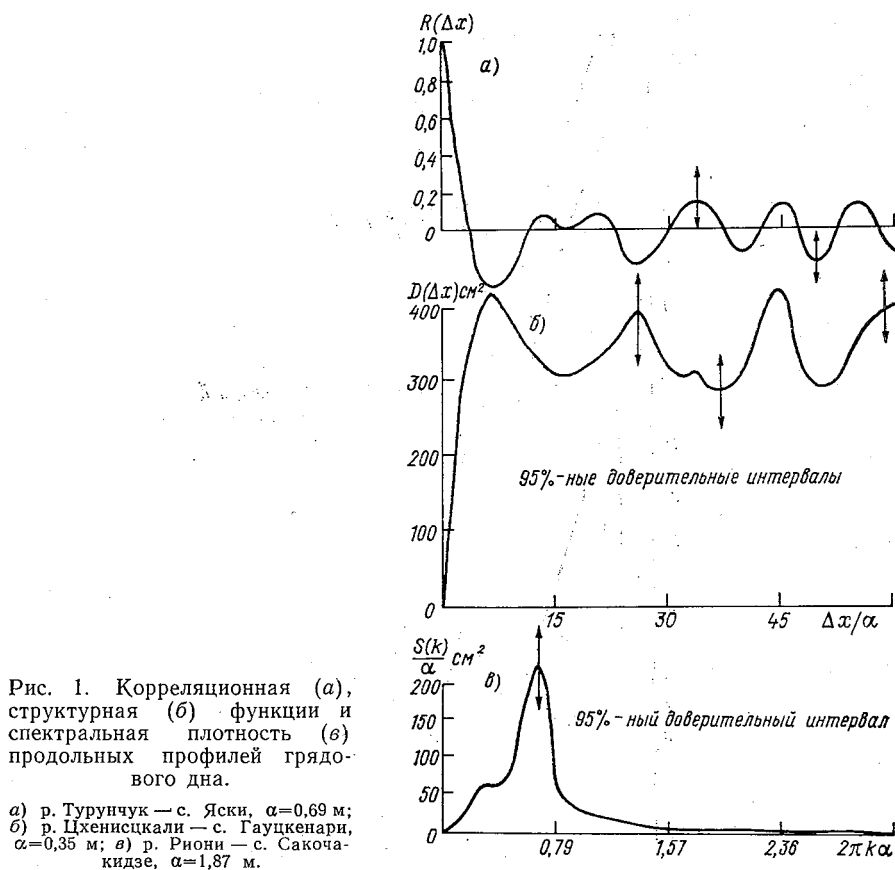
$$l_{r1} = 2 \Delta x_0, \quad l_{r2} = \lambda_1, \quad l_{r3} = \lambda_2, \quad l_{r4} = \frac{2\pi}{k_s},$$

$$h_{r1} = 2 \sqrt{2A}, \quad h_{r2} = 2\sigma, \quad h_{r3} = 2\sigma_c.$$

Здесь  $l_{ri}$  — продольные размеры гряд;  $h_{ri}$  — вертикальные размеры гряд;  $\lambda_1, \lambda_2$  — периоды колебаний корреляционной и структурной функций (при выполнении условия стационарности профиля они совпадают);  $\sigma$  — среднеквадратическое отклонение профиля  $Z(x)$ ;  $k_s$  — волновое число, которому соответствует максимум в спектре. На рис. 1 показаны характерные корреляционная, структурная функции и функция спектральной плотности продольных профилей грядового дна.

Для лучшего понимания механизма, порождающего волнистый профиль дна, были исследованы продольные профили, измеренные на различном расстоянии от берегов и при прохождении паводка (р. Риони—с. Сакочакидзе). Во всех случаях корреляционные и структурные функции прибрежных профилей имеют менее упорядоченный вид.

доченный вид по сравнению с теми, которые рассчитывались по срединным профилям. По-видимому, это объясняется влиянием берегов на строение и перемещение песчаных волн в этой зоне. Имея в виду, что форма русла «является как бы отпечатком структурных образований турбулентного потока» [1], можно сделать вывод о некоторой трансформации его в прибрежных областях. По полученным данным это влияние на форму корреляционных и струк-



турных функций распространяется на расстояние до 5 глубин потока и зависит от формы поперечного сечения русла. Несмотря на неустойчивый характер песчаных волн при прохождении паводка, поведение спектра в области больших волновых чисел также подчиняется закону «—3» (рис. 2).

Спектральная структура донных русловых форм позволяет высказать некоторые соображения о формуле для расхода влекомых наносов. Введем функцию  $q'(k)$ , выражающую плотность квадрата расхода донных наносов по волновому числу  $k$  и величину  $4S(k)dk$ , имеющую смысл квадрата высоты песчаной волны

длиной  $k^{-1}$ . Тогда выражение расхода наносов может быть записано в форме

$$q_s = \left[ \int_{k_1}^{k_2} q'(k) dk \right]^{1/2}. \quad (1)$$

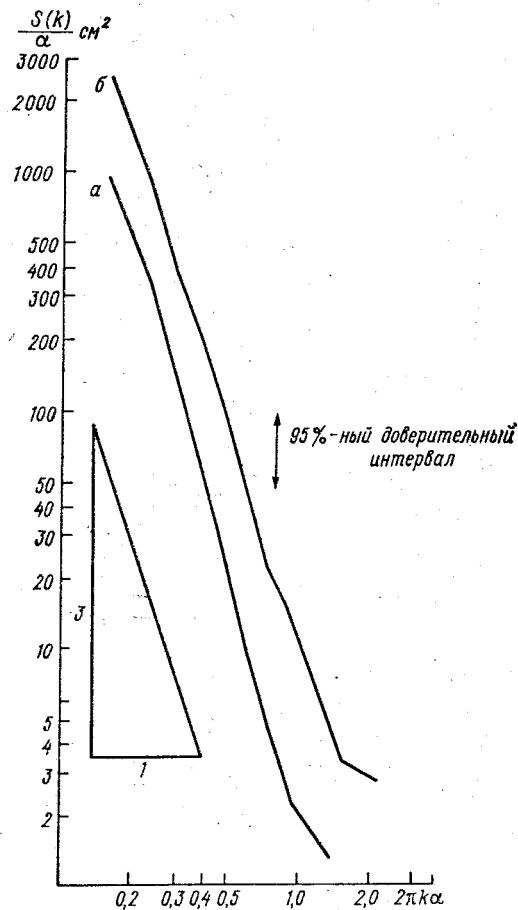


Рис. 2. Функции спектральной плотности продольных профилей дна, р. Риони — с. Сакочкидзе.

$a$  — на подъеме паводка, уровень воды — 320 см,  $\alpha = 0,36$  м;  $b$  — на спаде паводка, уровень воды — 380 см,  $\alpha = 0,5$  м.

Имея в виду, что расход наносов, переносимых волной длиной  $k^{-1}$ , находится по формуле

$$q_k = \sigma (1 - \varepsilon) c_r(k) 2 [S(k) dk]^{1/2},$$

можно от (1) перейти к следующему выражению:

$$q_s = \sigma (1 - \varepsilon) \left[ \int_{k_1}^{k_2} c_r^2(k) 4S(k) dk \right]^{1/2}. \quad (2)$$

Здесь  $c_r(k)$  — скорость перемещения песчаных волн, зависящая от  $k$ ;  $k_1, k_2$  — пределы интегрирования, заключающие в себе область микроформ;  $\sigma$  — коэффициент полноты профиля гряды;  $\varepsilon$  — коэффициент пористости донных отложений.

Используя анализ размерности, Хино [9] получил выражения для волночислового и частотного спектров песчаных волн в форме

$$S(k) = f(\alpha) k^{-3}, \quad k = \frac{1}{l}, \quad (3)$$

$$S(f) = f(\alpha) \frac{\gamma}{2} f^{-2}, \quad f = \frac{1}{\tau}, \quad (4)$$

где  $f(\alpha)$  — функция угла внутреннего трения грунта;  $\gamma$  — некоторая постоянная,  $\text{см}^2/\text{с}$ ;  $k, f$  — волновое число и частота. Согласно [9], выражения (3) и (4) выполняются в области больших волновых чисел и частот. Анализ полученных нами волночисловых спектров песчаных волн для рек Риони, Цхенисцкали, Дуная и Турунчук, а также спектров, полученных для лотковых форм и канала и приводимых в работах [4, 5, 10], показывает, что закон «—3» начинает выполняться практически от максимального значения в спектре микроформ. При этом наибольшая длина волн, для которой он справедлив, достигает 8—10 глубин потока. Это свидетельствует о том, что волны, посредством которых осуществляется в основном транспорт донных наносов, попадают в интервал выполнения закона «—3», что дает нам право вместо  $S(k)$  подставить в (2) выражение (3), полученное Хино. Функция  $c_r(k)$  (или  $c_r(f)$ ) есть аналог фазовой скорости волн на поверхности жидкости и равна отношению  $\frac{f}{k}$ . Используя связь частотного и волночислового спектров, а также формулы (3) и (4), можем записать

$$f(\alpha) k^{-3} = f(\alpha) \frac{\gamma}{2} f^{-2} \frac{df}{dk},$$

откуда

$$k = \gamma^{-1/2} f^{1/2}.$$

Учитывая, что  $c_r(k) = \frac{f}{k}$ , получаем

$$c_r(k) = \gamma k, \quad (5)$$

$$c_r(f) = \gamma^{1/2} f^{1/2}. \quad (6)$$

Подставив в формулу (2) выражение для  $S(k)$  и  $c_r(k)$ , получим выражение для удельного расхода донных наносов в виде

$$q_s = 2\sigma(1 - \varepsilon) \gamma \left[ f(\alpha) \ln \frac{k_2}{k_1} \right]^{1/2}. \quad (7)$$

Переходя от волнового числа к частоте запишем формулу для удельного расхода донных наносов по наблюдениям за поверхностью речного дна в точке

$$q_s = \sigma(1 - \varepsilon) \gamma \left[ 2f(\alpha) \ln \frac{f_2}{f_1} \right]^{1/2}. \quad (8)$$

В работе [6], посвященной исследованию размеров и подвижности русловых форм, приводится график связи скорости их перемещения с размерами. Поле точек, нанесенных на этот график, можно аппроксимировать уравнением (5). При этом  $\gamma$  в среднем равна 1,5 см<sup>2</sup>/с, коэффициент корреляции связи равен 0,75.

Величина  $f(\alpha)$ , согласно [9], практически постоянная и равна  $2,8 \cdot 10^{-4}$ . Расчеты по формуле (7) и формуле

$$q_s = \sigma(1 - \varepsilon) c_r h_r$$

с использованием средних значений  $f(\alpha)$  и  $\gamma$  дали соизмеримые результаты. По-видимому, некоторое влияние на  $f(\alpha)$  и  $\gamma$  оказывают гидравлические характеристики потока и русла, определение которых является задачей дальнейших исследований.

Структура формулы (7) дает возможность вести расчет по данным одного продольника, в то время как (8) позволяет рассчитывать расход донных наносов по наблюдениям в фиксированной точке сечения.

### Выводы

1. Проведенные корреляционный, структурный и спектральный анализы донных профилей различных рек подтвердили исходное предположение о том, что продольный профиль грядового дна можно рассматривать как сумму периодической и случайной составляющих. Исходя из этого получены выражения для характерных вертикальных и продольных размеров гряд.

2. На основе спектрального анализа донных профилей получено выражение для определения расхода наносов, учитывающее зависимость скорости перемещения песчаных волн от их размеров.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Великанов М. А. Динамика русловых потоков.—Л.: Гидрометеоздат, 1949.—473 с.
2. Гришанин К. В. Устойчивость русел рек и каналов.—Л.: Гидрометеоздат, 1974.—144 с.
3. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии.—Л.: Гидрометеоздат, 1977.—319 с.

4. Михайлова Н. А., Шевченко О. Б., Селяметов М. М. Лабораторное исследование формирования устойчивых русел каналов.— Гидротехническое строительство, 1980, № 7, с. 41—46.
5. Полад-заде А. П. Статистические описания при исследовании шероховатости дна крупного канала.— Доклады ВАСХНИЛ, 1980, № 8 с. 41—43.
6. Соколов Ю. Н. Подвижность и размеры объектов русловых деформаций.— Доклады ВАСХНИЛ, 1980, № 8, с. 35—37.
7. Химмельблау Д. Анализ процессов статистическими методами.— М.: Мир, 1973.— 957 с.
8. Hayashi T. and others. The bed configuration and roughness of alluvial streams.— Trans. Jap. Soc. Civ. Eng., 1974, N 5, p. 107—119.
9. Hino M. Equilibrium-range spectra of sand waves formed by flowing water.— J. Fluid Mech., 1968, vol. 34, N 3, p. 565—573.
10. Nordin C. F., Albert J. H. Spectral analyses of sand waves. J. Hydr. Div. Proc. ASCE, 1966, vol. 92, N 5, p. 95—114.

*Н. Р. Грачев (ГГИ)*

### **К РАСЧЕТУ ПЛАНОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ МЕАНДРИРУЮЩИХ РЕК**

Решение многих практических задач гидротехнического строительства связано с учетом плановых деформаций русел меандрирующих потоков, к которым относится более 60 % рек СССР. Существующие же методы расчета плановых деформаций теоретически и эмпирически недостаточно обоснованы и не могут в полной мере удовлетворить нужды практики. В связи с этим автором сделана попытка создать новый метод расчета, описание которого приведено в статье [3]. Настоящая работа посвящена более детальному обоснованию теоретической зависимости, используемой в этом методе.

В основу метода положено предположение о том, что плановые деформации обратно пропорциональны расстоянию между динамической осью потока и бровками берегов реки. Эта гипотеза возникла в результате анализа натурных данных, на основании которого также были выявлены так называемые «характерные» точки динамической оси потока. К ним относятся точки, в которых динамическая ось пересекает ортогональные поперечники русла на следующих участках: на входе в излучину (начальная точка), на участке, где динамическая ось максимально прижата к вогнутому берегу (точка прижима), и на выходе из излучины, где проходит нижняя граница зоны размыва вогнутого берега (конечная точка). В целях упрощения метода расчета произведена типизация основных схем расположения характерных точек и схем плановых деформаций излучин. Для вычисления координат динамической оси потока между характерными точками используется уравнение, полученное теоретическим путем. Вывод этого уравнения и составляет основное содержание данной работы.

Проследим процесс формирования поля скоростей в ходе деформаций русла, исходя из предположения о взаимосвязи и взаимообусловленности деформаций поля скоростей и русла. Для этого рассмотрим поток в круговом призматическом канале с прямоугольным поперечным сечением и деформируемым дном. Распреде-

ление продольных уклонов по ширине канала примем в соответствии с зависимостью

$$i = \frac{i_0 r_c}{r}, \quad (1)$$

где  $i_0$  — уклон вдоль геометрической оси канала;  $r_c$  — радиус кривизны оси изгиба;  $r$  — расстояние между произвольной точкой канала и его центром кривизны. Согласно этой зависимости, в прямолинейных участках, прилегающих к изгибу, дно горизонтально и разница отметок их равна:  $\Delta z = i_0 l_c$  (где  $l_c$  — длина оси изгиба).

На начальном этапе деформаций русла, когда можно пренебречь изменениями формы дна, решение задачи должно проводиться в той же постановке, в которой она решалась В. М. Маккавеевым [5], И. Л. Розовским [6] и др. Не останавливаясь на анализе этих решений, рассмотрим физическую сторону описываемых ими явлений, поскольку это помогает подойти к решению задачи о плановых деформациях излучин.

При движении потока в изгибе канала на частицы жидкости действуют центробежные силы, которые способствуют движению их в сторону вогнутого берега. Возникающая при этом реакция вогнутого берега на давление потока сообщает центростремительное ускорение ближайшему слою воды. Для передачи этого ускорения всей толще потока нужны внутренние силы — нормальные и касательные напряжения. Нормальные напряжения создаются радиальным уклоном, касательные — радиальным движением жидкости. Как отмечает К. В. Гришанин [4], «...взятые вместе радиальное движение и радиальный уклон есть не что иное, как механизм передачи центростремительного ускорения от одних частиц жидкости к другим».

Анализ процессов, происходящих при движении потока в круговом канале с плоским дном, указывает на то, что в этом случае в результате воздействия потока на дно канала должны происходить деформации русла, выражающиеся в размыве дна вдоль выпуклого берега в начале изгиба и в размыве дна вдоль вогнутого берега и отложении наносов вдоль выпуклого в конце изгиба. Как показывают эксперименты [1, 7], при подаче наносов на входе в канал деформации русла происходят до тех пор, пока не будет выполнено условие равенства поступления и выноса наносов в любой точке канала. При этом наибольшие деформации русла обусловлены размывом дна вдоль вогнутого берега и отложением наносов вдоль выпуклого. Размыв дна вдоль выпуклого берега в начале изгиба при подаче наносов обычно не велик, так как на этом участке значительное увеличение транспортирующей способности потока компенсируется обильным поступлением в него наносов. По мере развития размыва у вогнутого берега появляется асимметрия русла, которая способствует смещению струй потока в сторону этого берега. Их смещение происходит под действием центробежных сил, которые по мере углубления плёса заставляют двигаться вдоль вогнутого берега все большие объёмы воды. Таким

образом, происходит увеличение доли расхода воды, протекающей у вогнутого берега, что вызывает появление поперечной скорости смещения в каждом ортогональном к оси изгиба створе. Смещение струй потока в сторону вогнутого берега должно происходить вплоть до створа, где глубина плёса достигает максимума. Ниже по течению от этого створа должно происходить отклонение струй в сторону выпуклого берега, на что указывает уменьшение глубины плёса и общей асимметрии русла в направлении выхода из изгиба.

Смещение струй потока должно обуславливать сгущение плановых линий тока осредненного по вертикали потока у вогнутого берега в створе максимального размыва, а смена направления смещения потока в этом створе может вызвать нарушение непрерывности функций входящих в уравнения линий тока. Максимум глубины плёса можно увязать с вертикалью, на которой линия тока с наибольшей результирующей скоростью максимально приближена к вогнутому берегу. Это объясняется тем, что на данной вертикали продольные и поперечные составляющие скоростей, в том числе и донных, достигают наибольших значений.

Для описания положения динамической оси потока на изгибе разобьем осредненный по вертикали поток на струи, переносящие одинаковый расход и имеющие малую, но конечную ширину. В качестве динамической оси потока рассмотрим струю с максимальной результирующей скоростью течения. Введем натуральную систему координат, в которой координатными линиями служат плановые линии тока ( $\sigma$ ) и ортогональные им поперечники ( $b$ ).

Система уравнений неразрывности и движения плановой модели в этой системе координат, согласно К. В. Гришанину [4], с учетом (1) имеет вид:

$$\begin{aligned}\alpha_0 v \frac{\partial v}{\partial \sigma} &= g \frac{i_0 r c}{r} \sin \Theta - g \frac{\partial h}{\partial \sigma} - g \frac{v^2}{c^2 h}; \\ \alpha_0 \frac{v^2}{\rho} &= g \frac{i_0 r c}{r} \cos \Theta - g \frac{\partial h}{\partial b}; \\ \frac{\partial q}{\partial \sigma} &= 0,\end{aligned}\tag{2}$$

где  $v$  — результирующая скорость,  $g$  — ускорение свободного падения,  $q$  — расход струи,  $h$  — глубина,  $c$  — коэффициент Шези,  $\alpha_0$  — корректив скорости,  $\rho$  — радиус кривизны линии тока  $\sigma$ ,  $\Theta$  — угол между направлением продольного уклона дна потока в изгибе и продолжением радиуса вектора, проведенного к линии тока из центра кривизны канала. Угол  $\Theta$  характеризует отклонение линий тока от окружностей, проведенных из центра кривизны изгиба, которое обусловлено деформацией русла (рис. 1).

При решении системы (2) с учетом деформации канала необходимо использовать уравнение деформации русла. В общем виде решение такой расширенной системы уравнений не найдено. Поэтому автор предлагает приближенный метод ее решения.

Рассмотрим функцию  $z_t(\sigma, b, t)$ , которая описывает распределение отметок дна в любой момент времени. Пусть в момент на-

чала деформаций дно потока имеет отметки  $z_0(\sigma, b) = z_t(\sigma, b, 0)$ . За время от начала деформаций до стабилизации этого процесса ( $t_d$ ) отметки дна изменятся на величину

$$\Delta z = \int_0^{t_d} \frac{\partial z_t}{\partial t} dt,$$

тогда отметки свободной поверхности потока после стабилизации отметок дна можно записать так:

$$z' \pm \Delta z' = z_0 \pm \Delta z + h_{t_d} = z'_{t_d}. \quad (3)$$

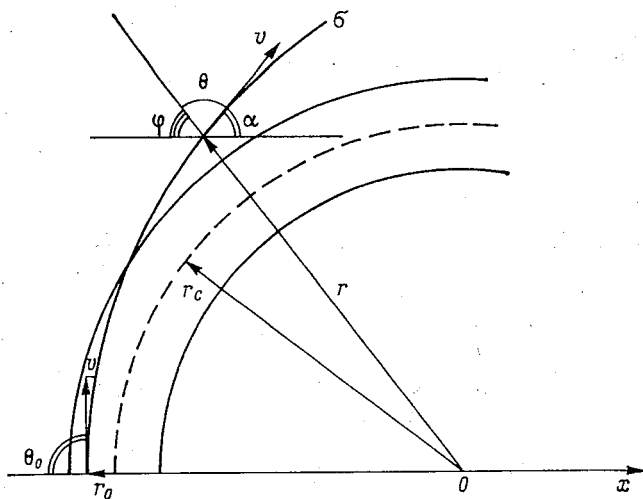


Рис. 1. К выводу уравнения (6).

Вводя допущение о постоянстве результирующей скорости вдоль струи, выбранной нами в качестве динамической оси потока, с учетом (3) уравнения (2) для момента времени  $t_d$  можно представить в виде

$$\left. \begin{aligned} I_\sigma &= \frac{v^2}{g^2 h(\sigma)}; \\ \frac{v^2}{\rho} &= g \frac{i_0 r_c}{r} \cos \Theta \pm g \frac{\partial (h_{t_d} \pm \Delta z)}{\partial b}; \\ h_{t_d} &= \frac{q}{\delta b}, \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

где  $I_\sigma$  — уклон свободной поверхности воды вдоль струи;  $\delta b$  — ширина струи.

Решим второе уравнение системы (4). При этом рассмотрим, от чего зависит величина второго слагаемого в правой части этого

уравнения. Логично предположить, что она пропорциональна скорости потока, от которой зависит величина деформации русла, и от кривизны линий тока  $\frac{1}{\rho}$ , которая характеризует интенсивность

поперечной циркуляции. При углах  $\Theta$ , близких к  $90^\circ$ ,  $\frac{1}{\rho} \sim \frac{1}{r}$ .

Величина скорости, которую считаем постоянной вдоль струи, может быть охарактеризована величиной  $\cos \Theta$ , так как от скорости потока зависит отклонение струй от окружностей, схематизирую-

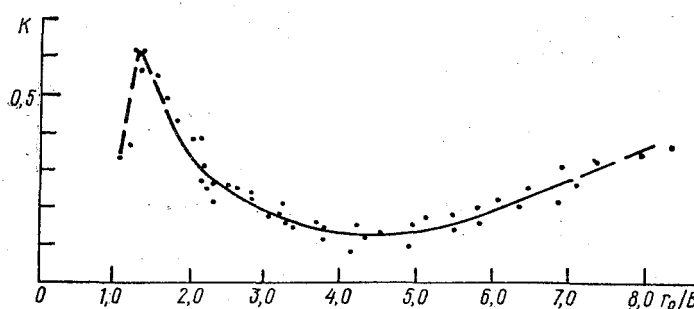


Рис. 2. График зависимости  $K = K(r_0/B)$ .

щих изгиб. Исходя из этих соображений, второе уравнение системы (4) можно переписать так:

$$\frac{v^2}{\rho} = g \frac{i_0 r_c}{r} (1 + k) \cos \Theta, \quad (5)$$

где  $k$  — постоянный коэффициент.

Равенство нулю правой части уравнения (5) при  $\Theta = 90^\circ$  отражает тот факт, что в размываемом русле линии тока не могут являться окружностями с общим центром в центре кривизны кругового канала. Решение уравнения (5) имеет вид [2]:

$$e^{\varphi/k} = \frac{r_0}{r} \frac{\cos \Theta_0 - K \sin \Theta_0}{\cos \Theta - K \sin \Theta}, \quad (6)$$

где  $\Theta = \Theta_0 - \varphi + \frac{1}{K} \ln \frac{r}{r_0}$  (рис. 1),  $K = \frac{v^2}{g r_c i_0 (1+k)}$  — безразмерный параметр, подобный числу Фруда.

Уравнение (6), вывод которого основан на допущении о постоянстве результирующей скорости вдоль струи, используется в методе расчета плановых деформаций лишь для вычисления координат динамической оси потока между ее характерными точками, координаты которых известны.

Расчеты плановых деформаций по предлагаемому методу показали хорошие результаты, а обработка натурных данных позволила

выявить весьма тесную зависимость параметра  $K$  от отношения  $r_0/B$  (где  $B$  — ширина потока). График этой зависимости приведен на рис. 2.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Великанова З. М. Лабораторные исследования речной излучины.— Труды ГГИ, 1968, вып. 147, с. 40—51.
2. Грачев Н. Р. К вопросу о движении воды на повороте русла. В кн.: Вопросы гидрологии суши. Л., 1980, с. 126—130.
3. Грачев Н. Р. Метод расчета плановых деформаций речной излучины.— Труды ГГИ (в печати).
4. Гришанин К. В. Основы динамики русловых потоков.— Л.: Гидрометеониздат, 1979.— 311 с.
5. Маккавеев В. М. Распределение продольных и поперечных скоростей в открытых потоках. Труды ГГИ, 1947, вып. 2(56), с. 36—45.
6. Розовский И. Л. Движение воды на повороте открытого русла.— Киев: Изд-во АН УССР, 1957.— 188 с.
7. Hooke R. Distribution of sediment transport and shear stress in meander bend. The Journal of Geology. September, 1975, vol. 83, N 5, p. 543—565.

А. А. Шикинис (ЛПИ им. М. И. Калинина)

### ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОТОКА У БЕРЕГОЗАЩИТНЫХ БУН

Одним из способов защиты берегов от размыва является устройство берегозащитных бун (полузапруд, шпор). Применение их часто дает экономию в расходовании материалов, рабочей силы и денежных средств по сравнению с продольными дамбами или сплошным укреплением берегов. Однако надежной методики проектирования и расчетов берегозащитных бун не имеется, поэтому для обоснования проектов берегозащитных сооружений крупных объектов требуется проведение дорогостоящих исследований на моделях.

Известные в этой области работы С. Т. Алтунина, В. В. Баланина, А. В. Гарзанова, Н. Ф. Данелия, Е. И. Донцовой, В. М. Селезнева и многих других авторов были посвящены исследованию полузапруд и бун, значительно стесняющих поток. Вопросы кинематики потока при относительно малых стеснениях русла исследованы недостаточно. К ним относится, например, формирование максимальных скоростей и оценка размыва дна русла у голов бун, протяженность водоворотных областей, которые представляют практический интерес при расчетах крепления бун, и расстояния между ними.

В настоящей работе приводятся результаты лабораторных исследований кинематики потока у одиночных берегозащитных бун при относительно малых стеснениях потока.

Опыты проводились в прямоугольном лотке размерами  $1100 \times 200 \times 50$  см при следующих характеристиках потока и бун:

- степень стеснения потока  $m = \frac{S}{b}$  была равна 0,05—0,33;
- угол направления бун к потоку  $\alpha_b = 20^\circ \div 90^\circ$ ;
- число Фруда в бытовых условиях  $Fr_b = \frac{U_b^2}{gh_b} = 0,01 \div 0,1$ ;
- относительная шероховатость дна русла  $\frac{\Delta}{h_b} = \frac{1}{200} \div \frac{1}{7}$ ;



линии тока максимально отклоняются от своего первоначального направления, максимальная скорость потока при этом имеет место у головы буны. Последняя представляет практический интерес при выборе крепления головы буны. Эта скорость составляет 1,1—1,6 от средней скорости в сечении  $B-B$  и зависит от степени стеснения и угла  $\alpha_b$ . Как видно из рис. 2, с уменьшением  $m$  и  $\alpha_b$  макси-

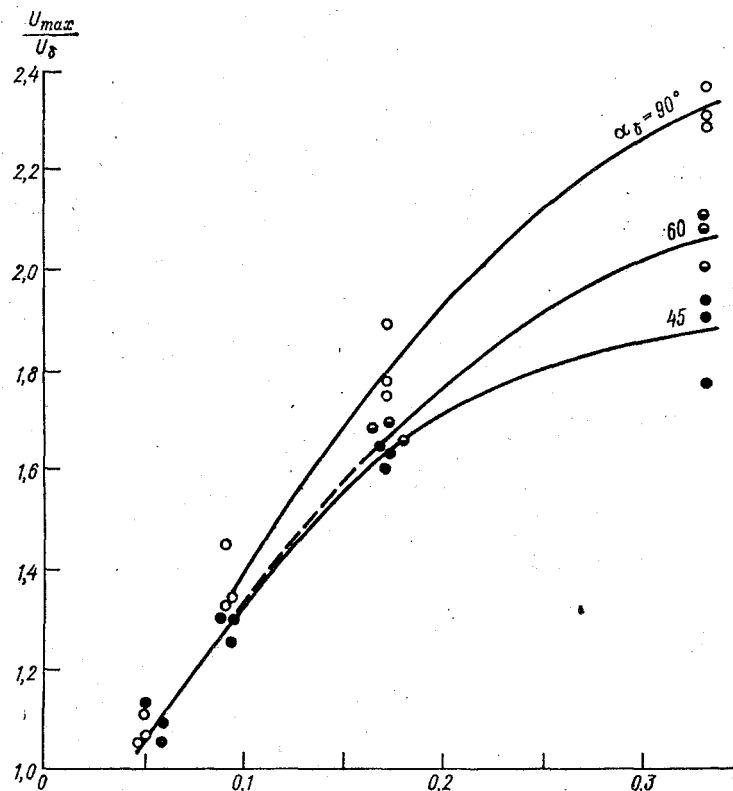


Рис. 2. Зависимость максимальной скорости у головы буны от степени стеснения и угла направления буны к набегающему потоку.

мальная скорость  $U_{max}$ , отнесенная к средней скорости невозмущенного буной потока  $U_b$  убывает, причем при  $m < 0,09$  влияние  $\alpha_b$  на отношение  $U_{max}/U_b$  практически исчезает.

За бунами между створами  $BB$  и  $CC$  транзитный поток по инерции продолжает сжиматься. Линии тока на этом участке искривляются. При этом возникает поперечный уклон свободной поверхности воды. Минимальное значение отметки уровня воды расположено у головы буны. Вблизи створа  $CC$  линии тока становятся практически перпендикулярны плоскости этого створа. Как показали опыты, картина сжатия потока зависит от степени стеснения.

Так, при  $m < 0,09$  скорости течения в створе  $CC$ , как и в створе  $BB$ , возрастают не по всей ширине русла, а только в некоторой его части. Причем скорости потока у противоположного от буны берега в этом случае остаются без заметных изменений по всей длине рассматриваемого участка ( $U_6 \approx U'_d \approx U'_c$ ). При степени стеснения  $m > 0,09$  скорости увеличиваются, т. е.  $U_6 < U'_d < U'_c$ .

Как известно, от головы буны происходит отрыв потока с образованием большой водоворотной области. При этом на участке  $BB-VB$  можно выделить три характерные области: прибрежную область обратного течения, область интенсивного турбулентного пе-

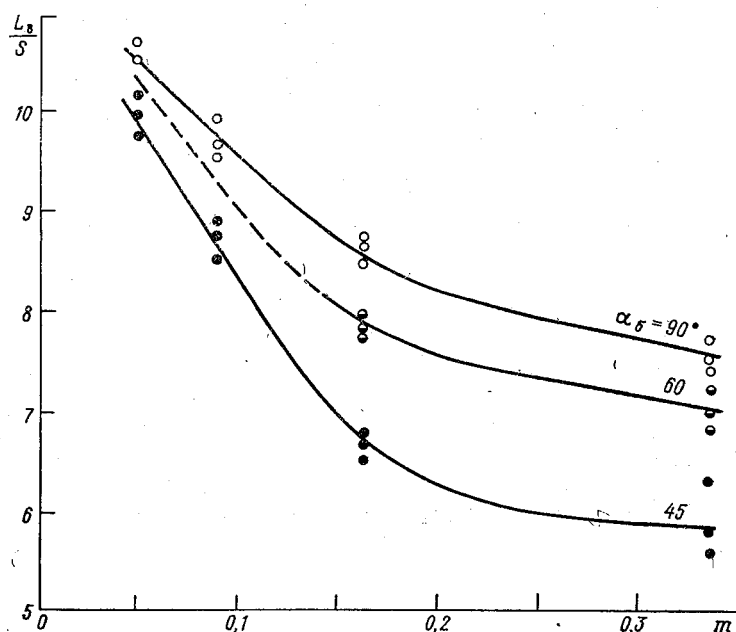


Рис. 3. Зависимость относительной длины водоворотной области от степени стеснения и угла направления буны к набегающему потоку.

ремешивания и область слабовозмущенного потока (линии 1, 2 на рис. 1 соответствуют границам этих областей). Граница, отделяющая транзитный поток от водоворотной области (линия 3 на рис. 1), характеризуется повышенной турбулентностью. Транзитный поток у головы буны обладает достаточно большой кинетической энергией и увлекает из водоворотной области часть жидкости, которая в конце водоворота возвращается в прибрежную область обратного течения. Было установлено, что максимальная скорость обратного течения имеет место между створами  $VB$  и  $CC$  (рис. 1) и составляет при относительной шероховатости дна  $\frac{\Delta}{h_6} =$

$= \frac{1}{200}$  до  $(0,4-0,5)U_6$ , а при  $\frac{\Delta}{h_6} = \frac{1}{7}$  — до  $(0,1-0,2)U_6$ . Было установлено, что длина водоворотной зоны  $l_v$ , отнесенная к стеснению  $S$  при  $m > 0,17$ , слабо зависит от  $m$  и резко возрастает с уменьшением  $m$  от 0,17 до 0,05 (рис. 3). Величина  $l_v/S$  увеличивается при прочих равных параметрах в 1,2—1,6 раза при увеличении  $\alpha_6$  соответственно от 20 до 90° и в 1,2—1,5 раза — при уменьшении относительной шероховатости дна  $\left(\frac{\Delta}{h_6}\right)$  соответственно от  $1/7$  до  $1/200$ .

Ниже сечения  $CC$  поток расширяется до тех пор, пока не займет снова всю ширину русла (створ  $BB$ ). В последней зоне за створом  $BB$  на расстоянии, равном примерно 30—50 стеснений  $S$ , от створа возмущения ( $OO$ ) глубина и скорости восстанавливаются и поток возвращается в первоначальное состояние, которым он обладал выше указанного створа.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Кинематическая структура потока и протяженность водоворотной области зависит в первую очередь от степени стеснения, угла направления буны к потоку, относительной шероховатости дна русла и не зависит от числа Фруда при  $\frac{\Delta}{h_6} = \frac{1}{7}$ .

2. Максимальная протяженность защищаемого участка берега при минимальной длине буны и крупности камня ее крепления достигается с уменьшением степени стеснения ( $m < 0,15$ ) и с приближением угла  $\alpha_6$  к прямому.

3. Обтекание берегозащитных бун потоком сопровождается явлением, характерным для сложного отрывного течения в ограниченном пространстве и требует дальнейших подробных и всесторонних исследований.

В. А. Ременюк (ГГИ)

### ПОГРЕШНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ СКОРОСТЕЙ ТУРБУЛЕНТНЫХ ПОТОКОВ ГИДРОМЕТРИЧЕСКОЙ ВЕРТУШКОЙ

Измерение скорости потока вертушкой выполняется в условиях пульсации мгновенных значений скорости как по абсолютной величине, так и по направлению. Как установлено в результате предыдущих исследований [1, 3], пульсация скорости по величине завышает, а пульсация по направлению занижает показания вертушки. В связи с этим возникает вопрос, каков эффект совместного влияния этих факторов на точность измерения скоростей гидрометрической вертушкой?

С целью ответа на поставленный вопрос в малом гидравлическом лотке ГЭБ ГГИ в марте 1980 г. нами проведены экспериментальные исследования по следующей схеме. На дне лотка шириной 40 см перед вертушкой создавался участок искусственной шероховатости — лист оцинкованного железа длиной 100 см с закрепленными на нем в шахматном порядке элементами шероховатости в виде полуволн размером  $80 \times 40 \times 40$  мм. Диапазон исследуемых средних по сечению скоростей составил от 0,08 до 0,50 м/с. Значения средней косоструйности пульсации моделировались разворотом вертушки под углом  $\alpha$  к оси потока — от 0 до  $40^\circ$ . При установке вертушки под углом  $\alpha$  винт находился на оси потока. Для каждого режима измерения скорости производились в точках  $0,2H$ ;  $0,5H$ ;  $0,8H$  (где  $H = 30$  см — глубина потока на вертикали) набором вертушек (см. таблицу).

В качестве действительных значений  $U_d$  принимались значения скорости, полученные микровертушкой как наименее инерционной из всего набора. Пульсация скорости фиксировалась той же вертушкой при косоструйности  $\alpha = 0^\circ$  с регистрацией оборотов винта счетчиком и снятием его показаний через 2 с. Продолжительность измерения скорости в одной точке составляла 200 с. Всего проведено 250 измерений скорости.

# Параметры используемых вертушек

| Тип вертушки, винт | Момент инерции винта $I$<br>г·см·с <sup>2</sup> | Диаметр винта $d$<br>мм | Начальная скорость $U_0$ м/с | Заводской номер |
|--------------------|-------------------------------------------------|-------------------------|------------------------------|-----------------|
| ГР-55 винт № 1     | 0,15                                            | 70                      | 0,06                         | 2460            |
| ГР-21м винт № 1    | 0,90                                            | 120                     | 0,06                         | 4325            |
| ГР-21м винт ВНР *  | 0,25                                            | 120                     | 0,06                         | 16              |
| ГР-96              | 0,02                                            | 30                      | 0,04                         | 17              |

\* Экспериментальный пластиковый винт ВНР по форме идентичен винту № 1 вертушки ГР-21.

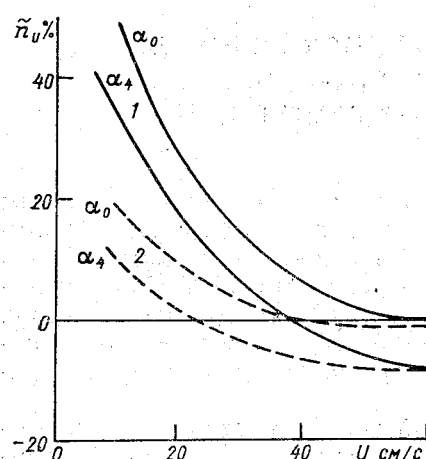


Рис. 1. Относительная погрешность измерения скорости потока гидрометрической вертушкой.

1 — ГР-21 м, 2 — ГР-55;  $\alpha_0=0^\circ$ ,  $\alpha_4=40^\circ$ .

Относительная погрешность показаний вертушки определялась по формуле

$$\tilde{n}_U = \frac{U_v - U_d}{U_d} \cdot 100 \%,$$

где  $U_v$  — скорость, измеренная испытуемой вертушкой.

При задании нулевой косоуструйности ( $\alpha = 0^\circ$ ) значение пульсирующей косоуструйности  $\alpha_n$  (средний угол отклонения вектора мгновенной скорости от оси потока) измерялось на поверхности потока поплавком — шариком из пенопласта диаметром 1 см на нити длиной 10 см. Определенное таким образом значение горизонтальной составляющей  $\alpha_n$  равно 3—5°.

Нами получены следующие результаты: в высокотурбулизированном потоке при интенсивности турбулентности (число Кармана) Ка порядка 20 % наблюдается резкое увеличение погрешности  $\tilde{n}_U$ , достигающее 40 % для вертушки ГР-21, которое тем значительнее, чем больше момент инерции и меньше косоуструйность  $\alpha$  (рис. 1). На рис. 1 между кривыми  $\tilde{n}_U(U)$  для  $\alpha_0$  и  $\alpha_4$  равномерно располагаются функции  $\tilde{n}_U$ , соответствующие косоуструйности  $\alpha_1 = 10^\circ$ ,  $\alpha_2 = 20^\circ$  и  $\alpha_3 = 30^\circ$ , в порядке возрастания  $\alpha$ . Зависимость  $\tilde{n}_U(U)$ ,

полученная для винта ВНР, располагается между полями точек, соответствующими вертушками ГР-21 и ГР-55 (на рисунке это не показано).

Рассмотрим причины полученных зависимостей. Пульсация скорости описывается амплитудной характеристикой — числом Кармана  $Ka = \sigma_{\Delta U} / \bar{U}$  и частотной характеристикой — функцией спектральной плотности пульсации скорости  $S_{\Delta U}(\omega)$  (здесь  $\sigma_{\Delta U}$  — среднеквадратическое отклонение значений мгновенной скорости  $U$  от средней скорости  $\bar{U}$ ,  $\omega$  — частота пульсации). Строгая постановка задачи требует исследовать завышение показаний вертушки под действием турбулентных пульсаций с учетом обеих характеристик. В порядке первого приближения установим связь погрешности  $\tilde{n}_U$  с числом  $Ka$ .

Известны теоретические разработки Фидмана, Арбузова, исследования венгерского гидролога Мушкулаи и других ученых, определяющие зависимость  $\tilde{n}_U$  от  $Ka$  в виде функции  $\tilde{n}_U = C \cdot Ka^2$ , при-

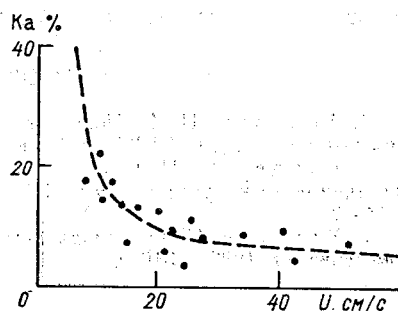


Рис. 2. Зависимость числа Кармана ( $Ka$ ) от скорости потока ( $U$ ).

чем значение коэффициента  $C$  изменяется в зависимости от динамических характеристик потока и вертушки. Опытные данные позволяют установить следующий вид зависимости  $\tilde{n}_U(Ka)$  в интервале значений  $Ka$  от 0 до 25 %:

- для вертушки ГР-55  $\tilde{n}_U = 0,12Ka^2$ ,
- для вертушки ГР-21 с пластиковым винтом ВНР  $\tilde{n}_U = 0,13Ka^2$ ,
- для вертушки ГР-21 с винтом № 1  $\tilde{n}_U = 0,15Ka^2$ .

В связи с использованием числа Кармана в качестве аргумента функции  $\tilde{n}_U$  представляет интерес зависимость  $Ka$  от  $U$  — скорости потока в точке, полученная в наших опытах (рис. 2). В общем качественном виде зависимости  $Ka(U)$ , изображенный на рис. 2, позволяет сделать вывод о резком увеличении  $Ka$  с уменьшением скорости потока. Это обстоятельство в сочетании с квадратичным характером завышения показаний вертушки от числа Кармана объясняют резкое увеличение положительной погрешности  $\tilde{n}_U$  с уменьшением скорости потока.

Полученные данные представляют интерес как частный случай зависимости  $\tilde{n}_U(U)$ , характерный для условий опытов. Однако

выявленные закономерности взаимодействия вертушки и потока требуют дальнейшего совершенствования методики измерения расхода воды в открытых руслах.

### Выводы

В результате исследований в малом гидравлическом лотке ГЭБ ГГИ в первом приближении выявлен эффект турбулентности, приводящий к появлению положительных и отрицательных погрешностей показаний вертушки.

Получена зависимость завышения показаний вертушки от второй степени числа Кармана, прямо связанная с моментом инерции ротора  $I$ .

Вместе с тем в результате совместного влияния пульсации скорости по величине и направлению наблюдается не только завышение показаний вертушки при малых скоростях, но и занижение их при возрастании скорости потока и значительной косоструйности, которое в нашем случае достигало  $-8\%$ .

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арбузов И. А. Поведение гидрометрической вертушки в пульсирующем потоке.— Труды ЛГМИ, 1972, вып. 46, с. 94—103.
2. Бурцев П. Н. О погрешности измерения скорости течения в потоках дистанционными установками ГР-70 и ГР-64.— Труды ГГИ, 1974, вып. 215, с. 64—73.
3. Карасев И. Ф. Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 310 с.

Л. Н. Меерович, Ш. Р. Поздняков (ГГИ)

### О ПРИМЕНЕНИИ ЭМПИРИЧЕСКИХ ФОРМУЛ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ШЕЗИ В УСЛОВИЯХ ГОРНЫХ РЕК

Коэффициент Шези является одним из фундаментальных параметров гидравлики. Он входит в уравнения движения, формулы для транспортирующей способности потока, коэффициента турбулентной диффузии и т. д. Из общего уравнения движения для случая равномерного установившегося потока вытекает формула, впервые предложенная Шези примерно в 1775 г. В современном виде эта формула записывается следующим образом:

$$v = C \sqrt{RI}, \quad (1)$$

где  $v$  — средняя по поперечному сечению скорость течения,  $I$  — уклон водной поверхности,  $R$  — гидравлический радиус, определяемый как отношение площади поперечного сечения потока к смоченному периметру,  $C$  — коэффициент Шези ( $\text{м}^{1/2}\text{с}^{-1}$ ), учитывающий влияние шероховатости русла на скорость течения. Для определения этого коэффициента было предложено большое количество эмпирических формул. Целью данной работы является оценка точности определения  $C$  по некоторым из этих формул и уточнение эмпирических констант для условий горных рек.

Для количественной оценки точности определения  $C$  можно использовать относительную погрешность. Если  $C$  вычисляется по данным измерений  $v$ ,  $R$ ,  $I$  при помощи выражения

$$C = \frac{v}{\sqrt{RI}}, \quad (2)$$

относительную погрешность его определения можно оценить по формуле [3]

$$\frac{\Delta C}{C} = \frac{\Delta v}{v} + \frac{\Delta R}{2R} + \frac{\Delta I}{2I}, \quad (3)$$

где  $\Delta$  означает абсолютную погрешность определения соответствующей величины. При точности измерений, принятой на сети

гидрометеослужбы [6], относительные погрешности измерения величин  $R$ ,  $v$  и  $I$  составляют соответственно 5, 3 и 15 %. Относительная погрешность определения  $C$  по формуле (2) составит таким образом 14 %.

При невозможности прямого измерения величин  $v$ ,  $R$  и  $I$  для вычисления  $C$  используются различные формулы, которые содержат параметры, отражающие влияние шероховатости естественных русел на их сопротивление движению воды. Эти формулы включают характеристики абсолютной, относительной и условной шероховатости. К первым, например, относится эффективный диаметр донных наносов  $d_{\text{эф}}$ . В качестве эффективного диаметра различными авторами назначаются размеры частиц различной обеспеченности на гранулометрической кривой, а также средневзвешенный, максимальный и др. В качестве характеристики относительной шероховатости используют отношение абсолютной шероховатости к средней глубине потока  $H$ . Условную шероховатость характеризуют так называемыми коэффициентами шероховатости. В качестве примера можно привести коэффициент  $n$ , входящий в ряд формул, среди которых наиболее распространены показательные формулы вида

$$C = \frac{1}{n} R^y. \quad (4)$$

Входящий в формулу (4) показатель степени  $y$  зависит главным образом от  $n$  и  $R$ . Различными авторами предложен ряд формул, выражающих эту зависимость. Широкое распространение получила формула Павловского [7].

$$y = 2,5 \sqrt{n} - 0,13 - 0,75 \sqrt{R} (\sqrt{n} - 0,10). \quad (5)$$

Для горных рек Рябовым [8] была предложена формула

$$y = 6,92 \sqrt{n} - 0,865 - 0,75 \sqrt{R} (\sqrt{n} - 0,10). \quad (6)$$

М. Ф. Срибный [9] рекомендует формулу, которую можно представить в виде

$$y = 1,18 \sqrt{n}. \quad (7)$$

Некоторые исследователи предлагают для  $y$  постоянные значения: Маннинг —  $1/6$ , Форхгеймер —  $1/5$ , Ли —  $1/4$  и т. д.

Для определения значений  $n$  были предложены специальные шкалы, наиболее известной из них является шкала Срибного [9]. Основным недостатком этой и аналогичных шкал является использование качественных критериев при выборе  $n$ . Кроме того, из-за дискретности шкалы точность определения  $n$  не превышает полуразности двух соседних значений. Для горных рек с большой шероховатостью относительная погрешность определения  $n$  по шкале может достигать 18 %, для равнинных превышает 30 %. Одним из путей снижения ошибок является установление зависимости коэффициента шероховатости от гидравлично-морфометрических параметров русла. При определяющем влиянии зернистой шероховато-

сти на сопротивление русла в качестве основного параметра этой зависимости принимают эффективный диаметр донных отложений. Рядом исследователей предложены степенные формулы вида

$$n = ad_{\text{эф}}^b, \quad (8)$$

где  $a$  и  $b$  — эмпирические константы. Так, Штриклер и Чанг получили  $b = 1/6$ , что при использовании формулы Маннинга и  $a = 0,03$  (по Маккавееву и Караушеву [2—4]) дает известную формулу для коэффициента Шези

$$C = 33 \left( \frac{H}{d_{\text{эф}}} \right)^{1/6}. \quad (9)$$

Коэффициент 33 в этой формуле и значение  $a = 0,03$  соответствуют  $d_{\text{эф}}$ , выраженному в миллиметрах. При измерении  $d_{\text{эф}}$  в метрах  $a = 0,096$ , соответственно изменяется значение коэффициента в формуле (9).

Формула (9) является частным случаем более общей формы зависимости  $C$  от относительной шероховатости, теоретически обоснованной В. М. Маккавеевым [4]:

$$C = k \left( \frac{d_{\text{эф}}}{H} \right)^l, \quad (10)$$

который показал, что значение показателя степени  $l$  зависит от характера взаимодействия потока и частиц, слагающих дно. Отсюда следует вывод о невозможности получения универсальных констант в зависимостях вида (4) и (10).

С целью уточнения эмпирических параметров рассмотренных формул для условий горных рек были вычислены значения коэффициентов  $C$  по формуле (2), затем рассчитаны значения коэффициентов шероховатости  $n$  при использовании формул (5)—(7) и методом наименьших квадратов определены параметры  $a$  и  $b$  формулы (8). В качестве исходных данных использованы результаты сетевых наблюдений гидравлико-морфометрических характеристик ( $v$ ,  $R$ ,  $I$  и гранулометрического состава донных наносов), помещенные в гидрологических ежегодниках. Принималась во внимание лишь зернистая шероховатость и рассматривались участки рек с  $B/H > 10$ , при этом предполагалось, что  $R = H$ . В качестве эффективного диаметра был выбран средневзвешенный диаметр частиц донных наносов. Были также оценены относительные погрешности  $\delta_C$  определения  $C$  по различным формулам. Относительная погрешность вычислялась следующим образом:

$$\delta_C = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \frac{|C_{1,i} - C_{2,i}|}{C_{1,i}}, \quad (11)$$

где  $C_{1,i}$  — значение коэффициента Шези, определенное по формуле (2),  $C_{2,i}$  — по соответствующей эмпирической формуле,  $m$  — число расчетных точек. Для расчетов использовались данные 160 измерений гидравлико-морфометрических характеристик горных рек.

Расчеты проводились по 70 точкам, относящимся к равнинным рекам, при этом методом наименьших квадратов были получены параметры степенной зависимости (8), близкие к предложенным Караушевым и Маккавеевым. Относительная погрешность при вычислении  $n$  по формуле (9) для равнинных рек составила 22 %.

Значения параметров  $a$  и  $b$  формулы (8) для условий горных рек при измерении  $d_{эф}$  в метрах и соответствующие относительные погрешности вычисления  $C$  по рассмотренным эмпирическим формулам приведены в таблице. Результаты расчетов позволяют сделать вывод о том, что рассмотренные формулы дают погрешность одного порядка при вычислении коэффициента Шези для горных участков рек. Для практического использования в первую очередь можно рекомендовать формулу Павловского, дающую наименьшую погрешность, и формулу Срибного, отличающуюся своей простотой. Коэффициент шероховатости при этом рекомендуется вычислять по формуле (8), используя значения констант, приведенные в таблице.

Значения параметров  $a$  и  $b$  в формуле (9)  
и относительные погрешности определения  $C$

| Автор      | $a$   | $b$   | $\delta_C$ |
|------------|-------|-------|------------|
| Павловский | 0,069 | 0,147 | 0,20       |
| Рябов      | 0,053 | 0,084 | 0,24       |
| Срибный    | 0,074 | 0,155 | 0,21       |
| Маннинг    | 0,083 | 0,181 | 0,23       |

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Железняков Г. В., Данилевич Б. Б. Точность гидрологических измерений и расчетов.— Л.: Гидрометеиздат, 1966.—240 с.
2. Караушев А. В. Исследование формы водной поверхности на закруглениях речного потока.— Труды ГГИ, 1950, вып. 22(76), с. 31—53.
3. Караушев А. В. Речная гидравлика.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.—416 с.
4. Маккавеев В. М. Кинетика турбулентности русловых потоков и воздействие на нее наносов.— Труды ГГИ, 1968, вып. 156, с. 5—30.
5. Маккавеев В. М., Коновалов И. М. Гидравлика.— Л.—М.: Речиздат, 1940.—643 с.
6. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Ч. 1. Вып. 6.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.—384 с.
7. Павловский Н. Н. Собр. соч. Т. 1.— М.; Л.: Изд. АН СССР, 1955.—548 с.
8. Рябов А. К. Показательные формулы для русел с высокой шероховатостью.— Метеорология и гидрология, 1974, № 5, с. 102—104.
9. Срибный М. Ф. Формула средней скорости течения рек и их гидравлическая классификация по сопротивлению движению.— В кн.: Исследование и комплексное использование водных ресурсов. М., 1960, с. 204—220.
10. Форхгеймер Ф. Гидравлика.— М.; Л.: ОНТИ, 1935.—615 с.

*В. А. Янкина (ААНИИ)*

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ  
ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК  
В ОБЪЕКТОВОЙ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ  
(В МАСШТАБЕ СИНОПТИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ)**

На данном этапе исследований сформировано достаточно четкое представление о едином гидрометеорологическом процессе, протекающем в зоне перехода река—море. Эта зона включает низовья рек, их устьевые области (или комплексную устьевую область, как например у Оби, Енисея, Хатанги и Пясины) и районы моря, подверженные влиянию речного стока или определяющие изменчивость режима устьевых областей рек.

Гидрологический режим устьевых областей рек в интегральном и трансформированном виде отражает все изменения, происходящие в условиях формирования стока в речном бассейне. Антропогенные изменения климата и изменения водности рек за счет хозяйственной деятельности на водосборах и в речных руслах являются фоном, на котором будут происходить строительство и функционирование сложной водохозяйственной системы территориального перераспределения водных ресурсов. Вместе с естественными колебаниями климата они определяют условия протекания гидрометеорологического процесса.

Устьевые области рек, расположенные в арктической зоне, обладают рядом физико-географических особенностей, заставляющих рассматривать эти объекты как сложные комплексы, в которых происходит динамическое физико-химическое и биологическое взаимодействие реки и моря, суши и океана. Интенсивность этих процессов определяется физическими процессами, происходящими в атмосфере. С другой стороны, метеорологический режим прибрежных районов территории устьевой области, ее микроклимат зависит от характеристик гидрологического режима и в первую очередь речного стока.

Единый гидрометеорологический процесс в зоне перехода река—море является многофакторным, сложным по своей временной структуре, а самое главное — сочетает в себе детерминисти-

ческую и случайную составляющие. Этим определяется совокупность методов анализа и моделирования изменений характера процесса вследствие искажения одного из основных определяющих его факторов — речного стока. Как одно из самых важных звеньев этой цепи устьевая область реки состоит из нескольких участков, каждый из которых требует особого методического подхода. Здесь происходит переход методов от принятых в гидрологии суши к океанологическим.

Обзор работ [1—8], посвященных анализу и описанию отдельных гидрологических процессов, показал, что сформулированные к настоящему времени основные закономерности формирования гидрологического режима относятся к временным масштабам изменчивости от года к году, от сезона к сезону (с детализацией по месяцам) и не объясняют характер процессов в масштабе синоптических колебаний. Поскольку диапазон изменчивости значений гидрометеорологических элементов в этом временном масштабе для Обской губы сравним с их сезонной амплитудой (см. рисунок), необходимо выполнить анализ пространственно-временной изменчивости суточных значений гидрометеорологических элементов.

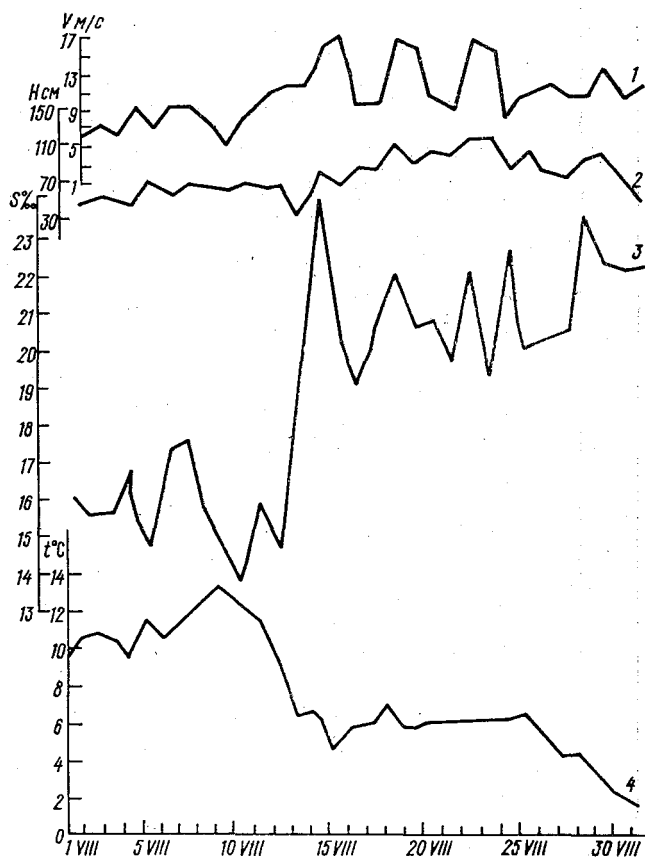
Пространственно-временная изменчивость гидрологических процессов, проходящих в устьевых областях рек арктической зоны, рассматривалась в ряде работ как океанологического профиля, так и посвященных вопросам гидрологии суши. Основные понятия наиболее четко сформулированы в работе Б. А. Крутских [13] и полностью применимы к устьевым областям рек, имеющим устьевое взморье в виде эстуария, в частности, к Обь-Тазовской устьевой области.

Нами были использованы данные наблюдений за уровнем, температурой воды и воздуха, давлением, ветром и соленостью на полярных станциях Обь-Тазовской устьевой области и замыкающих створах рек с привлечением материалов экспедиционных наблюдений.

В настоящее время в Обь-Тазовской устьевой области работает 17 гидрологических постов. Продолжительность наблюдений на этих постах недостаточна и ряды неоднородны для получения надежных вероятностных характеристик элементов режима, а состав и число сроков наблюдений не всегда соответствует программам устьевых постов. Наблюдения на береговых постах, строго говоря, не репрезентативны для открытой акватории [9]. Однако имеющиеся материалы дают представление о пространственно-временной изменчивости отдельных гидрологических характеристик и единого гидрометеорологического процесса в целом.

На первом этапе проводился анализ исходных рядов, выявлялись ошибки наблюдений, устанавливался тип распределения, характер внутрирядной связности. При условии достаточной близости распределения к нормальному и прямолинейности внутрирядных связей выполнялся дальнейший статистический анализ рядов.

Автокорреляционные функции показали уменьшение внутри-рядной временной связности гидрометеорологических рядов по мере приближения к морю. Особенно это хорошо выражено для рядов уровней и температуры воды (табл. 1). Пространственные взаимокорреляционные матрицы оказались различными для лет разных по тепловлагообеспеченности. В условиях сильного влия-



Ход гидрометеозлементов в северной части Обской губы.

1 — скорость ветра, м/с; 2 — уровень, см; 3 — соленость, ‰; 4 — температура воздуха, °С.

ния фона связи между разными районами акватории теснее, чем в годы, средние по условиям тепловлагообеспеченности (табл. 2). Спектральный анализ срочных наблюдений выявил наличие 3—4-дневных ритмов в подавляющем большинстве гидрометеорологических рядов.

Таким образом, было определено, что пространственно-временная изменчивость гидрологических характеристик в Обь-Тазовской устьевой области сравнима с изменчивостью элементов

Таблица 1

Значения автокорреляционных функций уровня и температуры воды для разных районов Обь-Тазовской устьевой области

| Район устьевой области | Сдвиг, сутки |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------------------------|--------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|                        | 1            | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    | 10   |
| Уровни воды            |              |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Замыкающий створ       | 0,95         | 0,94 | 0,93 | 0,93 | 0,92 | 0,92 | 0,91 | 0,90 | 0,90 | 0,89 |
| Дельта                 | 0,90         | 0,82 | 0,84 | 0,78 | 0,76 | 0,75 | 0,74 | 0,70 | 0,65 | 0,60 |
| Устьевое взморье       |              |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Тазовская губа         | 0,86         | 0,84 | 0,82 | 0,76 | 0,72 | 0,70 | 0,64 | 0,60 | 0,58 | 0,50 |
| Обская губа            | 0,78         | 0,76 | 0,72 | 0,64 | 0,62 | 0,58 | 0,54 | 0,50 | 0,40 | 0,30 |
| Выход в море           | 0,50         | 0,42 | 0,40 | 0,38 | 0,36 | 0,30 | 0,26 | 0,24 | 0,20 | 0,20 |
| Температура воды       |              |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Замыкающий створ       | 0,86         | 0,80 | 0,74 | 0,72 | 0,70 | 0,63 | 0,60 | 0,50 | 0,40 | —    |
| Дельта                 | 0,80         | 0,76 | 0,70 | 0,68 | 0,63 | 0,60 | 0,58 | 0,50 | 0,30 | —    |
| Устьевое взморье       |              |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Тазовская губа         | 0,78         | 0,72 | 0,68 | 0,60 | 0,50 | 0,48 | 0,40 | 0,30 | 0,20 | —    |
| Обская губа            | 0,76         | 0,70 | 0,60 | 0,56 | 0,50 | 0,46 | 0,40 | 0,30 | 0,30 | —    |
| Выход в море           | 0,70         | 0,60 | 0,56 | 0,48 | 0,40 | 0,30 | 0,30 | 0,20 | 0,20 | —    |

Таблица 2

Максимумы взаимнокорреляционных функций для разных районов  
Обь-Тазовской устьевой области в различные по тепловлагообеспеченности годы  
(знаменатель — год холодный маловодный, числитель — год теплый  
многоводный) для уровня и температуры воды

| Район устьевой области | Замыкающий створ | Дельта  | Устьевое взморье |             | Выход в море |
|------------------------|------------------|---------|------------------|-------------|--------------|
|                        |                  |         | Тазовская губа   | Обская губа |              |
| Температура воды       |                  |         |                  |             |              |
| Замыкающий створ       | —                | 0,8/0,9 | 0,8/0,7          | 0,5/0,6     | 0,3/0,5      |
| Дельта                 | 0,8/0,9          | —       | 0,7/0,8          | 0,6/0,7     | 0,4/0,5      |
| Устьевое взморье       |                  |         |                  |             |              |
| Тазовская губа         | 0,5/0,6          | 0,4/0,4 | —                | 0,7/0,8     | 0,5/0,6      |
| Обская губа            | 0,6/0,7          | 0,5/0,6 | 0,4/0,6          | —           | 0,5/0,7      |
| Выход в море           | 0,3/0,5          | 0,3/0,4 | 0,3/0,4          | 0,3/0,3     | —            |
| Уровень                |                  |         |                  |             |              |

гидрологического режима прибрежной зоны юго-западной части Карского моря и, следовательно, для ее анализа применимы понятия и определения, образующие логически замкнутую концепцию единого гидрометеорологического процесса [13].

Приемы анализа временной структуры взаимосвязей гидрометеорологических процессов сводятся к следующему:

1. Проводится сопряженный анализ хронологических графиков гидрометеозадающих элементов, их автокорреляционных и взаимнокорреляционных функций и функций спектральной плотности.

2. На основании результатов анализа (выявленных общих для отдельных процессов периодов колебания, коэффициентов связи между процессами для рассматриваемого периода открытого русла в целом) с помощью скользящего коэффициента корреляции рассчитывается трехмерная матрица, характеризующая временную изменчивость взаимосвязей.

3. Сравнение трехмерных матриц, полученных для ряда лет (разных по водности и теплообеспеченности) позволяет получить представление об основных закономерностях формирования гидрологического режима, его особенностях в разные синоптические периоды и самое главное — об условиях возникновения экстремальных ситуаций на фоне снижения объема речного стока.

При решении некоторых народнохозяйственных задач возникает потребность в более подробной информации о гидрологическом процессе, чем та, которую гидрологи получали до сих пор «традиционными» статистическими методами. Большую пользу здесь может оказать применение одного из новых разделов теории случайных процессов — теории выбросов, основы которой заложены С. Райсом [18]. На целесообразность использования теории случайных выбросов в гидрологии было впервые указано в работах [14—16]. Основные положения теории случайных выбросов изложены в работе [16].

Нами были рассмотрены возможности использования этого метода для выявления основных закономерностей и особенностей

гидрологического режима в Обь-Тазовской устьевой области в масштабе естественных гидрологических периодов.

Для выполнения одного из главных условий применимости теории выбросов — строгой стационарности процесса — исходные данные по суточной и срочной изменчивости гидрометеозаэлементов были заменены их обеспеченностями. За значение  $a$ , по отношению к которому определяются характеристики выбросов, были приняты значения гидрометеозаэлементов 15 и 85 %-ной обеспеченности, поскольку при этих условиях нарушаются взаимосвязи между гидрометеорологическими процессами в Обской губе.

Число выбросов за уровень  $a$  (или  $a'$ ) показывает, сколько раз за тот или иной период открытого русла может наблюдаться элементарный гидрологический процесс, проходящий в условиях, отличных от обычных. Продолжительность выбросов характеризует длительность естественного гидрологического периода, соответствующего этому процессу.

Расчет значений гидрометеозаэлементов редкой повторяемости для устьев арктических рек особенно важен, поскольку ряды наблюдений в этих районах непродолжительны.

Задачей дальнейших исследований является оценка вклада факторов в формирование элементарного гидрологического процесса в устьевой области, а также выявление закономерностей преобразования гидрологических процессов на разных участках акватории в различные по фоновым условиям интервалы летне-осеннего периода.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. В. Статистический анализ влияния ветровых полей на уровень арктических морей. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1973, вып. 4, с. 30—35.
2. Алексеев Г. В., Мустафин Н. В. О статистической структуре непериодических колебаний уровня арктических морей. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1972, вып. 40, с. 13—22.
3. Антонов В. С. Влияние речного стока на замерзание устьев рек и прибрежной полосы моря Лаптевых. — Труды ААНИИ, 1961, т. 213, с. 5—37.
4. Байдал М. Х. Комплексный макроциркуляционный метод долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1961. — 211 с.
5. Булатов Л. В., Захаров В. Ф. Формирование термического режима поверхностных вод в арктических морях. — Труды ААНИИ, 1976, т. 319, с. 63—72.
6. Бышев В. И., Иванов Ю. А. Временные спектры некоторых характеристик атмосферы над океаном. — Изд. АН СССР. Сер. физика атмосферы и океана, 1969, т. 5, № 1, с. 17—28.
7. Воробьев В. Н., Тигунцев Л. А. Многолетние колебания уровня Арктического бассейна и водообмена на его границах. — Труды ААНИИ, 1976, т. 319, с. 116—120.
8. Вялов Ю. А., Губер П. К. Изменчивость полей температуры в районах, прилегающих к Новой Шотландии и Новой Англии. — В кн.: Атлантический океан. Рыбопромысловые исследования. Вып. 3. Калининград, 1970, с. 117—135.
9. Григоркина Р. Г., Провоторов П. П., Уранов Е. Н., Чистяков Ю. А. Некоторые нестационарные вероятностные свойства внутри-

месячных колебаний уровня Карского моря.—Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1977, т. 109, № 1, с. 37—46.

10. Крутских Б. А. Таяние льда в результате теплового воздействия воды.—Океанология, № 4, 1961, с. 642—645.

11. Крутских Б. А. Комплексный метод прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня моря на примере бара р. Колымы.—Труды ААНИИ, 1963, т. 264, с. 18—30.

12. Крутских Б. А. Особенности ледообразования в арктических морях.—Труды ААНИИ, 1970, т. 292, с. 106—117.

13. Крутских Б. А. Основные закономерности изменчивости режима арктических морей в естественных гидрологических периодах.—Л.: Гидрометеиздат, 1978.—90 с.

14. Макаревич Т. Н., Ефимова З. А., Румянцев В. А., Савина Л. К. Применение теории случайных выбросов к исследованию временной изменчивости характеристик ледового режима р. Дунай.—Труды ГГИ, 1974, вып. 218, с. 3—10.

15. Румянцев В. А. Применение теории случайных выбросов в исследовании временных гидрологических рядов.—Труды ГГИ, 1973, вып. 211, с. 192—222.

16. Румянцев В. А., Бовыкин И. В. Основы теории случайных выбросов гидрологических рядов.—Сер. гидрология суши. Обнинск, Инф. центр, 1977.—с. 34.

17. Nordin C. F., Rosbjerg D. M. Applications of crossing theory in hydrology. Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology XV, I, 31. 1970. Fopenhodeg.

18. Rice S. O. Mathematical analysis of random noise. Bell system Tech. I. 24 (1945), 46—56.

*Е. Ю. Дивногорская, В. Л. Трушевский (ЛГМИ)*

**К ВОПРОСУ О ТОЧНОСТИ БАЛАНСОВОГО МЕТОДА  
РАСЧЕТА ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА  
УСТЬЕВЫХ УЧАСТКОВ РЕК  
(НА ПРИМЕРЕ ОБЬ-ТАЗОВСКОЙ ГУБЫ)**

Среди водных объектов наиболее сложным в гидродинамическом, а, следовательно, и в гидротермическом отношении является устьевое взморье. Как правило, взморье включает в себя дельту реки, речную и морскую части взморья [1]. На каждом из участков акватории соответственно меняется роль определяющих термический режим факторов. Тем самым затруднено применение существующих и разработка новых методов расчета термического режима акватории. В настоящей работе делается попытка оценить относительную роль отдельных факторов в процессе формирования термического режима, а также зависимость результатов расчета температуры воды с помощью теплобалансовой модели, созданной в ЛГМИ [2], от числа учитываемых теплотоков.

Положенное в основу модели уравнение теплового баланса учитывает основные тепловые потоки через поверхность воды [3—5] и часть потоков, обусловленных гидродинамикой водоема. Из гидродинамических процессов к наиболее важным можно отнести сгонно-нагонные и приливо-отливные явления, водообмен с морем и трансформацию паводочной волны на взморье. Основным достоинством балансовой модели является возможность выполнения многократных расчетов при неизменном алгоритме решения задачи. При этом допустима замена или исключение из расчета аналитических зависимостей для определения отдельных теплотоков, влияющих на термический режим водоема. Такое построение модели позволяет производить численные эксперименты по количественной оценке роли каждого фактора в общем тепловом балансе водоема, а также определить точность расчета температуры воды в зависимости от полноты учета теплотоков.

Такая работа была проделана на примере Обской губы. Полученные ранее расчетные значения температуры воды для пе-

риода открытого русла за 18 лет с учетом указанных ранее факторов были сопоставлены с имеющимися эпизодическими данными наблюдений, что позволяет считать полученные результаты достаточно близкими к истине.

Для установления весомости каждого теплового потока в общем балансе была проделана серия численных экспериментов, которая заключалась в исключении исследуемого фактора из расчета или в формальном удвоении его численного значения и последующем сравнении полученных результатов с контрольным расчетом.

Анализ построенных по результатам расчета графиков (рис. 1) показал, что важнейшим фактором для всей акватории является длинноволновый баланс водной поверхности. Выполненные расчеты подтвердили значительную роль теплопотерь на испарение и позволили количественно оценить влияние этого фактора для различных участков акватории. Наибольшая ошибка вычисления температуры возникает при недоучете испарительно-конвективного теплообмена в периоды выхолаживания и достигает 45 и 22 % соответственно.

Значительные размеры акватории Обской губы определяют необходимость учета трансформации воздушного потока за время его прохождения над водной поверхностью (особенно при ветрах северных румбов). При использовании в расчете данных наблюдений береговых метеостанций ошибка расчета температуры воды может достигать 30 %. В этом случае даже ориентировочное определение коэффициента трансформации существенно улучшает результаты расчета.

Вытянутая практически в меридиональном направлении Обская губа подвержена воздействию сгонно-нагонных течений. Как показывают расчеты, модель позволяет учесть влияние этих явлений на термический режим водоема; изменение температуры воды при их недоучете составляет около 7—8 %, причем наблюдается только в нижней части Обской губы.

Расчетная продолжительность периода открытого русла была принята для условий водпоста г. Салехарда, самой южной части акватории. На протяжении Обской губы продолжительность периода открытого русла и сроки установления ледостава значительно изменяются, поэтому учет ледовой обстановки при расчете температуры воды обязателен. Наибольшее значение этот фактор имеет в северной части акватории, где полного исчезновения льда практически не наблюдается. В результате недоучета теплопотерь на таяние льда температура воды может быть завышена в несколько раз.

Роль тепловой боковой приточности требует особого рассмотрения для каждого водоема, поэтому объем тепловой приточности в общем балансе на отдельных участках задавался равным нулю, расчетному его значению, увеличенному в два, три, четыре и пять раз. Наибольшее влияние на термический режим Обской губы боковая приточность приобретает в июле, когда объем стока

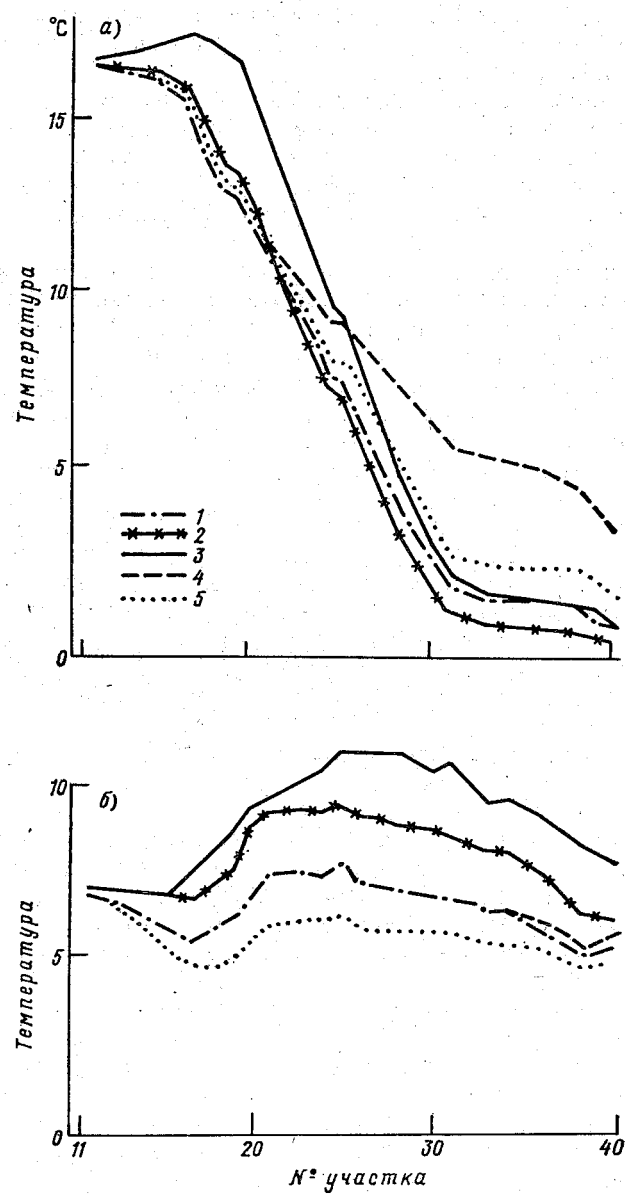


Рис. 1. Расчетные значения температуры воды при недоучете теплотерь на испарение (2), конвективно-турбулентный теплообмен (3), таяние ледяного покрова (5) и при недоучете трансформации воздушной массы над водной поверхностью.

достаточно велик и поступающая с водосборов вода имеет уже достаточно высокую температуру. В районе устья р. Надым температура воды может повышаться на  $0,9—1,0^{\circ}\text{C}$ . На выходе в Карское море эти изменения уменьшаются до  $0,2—0,3^{\circ}\text{C}$ . В период выхолаживания приток более холодной воды с водосборов понижает температуру акватории сначала в верхней части губы (август), а затем в районе слияния с Тазовской губой (сентябрь). В целом можно отметить существенное влияние боковой приточности на термический режим Обской губы.

После установления влияния каждого из факторов на результаты расчета термического режима был выполнен ряд численных экспериментов по определению температуры воды при различном количестве учтенных факторов, вводимых в расчет по степени их весомости в общем балансе тепла (см. таблицу). Вначале водоем рассматривался как непроточный и не подверженный динамическим воздействиям, т. е. учитывался только теплообмен через поверхность, а затем в расчет вводились характеристики теплообмена.

| № расчета | Фактор, введенный в расчет в дополнение к предыдущим |
|-----------|------------------------------------------------------|
| 1         | Радиационный баланс и эффективное излучение          |
| 2         | Теплопотери на испарение                             |
| 3         | Конвективно-турбулентный теплообмен                  |
| 4         | Учет трансформации воздуха над водой                 |
| 5         | Учет ледовитости                                     |
| 6         | Теплоприход с осадками                               |
| 7         | Боковая тепловая приточность                         |
| 8         | Сток основной реки                                   |
| 9         | Сгонно-нагонные явления                              |

Значения температуры воды, полученные в результате расчета по теплопотокам, обусловленным коротковолновой и длинноволновой солнечной радиацией, позволяют судить лишь о тенденции ее изменения по участкам Обской губы (рис. 2). Наиболее существенно на результаты расчета температуры воды влияет учет испарения, конвективно-турбулентного теплообмена, ледовой обстановки и стока реки-донора. Соотношение роли теплопотоков меняется на протяжении Обской губы и зависит от времени. Наибольшая амплитуда изменений температуры воды наблюдается в весенне-летний период. Поскольку весомость каждого последующего фактора понижается в общем балансе, то степень уточнения результатов по мере их учета также понижается.

Таким образом, точность определения температуры воды водоемов при помощи гидротермической балансовой модели зависит от состава учитываемых теплопотоков, рассчитываемых по рекомендованным литературой зависимостям [3—5]. Наибольшее значение при этом имеет точность определения таких важнейших составляющих теплового баланса, как радиационный баланс, испарение и конвективно-турбулентный теплообмен водной поверхности,

ледовые явления. Для значительных по площади водоемов нужно учитывать трансформацию воздушной массы над водной поверх-

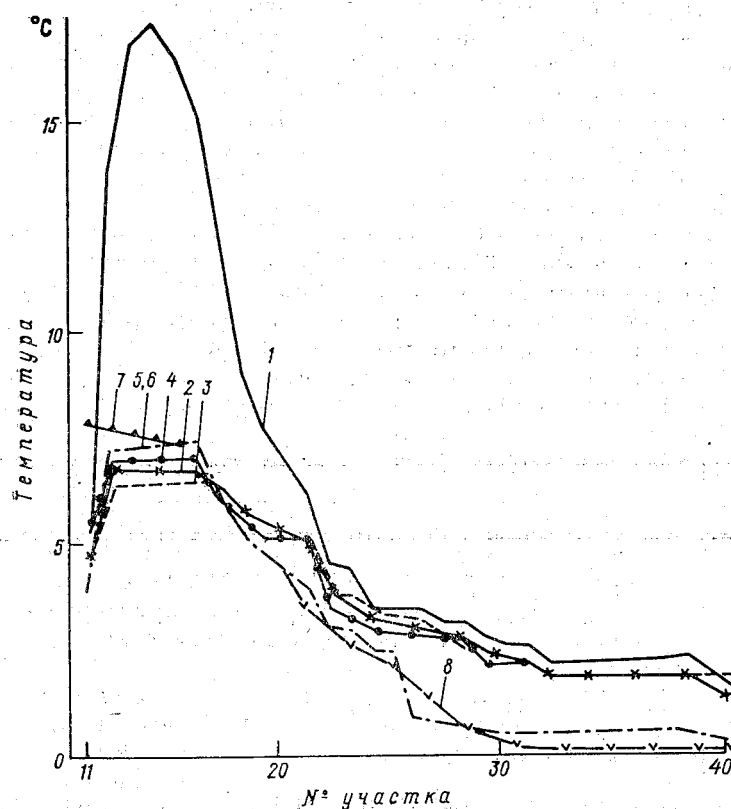


Рис. 2. Расчетные значения температуры воды при различном количестве учтенных тепловых потоков.  
1-8 — см. в таблице.

ностью. Значением таких факторов, как осадки и теплообмен с грунтом дна для Обской губы можно пренебречь, так как погрешность расчета температуры при этом не превышает 3—5 %.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ямало-Гыданская устьевая область (физико-географическая характеристика)/Под ред. Р. К. Сиско.—Л.: Гидрометеиздат, 1977.—308 с.
2. Спицын И. П., Винников С. Д., Трушевский В. Л., Дивногорская Е. Ю. Балансовая модель термического режима устьевого взморья (на примере Обской губы).—Труды ААНИИ, 1981, т. 308, с. 23—28.
3. Кириллова Т. В. Радиационный режим озер и водохранилищ.—Л.: Гидрометеиздат, 1963.—196 с.
4. Браславский А. П., Викулина В. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ.—Л.: Гидрометеиздат, 1964.—212 с.
5. Готлиб Я. Л., Жидких В. П., Сокольников Н. М. Тепловой режим водохранилищ электростанций.—Л.: Гидрометеиздат, 1976.—203 с.

*М. А. Науменко (Институт озераведения АН СССР)*

### **ТЕРМОБАР КАК СТРУКТУРНЫЙ ФРОНТ В БОЛЬШИХ ОЗЕРАХ**

Неоднородность вод в озерах определяется особенностями энергомассообмена через границу раздела вода—воздух и термогидродинамическими процессами внутри водной толщи. Водные массы озер при своем взаимодействии образуют зоны сходимости — фронтальные разделы, именно в них происходит перестройка процессов передачи тепла и массы, зона фронта способствует обострению биологических процессов. Фронтальная зона характеризуется существенным увеличением градиентов гидрологических и гидрохимических элементов.

В больших озерах, где температура воды дважды достигает температуры наибольшей плотности, в период весеннего нагревания и осеннего охлаждения существует фронтальный раздел — термобар. Термобар впервые описан Ф. Форелем в начале нашего века, изучением термобара занимались А. И. Тихомиров [2, 3], Дж. Роджерс [7], Дж. Эллиот [5]. Термобар — это зона, разделяющая стратифицированные воды от изотермичных. Формальной границей раздела между разнородными водами является 4-градусная изотерма, указывающая на зону сходимости наиболее плотных вод.

Одной из разновидностей океанских фронтов является структурный фронт, который, подобно термобару, разделяет стратифицированную водную массу от изотермичной. Структурные фронты обнаружены в Беринговом [8] и Ирландском море [9]. Они имеют место весной и осенью и обязаны своим существованием балансу между энергией приливного перемешивания и энергией плавучести. Структурный фронт имеет существенное сходство с осенним термобаром, когда прибрежные озерные воды уже исчерпали свой теплотезапас и перешли к изотермии по вертикали, а центральная водная масса остается стратифицированной. Хотя природа образования термобара и структурного фронта различна, однако термобар можно рассматривать как структурный фронт в больших озерах, так как именно в зоне термобара происходит перестройка

структуры водных масс. Вероятно, что некоторые термогидродинамические процессы будут подобными в озере и в море.

Основным процессом, определяющим скорость передачи тепла в горизонтальном и вертикальном направлениях, является турбулентная теплопроводность. При формировании различных структур водных масс неодинаковость процессов теплопроводности способствует образованию фронтального раздела в озере. На рис. 1 показано распределение температуры в термобаре на разрезе, выполненном экспедицией Института озероведения АН СССР в восточной части Ладожского озера в мае 1979 г. Из физических соображений следует, что чем меньше вертикальная температу-

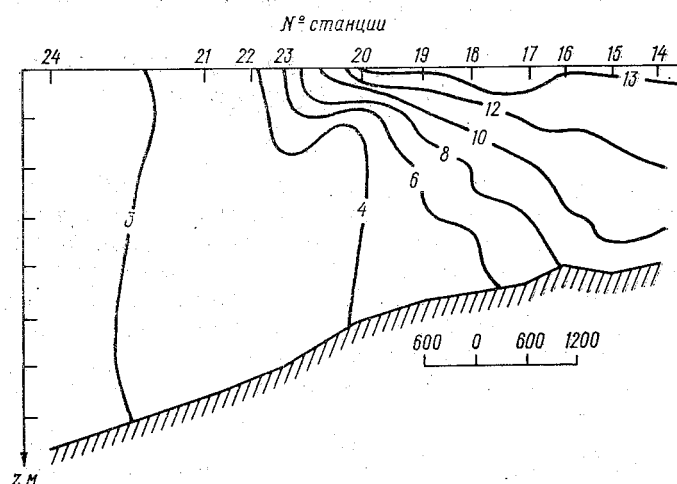


Рис. 1. Распределение температуры в термобаре.

проводность, тем круче профиль температуры и, следовательно, больше вертикальная устойчивость слоев. На рис. 2 приведены вертикальные профили частоты Вьяйсяля—Брента, указывающие на различие устойчивости вод по разные стороны от 4-градусной изотермы. В стратифицированной водной массе, следуя от прибрежной станции к центру озера, заметна тенденция к увеличению устойчивости верхнего пятиметрового слоя и уменьшению устойчивости нижележащих слоев. В изотермической области частота  $N$  по всей толще одинакова и близка к нулю. Таким образом, следует ожидать изменений коэффициентов турбулентной теплопроводности при переходе от одной водной массы к другой.

Целью настоящей работы является оценка изменения турбулентной теплопроводности в зоне термического фронта. Рассмотрим двумерное стационарное уравнение теплопроводности с учетом горизонтального и вертикального переноса для определения коэффициентов горизонтальной  $A_x$  и вертикальной темпера-

туропроводности  $A_z$  в зоне взаимодействия стратифицированной и изотермичной водных масс

$$A_x \frac{\partial^2 \Theta}{\partial x^2} + A_z \frac{\partial^2 \Theta}{\partial z^2} = U \frac{\partial \Theta}{\partial x} + W \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \quad (1)$$

где  $\Theta$  — температура,  $W$  — вертикальная скорость,  $U$  — скорость течения, нормального к фронту. Ось  $z$  направлена вниз. Двумерность процесса на фронте очевидна в силу существенно больших градиентов характеристик поперек фронта, чем в продольном направлении. Стационарность определяется исходными данными. Съемка температуры и течений поперек термобара была выполнена за семь с половиной часов, этот временной интервал несуществен для эволюции термобара. Так как уравнение имеет три неизвестных, два из которых  $A_x$  и  $A_z$  — коэффициенты,  $W$  — вертикальная скорость.

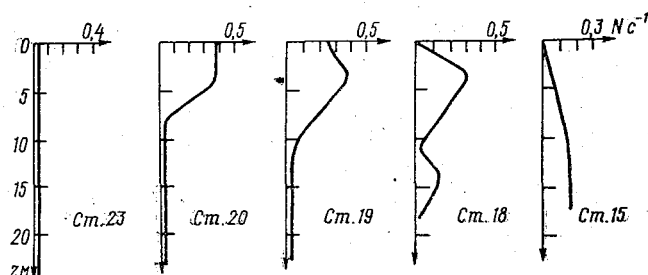


Рис. 2. Вертикальные профили частоты Вэйсяля—Брента в изотермичной и стратифицированной водной массе.

Определим сначала  $W$ . В силу двумерности процесса и небольших расстояний между станциями вертикальные скорости можно определить из уравнения неразрывности

$$W = - \int_0^z \frac{\partial U}{\partial x} dz, \quad (2)$$

принимая на дне  $W_z = 0$ .

Вертикальные движения представляют собой восходящие и нисходящие потоки с основной зоной опускания в области 4-градусной изотермы. Скорости, по крайней мере, на порядок превышают значения вертикальных скоростей в океане (см. таблицу). Таким образом, для определения  $A_x$  и  $A_z$  необходимо составить систему из двух уравнений для соседних станций. Аналогичным способом решалось уравнение теплопроводности В. Н. Степановым [1] для определения составляющих течений  $U$  и  $W$  с заданием постоянным  $A_z$ . Для уточнения коэффициентов  $A_x$  и  $A_z$  составлялись системы уравнений не только для соседних станций, но и для пар станций через одну и две станции. Отрицательные значения, получаемые при решении, не принимались во внимание.

| Вертикальные скорости в термобаре, см/с · 10 <sup>2</sup> |           |      |      |      |      |     |      |      |     |                                     |
|-----------------------------------------------------------|-----------|------|------|------|------|-----|------|------|-----|-------------------------------------|
| Гори-<br>зонт,<br>м                                       | № станции |      |      |      |      |     |      |      |     | Океан                               |
|                                                           | 15        | 16   | 17   | 18   | 19   | 20  | 23   | 22   | 21  |                                     |
| 5                                                         | 4,3       | 6,2  | -0,6 | -3,5 | 0,6  | 4,0 | 1,0  | 0,1  | 1,7 | 10 <sup>-3</sup> ÷ 10 <sup>-4</sup> |
| 10                                                        | 2,0       | 2,3  | -1,0 | -3,0 | -0,3 | 3,5 | -2,5 | -1,0 | 4,3 |                                     |
| 15                                                        | -0,05     | -1,9 | 0,0  | -1,3 | -0,8 | 1,8 | -2,3 | -1,0 | 3,2 |                                     |

На рис. 3 представлены графики изменения коэффициентов горизонтальной и вертикальной турбулентной теплопроводности для трех горизонтов. Сплошные линии ограничивают разброс вычисленных коэффициентов. Пунктирная линия указывает на положение 4-градусной изотермы.

Коэффициенты вертикальной теплопроводности  $A_z$  претерпевают существенное изменение при переходе от стратифицированной водной массы к изотермичной. В верхнем пятиметровом слое наибольшее значение коэффициент имеет в районе станций 14 и 15, где наблюдаются значительные градиенты вертикальной и горизонтальной скорости и  $N \leq 0,1 \text{ с}^{-1}$  и в зоне 4-градусной изотермы, где стратификация близка к безразличной при больших градиентах скорости течений. Наименьшее значение, как и следовало ожидать,  $A_z$  имеет в резкостратифицированной зоне, где  $N > 0,3 \text{ с}^{-1}$ . На нижележащих горизонтах коэффициент вертикальной теплопроводности в зоне 4-градусной изотермы увеличивается в 20—70 раз, что говорит о резкой анизотропии в скорости передачи тепла с глубиной. Именно на придонных горизонтах осуществляется интенсивный обмен теплом между стратифицированной и изотермичной водными массами. В изотермичной водной массе, где горизонтальные и вертикальные градиенты незначительны,  $A_z$  уменьшается до 5—20 см<sup>2</sup>/с.

Коэффициенты горизонтальной теплопроводности  $A_x$  линейно уменьшаются от прибрежной станции к центру озера. На горизонте 15 м резкое увеличение  $A_x$  указывает на интенсивный турбулентный обмен теплом между водными массами. Хемблн [6], исследуя горизонтальную диффузию примеси в Великих Американских озерах, показал, что в изотермичной области  $A_x = 5 \times 10^4 \text{ см}^2/\text{с}$ , а в стратифицированной водной массе  $A_x > 10^5$ . Для коэффициентов обмена количеством движения Н. Н. Филатов [4] в верхнем однородном слое Ладожского озера получил  $2—5 \cdot 10^4 \text{ см}^2/\text{с}$ . Наши расчеты хорошо согласуются с этими исследованиями.

В заключение следует отметить, что коэффициенты обмена зависят от временных и пространственных масштабов, в нашем случае временной интервал равен 7 ч, а масштаб длины — 6 км, т. е. рассмотрена мезомасштабная изменчивость теплопроводности на структурном фронте.

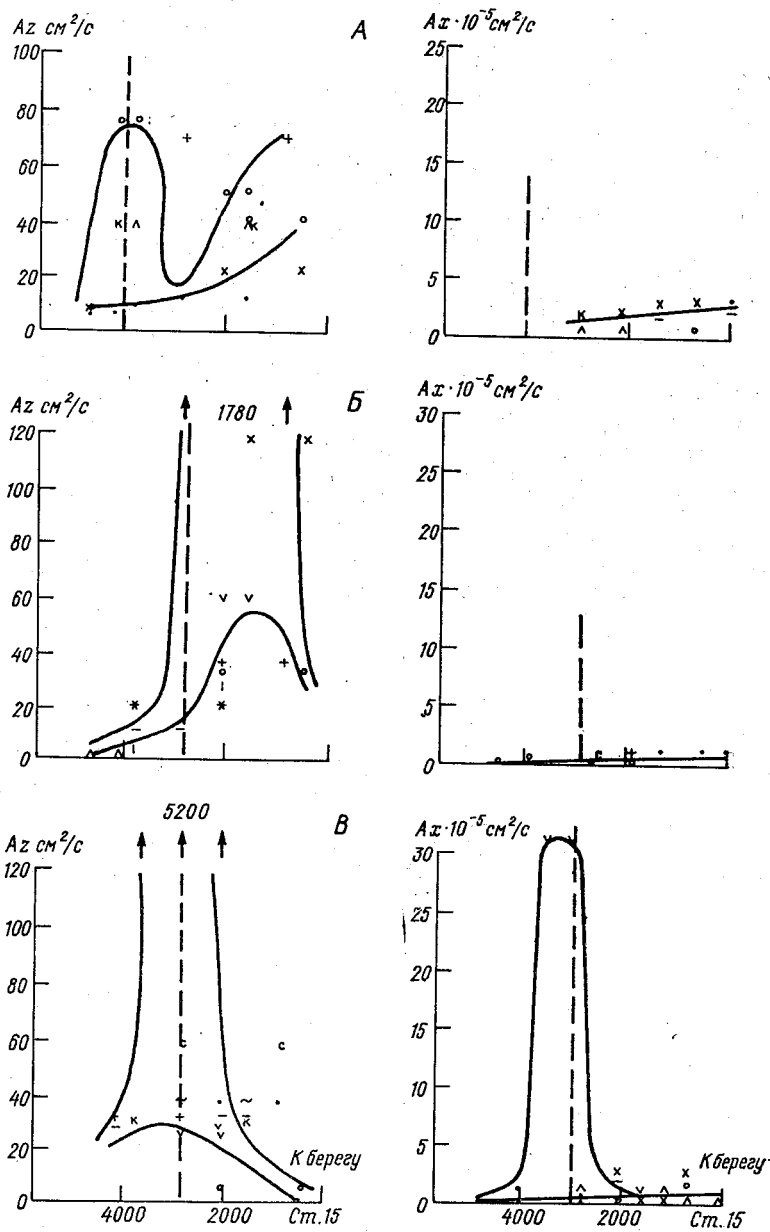


Рис. 3. Изменение  $A_x$  и  $A_z$  в термобаре на горизонтах 5 (А), 10 (Б) и 15 м (В).

Одинаковыми значками обозначены решения одной системы уравнений.

Таким образом, процессы, приводящие к перестройке структуры водных масс в озере и в море, определяются различием в теплопроводности в зоне фронта. В термобаре основной обмен теплом происходит на придонных горизонтах, и нагревание изотермичной водной массы идет не только за счет взаимодействия с атмосферой, но и снизу в зоне фронта.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Степанов В. Н. К изучению вертикальной циркуляции и структуры вод Арктического бассейна.— Вопросы географии, 1970, вып. 84, с. 188—201.
2. Тихомиров А. И. О термическом баре в Якимварском заливе Ладожского озера.— Изв. ВГО, 1959, т. 91, вып. 5, с. 424—438.
3. Тихомиров А. И. О термическом баре Ладожского озера.— Изв. ВГО, т. 95, вып. 2, 1963, с. 134—142.
4. Филатов Н. Н. Некоторые особенности турбулентного обмена в озерах. В кн.: Изменчивость гидрофизических полей в озерах. Л., 1978. С. 89—116.
5. Elliott G. H. A mathematical study of the thermal bar. Proc. 14th. Conf. Great Lakes Res. Michigan, 1971, p. 545—554.
6. Hamblin P. F. An investigation of horizontal diffusion in Lake Ontario. Proc. 14th. Conf. Great Lakes Res. Michigan, 1971, p. 570—577.
7. Rodgers G. K. Field investigation of thermal bar in Lake Ontario: Precision temperature measurements. Proc. 14th. Conf. Great Lakes Res. Michigan, 1971, p. 618—624.
8. Shumacher J. D., Kinder T. H., Pashinski D. J., Charnell R. L. A structural Front Over the Continental Shelf of the Eastern Bering Sea. Jour. Phys. Oceanogr., 1979, vol. 9, p. 79—87.
9. Simpson J. H. Density stratification and microstructure in the western Irish Sea. Deep-Sea Res, 1971, vol. 18, p. 309—319.

*И. А. Орлова (Ленгидропроект)*

**РАСЧЕТ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ  
р. ЕНИСЕЯ НА УЧАСТКЕ ТУРУХАНСК—ИГАРКА  
В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД ПОД ВЛИЯНИЕМ  
ТУРУХАНСКОЙ ГЭС**

Строительство ГЭС оказывает определенное влияние на водность и термический режим рек. ГЭС регулируют расходы, что приводит к выравниванию гидрографов и как следствие к более плавному внутригодовому распределению стока. Из глубокого водохранилища в нижний бьеф поступает вода с температурой, отличающейся от температуры воды в реке в бытовых условиях, причем зимой поступает более теплая вода, что влечет за собой образование полыньи, а летом — более холодная. Тепловое влияние ГЭС может проследиваться на большом расстоянии. Изменение термического режима влечет за собой изменение сроков замерзания и вскрытия, что влияет на продолжительность навигации, а также может сказаться на рыбном хозяйстве. Исходя из вышеизложенного указанная проблема является достаточно важной, интересующей многие отрасли народного хозяйства.

В данной работе рассматривается влияние Туруханской ГЭС, построенной на р. Нижней Тунгуске, на термический режим Енисея ниже впадения р. Нижней Тунгуски в летний период. Расчет выполнен по исходным данным о режиме работы ГЭС, принятым для 1-го этапа ТЭО.

Створ Туруханской ГЭС располагается в 120 км от устья р. Нижней Тунгуски. Созданное водохранилище длиной более 1000 км, шириной 3000—5000 м и более имеет среднюю глубину 40—45 м и на нижнем 200-километровом участке 90 м, а наибольшую у плотины — 190 м. Проточность водохранилища очень мала. В безледоставный период, когда зарегулированные расходы составляют 1000 м<sup>3</sup>/с, водохранилище характеризуется показателем водообмена  $\frac{W}{Q}$  в среднем 10 лет. В табл. 1 приведены характеристики водохранилища при НПУ. В связи с регулированием стока

р. Нижней Тунгуски Туруханской ГЭС расходы воды в летний период значительно уменьшатся. Это уменьшение составит по сравнению со среднемноголетним расходом воды в июне около 1940 м³/с, в июле—августе 1500—2000 м³/с. Вследствие этого уменьшатся расходы р. Енисея у г. Туруханска, однако это уменьшение не будет столь значительным, за исключением июня, когда расход воды Енисея уменьшится в 2 раза. В табл. 2 представлены среднемесячные расходы в устье р. Нижней Тунгуски и р. Енисея в створе Туруханск за период 1967—1977 гг.

Таблица 1

| Объем, км³ | Площадь зеркала, км² | Средний годовой расход в створе ГЭС, м³/с | Зарегулированные расходы (вариант 1) |       |
|------------|----------------------|-------------------------------------------|--------------------------------------|-------|
|            |                      |                                           | IV—IX                                | X—III |
| 409,4      | 9400                 | 3580                                      | 1000                                 | 3300  |

Таблица 2

|                            | VI           | VII    | VIII   | IX     |
|----------------------------|--------------|--------|--------|--------|
|                            | Расход, м³/с |        |        |        |
| р. Нижняя Тунгуска — устье | 22 200       | 5 540  | 3 390  | 3 830  |
| р. Енисей — г. Туруханск   | 46 800       | 17 000 | 13 400 | 14 300 |

Температура воды, поступающей в нижний бьеф Туруханской ГЭС, рассчитана по методу аналогии (в качестве аналога использовалось Усть-Илимское водохранилище с соответствующей корректировкой на климатические различия районов этих двух водохранилищ). Принятые значения температуры представлены в табл. 3.

Таблица 3

| Температура воды, °C |     |      |     |
|----------------------|-----|------|-----|
| VI                   | VII | VIII | IX  |
| 3,0                  | 4,6 | 7,0  | 7,2 |

Вода, проходя по нижнему бьефу до устья р. Нижней Тунгуски, будет нагреваться или охлаждаться в зависимости от теплообмена с атмосферой. Это изменение температуры было рассчитано по формуле Россинского [1]

$$\Delta t = \frac{S}{\gamma c q} L, \quad (1)$$

где  $\Delta t$  — изменение температуры воды в конце расчетного участка,  $S$  — суммарный тепловой поток на поверхности воды,  $\gamma$  — плотность

воды,  $c$  — удельная теплоемкость воды,  $q$  — удельный расход,  $L$  — длина участка.

Тепловой поток рассчитывался по общепринятой методике, изложенной в «Рекомендациях по термическому расчету водохранилищ» ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева [2] и [3]. Полученные в результате расчета температуры воды в устье р. Нижней Тунгуски (для условий среднего года) приведены в табл. 4. Здесь же для сравнения приведены температуры воды в бытовых условиях.

Таблица 4

|                   | Температура воды, °C |      |      |     |
|-------------------|----------------------|------|------|-----|
|                   | VI                   | VII  | VIII | IX  |
| Проектные условия | 6,5                  | 9,1  | 8,6  | 6,6 |
| Бытовые условия   | 9,5                  | 15,3 | 11,9 | 5,0 |

Для того чтобы оценить влияние Туруханской ГЭС на температуру воды в Енисее, был выполнен расчет температуры воды в проектных условиях на участке Туруханск—Игарка протяженностью 277 км. Расчет производился по уравнению теплового баланса для среднемесячных тепловых расходов. Методика была разработана в ГГИ для прогноза изменения температуры воды под влиянием изъятия части стока при переброске [4]. Расчетное уравнение имеет вид

$$Q_{нт}t_n = Q_{вт}t_v + Q_{пр}t_{пр} \pm A, \quad (2)$$

где  $Q_{нт}t_n$  — расход и температура воды в нижнем расчетном створе (Игарка);  $Q_{вт}t_v$  — расход и температура воды в верхнем расчетном створе (Туруханск);  $Q_{пр}t_{пр}$  — расход и температура бокового притока на расчетном участке,  $A$  — член уравнения, учитывающий изменение температуры воды за счет теплообмена с атмосферой.

Поскольку использовались среднемесячные значения  $Q$  и  $t$ , время добегания от Туруханска до Игарки, составляющее 3 дня, не учитывалось.

Расчеты выполнялись для пяти конкретных лет (1960, 1964, 1973, 1975, 1976 гг.), выбранных таким образом, чтобы среди них оказались годы с холодным и теплым летом, маловодным и многоводным боковым притоком. Кроме того, средние месячные значения температуры воды в эти годы близки к средним за период наблюдений. Расчет велся в два этапа. Вначале уравнение (2) решалось относительно члена  $A$ ;  $Q_{нт}t_n$ ,  $Q_{вт}t_v$ ,  $Q_{пр}t_{пр}$  принимались для бытовых условий. На участке от Туруханска до Игарки впадают три значительных притока, на которых имеются гидрометрические наблюдения. Общий боковой приток рассчитывался через модуль стока с площади водосбора (полученный по характерному притоку). Расчет  $Q_{пр}t_{пр}$  является менее трудоемким и более надежным, чем вычисление члена  $A$ .

Для прогноза  $Q_{нтн}$  в проектных условиях предварительно рассчитывались тепловые расходы  $Q_{втв}$  в Туруханске как средневзвешенные при смешении соответствующих тепловых проектных расходов Енисея и Нижней Тунгуски. Составляющие бокового притока и теплообмена с атмосферой в соответствующие годы принимались без изменений. Составляющая уравнения теплового баланса, учитывающая изменение температуры за счет теплообмена с атмосферой, для проектных условий не рассчитывалась, так как проектная температура в верхнем расчетном створе отличается от бытовой только на  $0,2—0,3^{\circ}\text{C}$  и не внесет заметной ошибки в величину теплопритока. Таким образом, на конкретные бытовые условия накладывались изменения температуры и водности, связанные с эксплуатацией Туруханской ГЭС.

В результате получены среднемесячные значения температуры воды в Игарке для пяти конкретных лет. В табл. 5 приведены значения температуры воды по Туруханску и Игарке в бытовых и проектных условиях, средние за пять расчетных лет, а также изменения, связанные с деятельностью Туруханской ГЭС.

Таблица 5

|                       | Температура воды за 5 расчетных лет, $^{\circ}\text{C}$ |      |      |      |
|-----------------------|---------------------------------------------------------|------|------|------|
|                       | VI                                                      | VII  | VIII | IX   |
| Туруханск             |                                                         |      |      |      |
| Бытовые условия       | 8,1                                                     | 16,8 | 15,7 | 9,5  |
| Проектные условия     | 8,3                                                     | 16,6 | 15,4 | 9,3  |
| Изменение температуры | 0,2                                                     | -0,2 | -0,3 | -0,2 |
| Игарка                |                                                         |      |      |      |
| Бытовые условия       | 5,7                                                     | 16,2 | 15,8 | 10,6 |
| Проектные условия     | 4,4                                                     | 16,1 | 15,5 | 10,4 |
| Изменение температуры | -1,3                                                    | -0,1 | -0,3 | -0,2 |

В целом изменения в проектных условиях направлены в сторону небольшого понижения температуры воды в пределах  $0,1—0,3^{\circ}\text{C}$  (за исключением июня). В июне некоторое местное повышение температуры воды в Туруханске связано с уменьшением поступления более холодной воды из р. Нижней Тунгуски в Енисей. Далее вниз по течению температура воды понижается. В Игарке это понижение составляет в среднем  $1,3^{\circ}\text{C}$ , что объясняется значительным уменьшением (в 1,5—2 раза) расхода воды в проектных условиях при сохранении отрицательного теплового баланса на участке Туруханск—Игарка в этом месяце.

В заключение были рассчитаны значения температуры воды в Игарке для средних проектных условий работы Туруханской ГЭС. С этой целью средние изменения температуры для конкретных лет были отнесены к средним многолетним значениям температуры воды в Игарке за период 1936—1977 гг. (табл. 6).

Таблица 6

|                          | Температура воды за период, °С |      |      |      |
|--------------------------|--------------------------------|------|------|------|
|                          | VI                             | VII  | VIII | IX   |
| Игарка                   |                                |      |      |      |
| Средняя за 1936—1977 гг. | 5,7                            | 15,7 | 15,8 | 10,5 |
| Расчетная температура    | 4,4                            | 15,6 | 15,5 | 10,3 |

Таким образом, влияние Туруханской ГЭС на температурный режим р. Енисея в районе Игарки, за исключением июня, можно считать незначительным.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Крицкий С. Н., Менкель М. Ф., Россинский К. И. Зимний термический режим водохранилищ, рек и каналов.— М.; Л.: Госэнергоиздат 1947.— 155 с.
2. Кириллова Т. В. Радиационный режим озер и водохранилищ.— Л.: Гидрометеиздат, 1970.— 237 с.
3. Рекомендации по термическому расчету водохранилищ.— Л.: Изд-во ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева, 1979.— 73 с.
4. Донченко Р. В., Киселев А. А. Оценка возможных изменений ледового и термического режима р. Северной Двины под влиянием изъятия части стока.— Труды ГГИ, 1978, вып. 248, с. 3—14.

*Н. Н. Москвина, И. В. Филатова (ГГИ)*

### **ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ИЗМЕНЕНИЕ БИОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВОДОЕМОВ**

В настоящее время исследованию евтрофирования водоемов посвящено много работ, в которых рассматриваются различные аспекты этого процесса. В естественных условиях евтрофирование происходит очень медленно, в масштабе геологических эпох, но деятельность человека на водосборном бассейне или непосредственно на водоеме существенно ускоряет его, так как вызывает дополнительное не обусловленное природными факторами поступление биологически активных веществ в водоем и тем самым нарушает соотношение составляющих баланса веществ.

Но при одинаковой скорости поступления питательных веществ с водосбора повышение продуктивности в водоемах, различающихся по климатическим условиям и морфометрическим характеристикам может быть различной. Глубокие озера способны принимать большее количество биогенных элементов без проявления серьезных симптомов нарушения экологического равновесия, в мелководных водоемах больше вероятность вовлечения богатых биогенами донных отложений в биотический круговорот. Поэтому при исследовании реакции водоема на повышенное поступление питательных веществ в качестве параметров входят такие показатели, как глубина, время водообмена, коэффициент удержания веществ в водоеме [1].

Большое практическое значение имеют количественные связи фосфора как фактора, стимулирующего и лимитирующего развитие автотрофных гидробионтов, с различными морфометрическими и гидрологическими характеристиками, так как добавление фосфора способствует более полному использованию фитопланктоном присутствующего в воде азота, повышенному потреблению кремния диатомовыми водорослями и увеличению их биомассы [2].

Нами была проведена оценка уровня трофности некоторых водоемов СССР с использованием схемы Фолленвейдера, в которой

рассчитывается поступление фосфора (в граммах на квадратный метр акватории в год) и в зависимости от средней глубины и времени водообмена ( $t_b$ ) водоем относится к олиго-, мезо- или евтрофной зоне (рис. 1). Расчеты показали, что водохранилища Днепра — Киевское, Кременчугское и Каховское, а также Волжские — Горьковское, Куйбышевское, Саратовское и Волгоградское относятся к водоемам евтрофной зоны, Рыбинское водохранилище является мезотрофным, а Ладожское озеро можно оценить как переходное

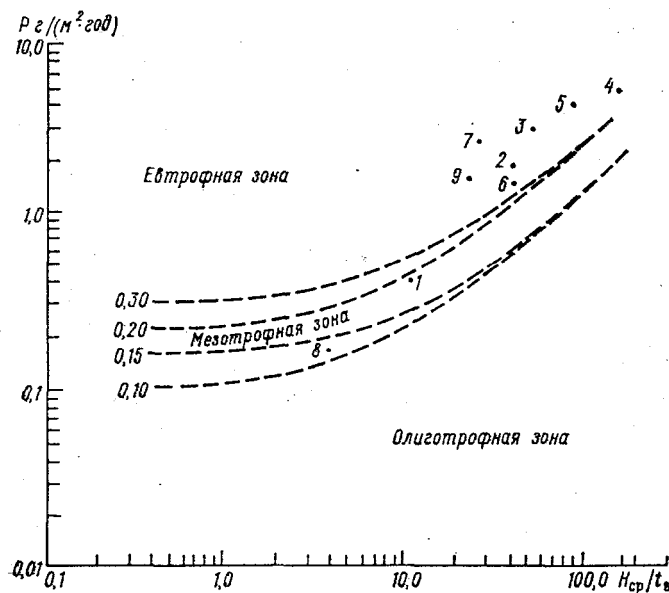


Рис. 1. Применение схемы Фолленвейдера для классификации ряда водохранилищ СССР.

1 — Рыбинское, 2 — Горьковское, 3 — Куйбышевское, 4 — Саратовское, 5 — Волгоградское, 6 — Киевское, 7 — Каховское, 8 — Ладожское озеро, 9 — Кременчугское.

от олиготрофного к мезотрофному водоему. Это согласуется со сделанными ранее выводами Л. Л. Россолимо [2] об уровне трофности перечисленных водоемов и доказывает возможность применения этой схемы для оценки состояния трофности крупных водоемов.

При расчетах по данной схеме необходимо определение времени водообмена, для которого не всегда имеются исходные данные. Известно, что уменьшение отношения площади водосборного бассейна к площади водоема обратно пропорционально связано со временем водообмена [1]. Нами была получена эмпирическая зависимость  $t_b$  (сутки) от  $K_F$

$$\lg t_b = -1,17 \lg K_F + 4,47,$$

которая может быть использована для приближенной оценки времени водообмена неизученных водоемов.

Рассматривая такой крупный водоем, как Ладожское озеро, кроме общей оценки уровня трофности была сделана попытка более подробно проанализировать влияние различных гидрологических и гидрофизических факторов на изменение численности фитопланктона, которая является одним из показателей трофического состояния водоема. Для этого была использована методика качественного моделирования (на языке КАМО), так как из-за сложности экологической системы не всегда возможно описание ее до решаемой системы дифференциальных уравнений. Основным смыслом построения качественной модели — установить влияние того или другого фактора на экосистему на уровне понятий «есть влияние», «нет влияния», это влияние «мало» или «велико». Всякая система, моделируемая на языке КАМО, состоит из элементов и связей между ними. Переменные могут принимать значения от нуля до единицы, среднее значение, или норма, составляет 0,5. Пользуясь величиной отклонения от нормы, можно характеризовать степень влияния переменной на состояние экосистемы.

Предлагаемая модель представляет собой первую попытку создания модели экосистемы Ладожского озера. На рис. 2 показана блок-схема модели, которая представляет собой ориентированный граф, вершинами которого являются переменные, а стрелками показаны функции. Все переменные разделяются на входные, основные и промежуточные. Входные переменные отражают внешнее воздействие на экосистему; в данной модели их имеется 17: солнечная радиация, толщина льда, сток рек, ветер, температура воздуха. Основными переменными считаются те, которые характеризуют состояние моделируемой экосистемы в данный момент времени, например численность фитопланктона (фито). К промежуточным относятся: температура, биогенные элементы, горизонтальная циркуляция, освещенность.

Для упрощения модели восемь биологических сезонов Ладожского озера [4] объединены в пять: ранняя весна (апрель), разгар весны (май—начало июня), поздняя весна (июнь—начало июля), лето (середина июля—начало сентября), осень (сентябрь—октябрь). Зимний период не рассматривается, так как численность фитопланктона в это время примерно в 100 раз меньше, чем в весенне-летний период.

По результатам многолетних исследований развитие водорослей в течение вегетационного периода зависит от следующих факторов:

1. Ранней весной при температуре у поверхности близкой к 0 °C начинается вегетация холодолюбивых водорослей. Рост фитопланктона зависит от изменения освещенности и от наличия биогенных элементов.

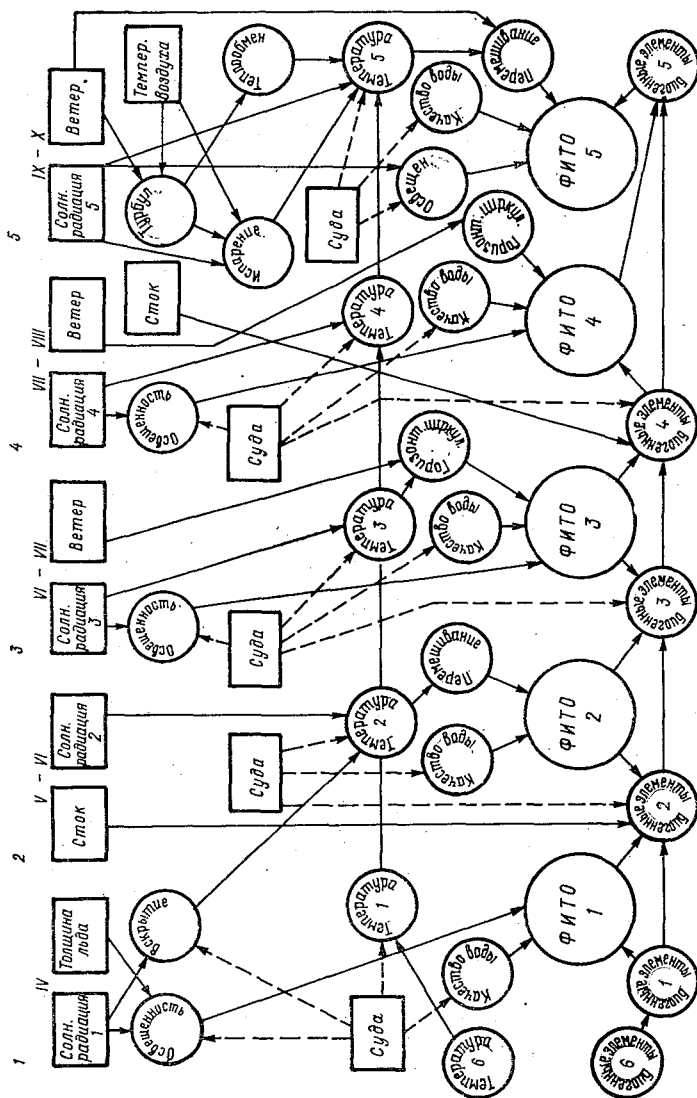


Рис. 2. Блок-схема модели Ладога.

2. В разгар весны водная толща озера разделяется термобаром на теплоактивную и теплоинертную зоны, что приводит к развитию фитопланктона локализовано в этих зонах.

3. Поздней весной в период исчезновения термобара и усиления общей циркуляции отмечается резкое увеличение численности отмерших водорослей.

4. В летний период численность фитопланктона зависит и ограничивается содержанием биогенных веществ в озере.

5. Осенью, когда вертикальное перемешивание охватывает всю толщу воды, клетки водорослей выносятся к поверхности.

Для определения влияния гидрометеорологических факторов на сезонную динамику фитопланктона были проведены численные эксперименты с предложенной моделью на ЭВМ М-4030. Каждая входная переменная последовательно принимала значения выше и ниже нормы при постоянстве других.

Исследования на модели показали, что превышение нормы солнечной радиации в период ранней весны приводит к незначительным изменениям в численности фитопланктона, а уменьшение ниже нормы существенно влияет на сокращение численности в этот период.

Значительное влияние оказывает деятельность ветра: так, при усилении скорости ветра в июне—июле происходит увеличение перемешивания водных масс, что в свою очередь ведет к уменьшению численности фитопланктона. Обратная картина — усиленное развитие водорослей — наблюдается при ослаблении ветрового перемешивания.

Важным фактором в изменении численности фитопланктона является количество биогенных элементов, одним из источников которых является сток рек. Так, например, при снижении весеннего стока соответственно уменьшается количество поступающих биогенных элементов, что приводит к понижению численности водорослей.

Сравнение результатов, полученных на модели, с поведением реальной экологической системы Ладожского озера показало, что настоящая модель способна отражать основные процессы, происходящие в озере. Представляется, что такая модель полезна при создании численной модели экосистемы, так как позволяет выделить преобладающие факторы для различных сезонов года.

Таким образом, в настоящей работе показано, что при оценке процессов евтрофирования необходимо учитывать не только количество поступающих биогенных веществ, но и морфологию водоема, соотношение площадей водоема и водосбора, а также гидрологические процессы, происходящие в самом водоеме.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барч А. Ф., Гекстеттер Дж. Х. Решения по управлению озерными системами, основанные на изучении трофического состояния, лимитирующих факторов и поступления биогенных элементов. — В кн.: Использование

- математических моделей для оптимизации управления качеством воды. Т. 2. Ч. 2. Ростов-на-Дону, 1979, с. 48—80.
2. Россолимо Л. А. Изменение лимнических экосистем под воздействием антропогенного фактора. Наука, 1977.— 143 с.
3. Меншуткин В. В., Суворова Т. Н. Язык моделирования сложных биологических систем (КАМО) и его реализация.— В кн.: Автоматизация экспериментальных физиологических исследований. Вып. 2. Л., 1978, с. 39—50.
4. Растительные ресурсы Ладожского озера. Труды Лаборатории озероведения. Т. XXI. Изд. Ленинградского ун-та, 1968.— 231 с.
5. Vollenweider R. A. and Dillon P. I. The application of the phosphorus loading concept to eutrophication research. National Research Council, Canada, N 13690, 42 p.

*Н. П. Ковынева (ГГИ)*

**СТАТИСТИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ  
ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ СОВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ  
ПОЛЕЙ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА  
И АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ**

В последнее время усилился интерес к проблеме естественных и антропогенных изменений климата. В ряде работ советских и зарубежных ученых были осуществлены эмпирические исследования закономерностей климатических изменений полей основных метеорологических элементов [7—10, 12—15]. В этих работах использовались методы, основанные на регрессионном анализе либо на анализе разностей средних значений климатических характеристик за холодные и теплые интервалы лет текущего столетия. В последнем случае результаты сильно зависят от выбора сравниваемых временных интервалов и имеется возможность использовать лишь часть доступной в настоящее время климатической информации.

В 1979 г. в работе К. Я. Винникова и П. Я. Гройсмана [4] была построена эмпирическая модель современных изменений климата, позволяющая на основе данных за весь период инструментальных метеорологических наблюдений выявить основные закономерности изменения локальных климатических характеристик при изменении глобального термического режима. Модель в [4] представляет совокупность эмпирических оценок параметров  $\alpha$ , описывающих линейную структурную связь локальных характеристик климата  $Y(t)$  со средней годовой приземной температурой воздуха северного полушария  $T(t)$ :

$$Y(t) = \alpha T(t) + \beta + \varepsilon(t), \quad (1)$$

где  $\alpha$  и  $\beta$  — параметры, подлежащие оценке;  $t$  — время;  $\varepsilon(t)$  — ошибка модели.

Для оценивания параметров  $\alpha$  в работе [4] был применен метод инструментальной переменной [5] и получены оценки параметров  $\alpha$  эмпирической модели современных изменений зональной приземной температуры воздуха северного полушария и сезонных сумм

атмосферных осадков для территории СССР. При получении доверительных интервалов для параметров модели был использован метод, описанный в [5].

Цель настоящей работы — используя указанную методику, изучить основные закономерности современных изменений полей сезонной приземной температуры воздуха и атмосферного давления северного полушария в процессах глобального потепления и похолодания.

В качестве инструментальной переменной  $Z(t)$  используется переменная  $Z_4$  из работы [4]. В качестве характеристики глобального термического режима северного полушария используется ряд средней годовой приземной температуры воздуха внеэкваториальной части северного полушария  $T(t)$  (широтная зона 17,5—87,5° с. ш.) из работы [1, 3].

Оценки параметров  $\alpha$  модели (1) находятся по формуле

$$\hat{\alpha} = \frac{\text{cov}(Y(t), Z(t))}{\text{cov}(T(t), Z(t))}, \quad (2)$$

где оператор cov обозначает ковариацию.

Источниками климатической информации явились архивы, содержащие временные ряды средних месячных значений приземной температуры воздуха и атмосферного давления [6]:

1. Месячные аномалии температуры воздуха северного полушария в узлах регулярной сетки 5° ш. × 10° д.
2. Средняя месячная и годовая температура воздуха за отдельные годы по 149 станциям СССР.
3. Средняя месячная и годовая температура воздуха за отдельные годы по 1135 зарубежным станциям.
4. Давление на уровне моря. Месячные данные в узлах регулярной сетки 5° ш. × 5° д.
5. Приземные данные климатических станций мира.

Временные ряды за период наблюдений с 1881 по 1972 г. были подвергнуты предварительной обработке, которая позволила исключить грубые ошибки и выявить возможные нарушения их однородности.

Оценки параметров  $\alpha$  для рядов средних годовых и сезонных значений приземной температуры и атмосферного давления вычислялись по формуле (2), затем наносились на карты и анализировались. Использовались только временные ряды, содержащие данные наблюдений длительностью не менее 60 лет (для мало освещенных районов — не менее 50 лет). При этом предпочтение отдавалось оценкам, полученным по данным на станциях. В тех случаях, когда данные на станциях были неоднородны и для мало освещенных районов, использовались оценки, полученные по архивам, содержащим данные метеорологических измерений, проинтерполированные в узлы регулярной сетки.

На рис. 1 для четырех сезонов года представлены карты оценок параметра  $\alpha$ , характеризующего относительные изменения

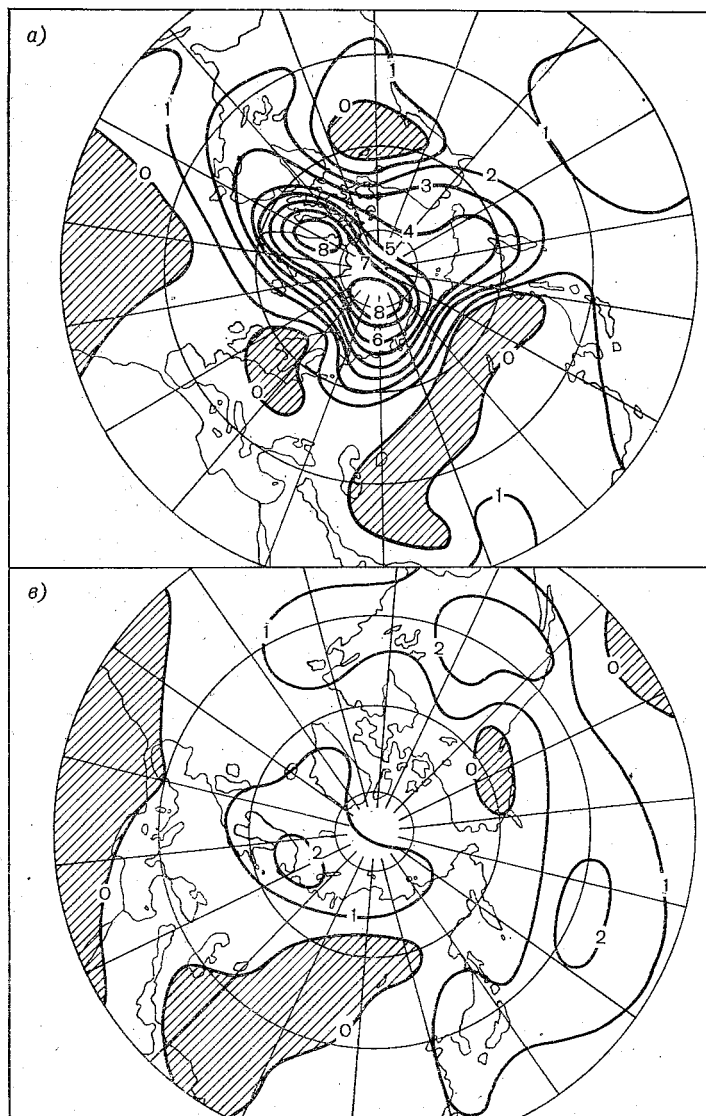
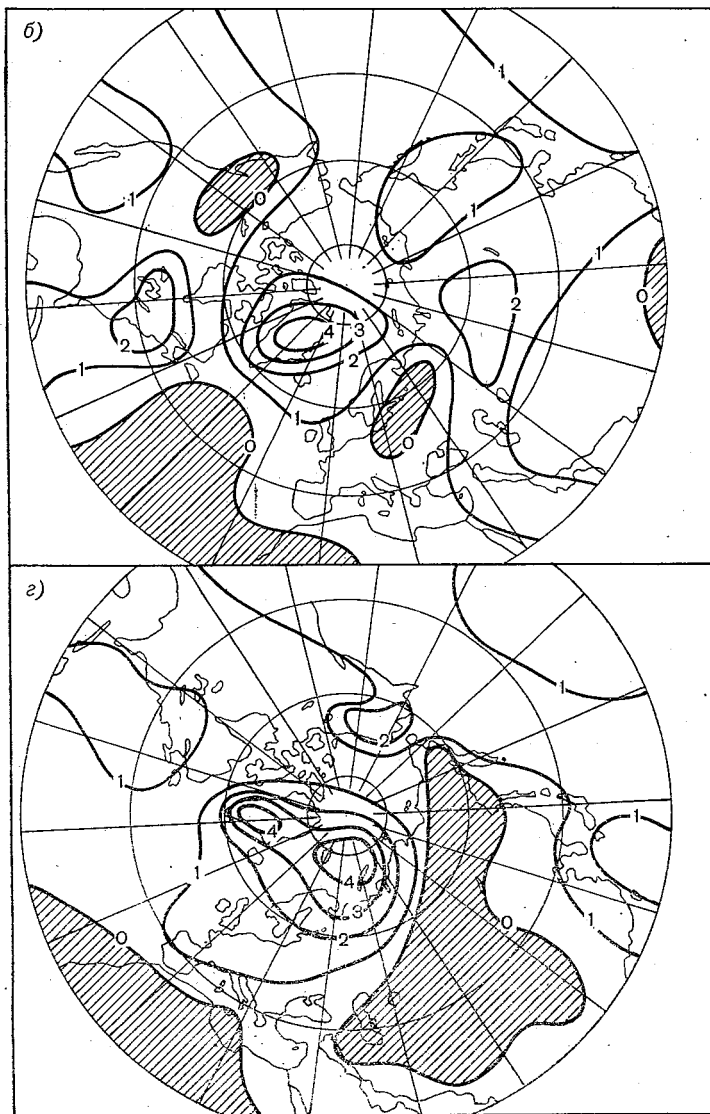


Рис. 1. Оценки параметра  $\alpha$ , характеризующего изменение потеплении северного полуша  
 $a$  — зима,  $b$  — весна,



полей средней сезонной приземной температуры воздуха при  
рия. Оценки  $\alpha$  безразмерны.

6 — лето, 2 — осень.

полей приземной температуры воздуха северного полушария в процессах глобального потепления или похолодания. Оценки  $\alpha$  безразмерны и имеют смысл величины  $\alpha(\varphi, \lambda) = \frac{\Delta T(\varphi, \lambda)}{\Delta \bar{T}}$ , где  $\Delta T(\varphi, \lambda)$  — изменение температуры в точке с географическими координатами  $(\varphi, \lambda)$ ,  $\Delta \bar{T}$  — изменение средней годовой приземной температуры воздуха внеэкваториальной части северного полушария.

Анализ полей оценок  $\alpha$  подтверждает ранее сделанный в [4] вывод о том, что потепление полушария наиболее ярко выражено в высоких широтах, причем максимальный рост приземной температуры воздуха наблюдается для зимнего сезона. Для всех четырех сезонов можно отметить наличие обширных областей, в которых потепление полушария сопровождается понижением температуры воздуха. На картах эти области заштрихованы.

Отметим следующие основные закономерности:

— В среднем за зимний сезон глобальное потепление северного полушария наиболее ярко выражено в атлантическом секторе Арктики. Значительный рост приземной температуры воздуха происходит над северной частью акватории Тихого океана и на восточном побережье Северной Атлантики. Следует отметить, что в этих районах изменения температуры несколько больше по масштабу, чем в районах роста приземной температуры воздуха на Евразийском континенте. При потеплении полушария в ряде районов Евразийского и на северо-западе Северо-Американского континентов становится холоднее.

— Осенью картина изменений температуры сходна с зимней, за исключением районов Северной Европы и северо-запада Северной Америки. Область понижения температуры в Центральной Азии более обширна. В целом для осеннего сезона масштаб изменений примерно в 2 раза меньше, чем зимой.

— Летом потепление более сильно проявляется в высоких широтах восточного и умеренных широтах западного полушарий. В целом масштаб изменений летом существенно меньше, чем в другие сезоны года.

— Весной наибольший рост температуры при потеплении полушария имеет место в Атлантическом секторе Арктики, на северо-востоке Америки и в центральной части Азиатского континента. Районы, характеризующиеся понижением температуры, занимают площадь меньшую, чем во все остальные сезоны года.

В таблице представлены нормы среднего годового и среднего за зимний сезон зонально-осредненного атмосферного давления на уровне моря ( $\bar{P}$ ) и их изменения  $\alpha$  при потеплении внеэкваториальной части северного полушария на  $0,5^\circ\text{C}$ . В этой же таблице даны 90 %-ные доверительные интервалы оценок  $\alpha$ . В силу линейности модели при похолодании изменения давления имеют противоположный знак.

Анализируя материалы таблицы, можно сделать следующие выводы:

Эмпирическая модель изменения зонально-осредненного атмосферного давления на уровне моря

| Сезон |           | Широта (° с. ш.) |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|-------|-----------|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|       |           | 70               | 65   | 60   | 55   | 50   | 45   | 40   | 35   | 30   | 25   | 20   |
| Зима  | $\bar{P}$ | 14,6             | 14,3 | 13,7 | 14,3 | 16,0 | 17,4 | 18,4 | 19,1 | 19,3 | 18,3 | 16,2 |
|       | $\alpha$  | 0,5              | 2,0  | 0,8  | 0,0  | -0,3 | -1,0 | -1,7 | -1,8 | -1,7 | -2,0 | -2,0 |
|       | $\wedge$  | —                | —    | —    | —    | —    | —    | -0,2 | -0,3 | -0,3 | -0,7 | -0,7 |
|       | $\vee$    | —                | —    | —    | —    | —    | —    | -4,1 | -4,6 | -4,5 | -5,8 | -6,3 |
| Год   | $\bar{P}$ | 13,4             | 12,6 | 12,3 | 13,1 | 14,7 | 16,0 | 16,7 | 16,9 | 16,4 | 15,2 | 13,6 |
|       | $\alpha$  | -1,3             | -0,3 | -0,5 | -0,6 | -0,5 | -0,7 | -0,9 | -1,2 | -1,3 | -1,7 | -1,6 |
|       | $\wedge$  | -0,2             | —    | —    | —    | —    | -0,2 | -0,4 | -0,5 | -0,5 | -0,6 | -0,5 |
|       | $\vee$    | -2,5             | —    | —    | —    | —    | -1,5 | -1,7 | -2,9 | -4,1 | -6,5 | -6,5 |

Примечания: 1. Прочерк показывает, что доверительный интервал включает точку 0. 2. Размерность параметров  $\alpha$  и  $\beta$  90 %-ных доверительных интервалов — мб/0,5 °С.  $\bar{P}$  — зональные осредненные нормы атмосферного давления.

1) в целом за год происходит падение атмосферного давления практически на всех широтах северного полушария. Зимой в зоне 55—70° с. ш. давление начинает несколько повышаться;

2) наибольшее изменение давления происходит в районе субтропического максимума, причем центр максимума заметно смещается к северу;

3) в среднем за год и зимой при потеплении происходит ослабление меридиональных градиентов давления.

На рис. 2 представлены карты полей оценок  $\alpha(\varphi, \lambda) = \frac{\Delta \bar{P}(\varphi, \lambda)}{\Delta \bar{T}}$ , характеризующих пространственные изменения атмосферного давления при глобальном потеплении полушария на 0,5°C. Размерность оценок  $\alpha$  — мб/0,5°C. Изолинии величины  $\alpha$  нанесены прерывистыми линиями. Области роста атмосферного давления заштрихованы. На карты сплошными линиями нанесены поля норм атмосферного давления, что позволяет делать выводы об изменениях положения и интенсивности основных центров действия атмосферы.

Следует отметить, что оценки  $\alpha$  для горных районов Центральной Азии и для высоких широт севернее 70° с. ш. недостаточно достоверны [12].

Можно выделить следующие основные закономерности изменения поля атмосферного давления:

— В среднем за зимний сезон в зоне 55—70° с. ш. наблюдается повышение атмосферного давления, что должно привести к ослаблению циклонической деятельности в этих широтах. Происходит усиление Сибирского антициклона и смещение его центра к северо-западу. Центр Азорского антициклона смещается к северо-востоку и происходит его ослабление. В зоне Исландского минимума наблюдается рост атмосферного давления, в то время как Алеутский минимум углубляется. В целом зимой происходит усиление циклонической деятельности над Тихим океаном и ее ослабление над Атлантическим.

— Весной всюду, кроме районов Западной Европы, Канады и западного побережья США, происходит понижение атмосферного давления. Усиливается циклоническая деятельность над акваторией Тихого океана. Исландский минимум и Азорский максимум несколько ослабевают, и происходит некоторое смещение их центров к югу.

— Летом усиливается циклоническая деятельность над акваторией Атлантического океана, причем Азорский максимум давления смещается на северо-восток. Наблюдается рост атмосферного давления над Европой и над западным побережьем Северной Америки, в то время, как давление над Азией падает и происходит углубление Азиатского минимума.

— Осенью усиливается циклоническая деятельность над Атлантическим океаном. Происходит углубление Алеутского минимума и ослабление Гоналульского максимума давления. Область высокого давления над Азией ослабевает.

Анализируя в совокупности карты оценок  $\alpha$ , представленные на рис. 1 и 2, можно сделать вывод о том, что изменения полей приземной температуры воздуха и атмосферного давления хорошо согласуются друг с другом. Предварительное сравнение показывает, что они также удовлетворительно согласуются с характером изменений сумм атмосферных осадков для территории СССР и отдельных зарубежных районов [4, 7].

В [7—10, 12—15] были получены независимые оценки, характеризующие закономерности современных изменений полей приземной температуры воздуха и атмосферного давления северного полушария. Как уже говорилось ранее, в этих работах использовались методы исследования, отличающиеся от метода, примененного в настоящей работе. Оценки параметра линейного тренда [9—11, 15] либо разности значений рассматриваемых климатических характеристик за конкретные холодные и теплые периоды [8, 13, 14] в качественной форме отражают закономерности современных изменений полей этих характеристик при изменении глобального термического режима северного полушария. Поэтому представляет интерес сравнить оценки, представленные на рис. 1 и 2, с результатами указанных работ.

В работе [8] анализируются сезонные изменения поля температуры воздуха северного полушария после крупных вулканических извержений, которые приводили к значительному понижению температуры воздуха полушария. Карты разностей температур за пятилетие после извержения и за пятилетие до него удовлетворительно согласуются с картами оценок  $\alpha$ . Некоторые различия в отдельных районах могут быть объяснены несовпадением рассматриваемых временных масштабов.

В работах [10, 11, 15] представлены карты полей оценок параметра линейного тренда средней сезонной температуры и атмосферного давления воздуха для различных периодов последнего столетия. Для сравнения можно выбрать два периода: 1900—1941-е годы, характеризующиеся значительным ростом средней годовой температуры воздуха северного полушария, и период относительного похолодания 1942—1972 гг. Для обоих рассматриваемых периодов наблюдается удовлетворительное согласование знаков оценок  $\alpha$  и параметра тренда температуры и атмосферного давления. Несколько хуже оценки согласуются для периода 1942—1972 гг., что можно объяснить тем, что этот период включает в себя несколько последних лет, когда начался рост температуры воздуха полушария. Кроме того, этот период характеризуется меньшими по сравнению с периодом 1900—1940 гг. изменениями глобального термического режима.

В [13] получены оценки разностей средней годовой и зимней температуры за относительно теплый период 1920—1939 гг. и более холодный период 1900—1919 гг. Результаты, в основном, хорошо согласуются с оценками  $\alpha$ .

В работе [14] анализируются разности температуры воздуха и давления за пять самых теплых и пять самых холодных лет за

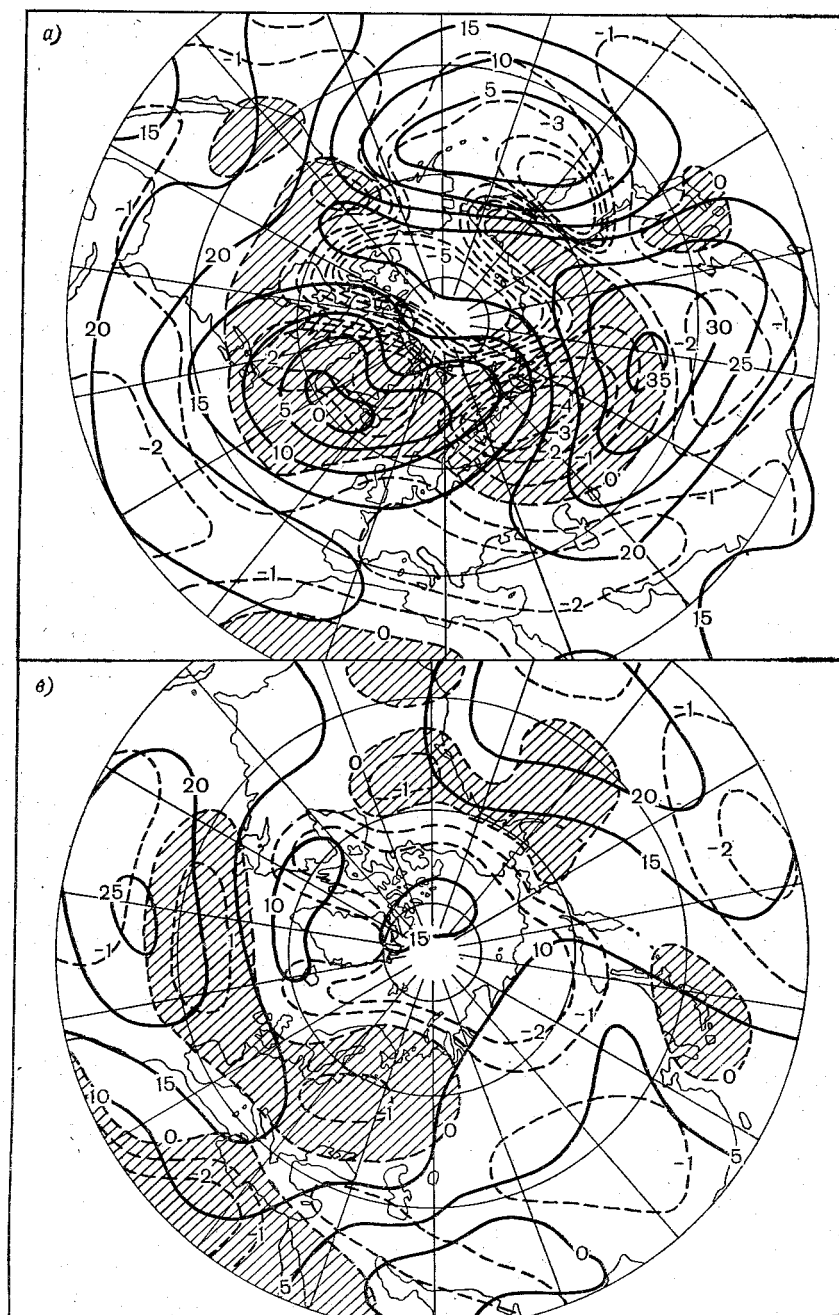
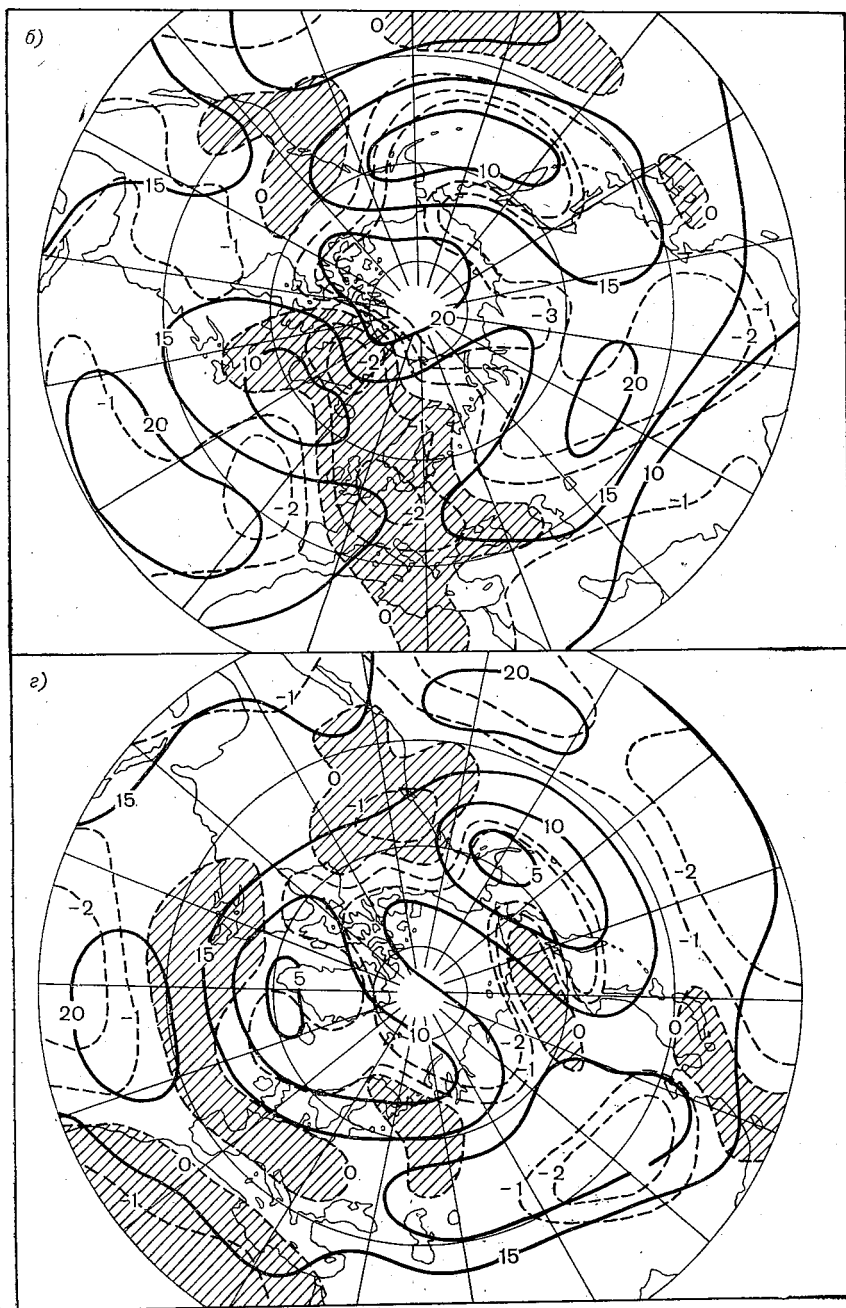


Рис. 2. Оценки параметра  $\alpha$ , характеризующего изменение полей среднего полушария. Размерность  $\alpha$  — зима,  $\beta$  — весна,



сезонного атмосферного давления на уровне моря при потеплении северного  
оценок — мб/0,5 °С.  
в — лето, з — осень.

период с 1925 по 1974 г. для 219 станций северного полушария. Для поля средней годовой температуры воздуха выводы, сделанные в [14], удовлетворительно согласуются с результатами настоящей работы. Для атмосферного давления результаты [14] не позволяют провести детальное сравнение с оценками  $\alpha$ .

Известно, что за период инструментальных наблюдений диапазон изменения средней годовой приземной температуры воздуха внеэкваториальной части северного полушария не превышал  $\pm 0,5^\circ\text{C}$  [1, 3]. В ряде работ [2 и др.] был сделан вывод о том, что в результате антропогенного увеличения концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере средняя годовая приземная температура полушария повысится на величину порядка  $0,5^\circ\text{C}$  уже к концу текущего столетия.

Таким образом, оценки, полученные в данной работе, могут быть использованы при разработке прогноза предстоящих изменений климата.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борзенкова И. И., Винников К. Я., Спирина Л. П., Стехновский Д. И. Изменение температуры воздуха северного полушария за период 1881—1975 гг.—Метеорология и гидрология, 1976, № 7, с. 27—35.
2. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем.—Л.: Гидрометеиздат, 1980.—351 с.
3. Винников К. Я., Груза Г. В., Захаров В. Ф. и др. Современные изменения климата северного полушария.—Метеорология и гидрология, 1980, № 6, с. 5—17.
4. Винников К. Я., Гройсман П. Я. Эмпирическая модель современных изменений климата.—Метеорология и гидрология, 1979, № 3, с. 25—36.
5. Гройсман П. Я. Алгоритм оценивания линейной структурной связи между макроклиматическими параметрами.—Труды ГГИ, 1979, вып. 257, с. 76—80.
6. Груза Г. В., Качурина Л. Р., Рейтенбах Р. Г. Возможности обработки архивных метеорологических данных на ЭВМ.—Метеорология и гидрология, 1978, № 6, с. 97—105.
7. Дроздов О. А. Об изменении осадков северного полушария при изменении температуры полярного бассейна.—Труды ГГО, 1966, вып. 198, с. 3—16.
8. Спирина Л. П. О сезонных изменениях поля температуры северного полушария после вулканических извержений.—Труды ГГО, 1973, вып. 299, с. 3—7.
9. Тимофеева Т. П. Данные о структуре изменчивости климата. Давление на уровне моря. Северное полушарие.—Обнинск, 1980.—207 с.
10. Van Loon H., Williams J. The connection between trends of mean temperature and circulation at the surface: Part 1. Winter.—Monthly Weather Review, 1976, vol. 104, N 4, p. 365—380.
11. Van Loon H., Williams J. The connection between trends of mean temperature and circulation at the surface: Part 2. Summer.—Monthly Weather Review, 1976, vol. 104, N 8, p. 1003—1011.
12. Madden R. A. Estimates of the natural variability of time—averaged sea-level pressure.—Monthly Weather Review, 1976, vol. 104, p. 942—952.
13. Mitchell J. M. Jr. On the world-wide pattern of secular temperature change.—Changes of Climate, Arid zone research XX, UNESCO, Paris, 1963, p. 161—181.
14. Wigley T. W. L., Jones P. D., Kelly P. M. Scenario for a warm high— $\text{CO}_2$  world. Nature, vol. 283, N 5742, 1980, p. 17—21.
15. Williams J., Van Loon H. An examination of the Northern Hemisphere sea-level pressure data set.—Monthly Weather Review, 1979, vol. 104, N 11, p. 1354—1361.

*Е. Е. Сибир (ГГО)*

**СТАТИСТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ  
ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ  
ЭЛЕМЕНТОВ И ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ  
ИХ ВЫБОРОЧНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК**

В настоящей работе рассматривается вопрос о точности статистических характеристик метеорологических элементов, полученных по ограниченному объему срочных данных. Ранее такие оценки производились для среднесуточных значений, которые отличаются меньшей связностью и при которых исключено влияние суточного хода характеристик структуры [3]. При анализе данных во внутрисуточном интервале в силу высокой связности ряда аналитические оценки оказываются затруднительными, и эффективным способом получения оценок точности выборочных значений исследуемых параметров является метод статистического моделирования, который и использовался в данной работе.

Мы приведем некоторые результаты оценок, полученных применительно к использованию 10-летних рядов наблюдений за температурой воздуха, давлением и скоростью ветра. При этом имеется в виду, что мы располагаем ежечасными данными. Выборки именно такого объема использовались в ряде исследований [2]. Поэтому оценки точности этих характеристик представляют определенный самостоятельный интерес.

Для статистического моделирования упомянутых рядов, наряду с описанными в литературе [1], использовались также и специально разработанные алгоритмы. Мы не будем подробно останавливаться на этих вопросах. Укажем лишь, что при моделировании температуры воздуха использовалось сглаживание экспоненциально связанных временных рядов, а при моделировании скорости ветра, распределение которого считалось подчиняющимся закону Вейбулла, применялось преобразование предварительно полученных равномерно распределенных связанных последовательностей.

На данном этапе наибольший интерес представляло рассмотрение стационарного случая, когда объединение данных за различные

сроки может считаться достаточно правомерным. Для большинства метеорологических элементов это соответствует зимним условиям.

В ходе численных экспериментов задавались моменты распределения для конкретных станций и соответствующие реальным значениям временные корреляционные функции. Эти величины являлись исходными для моделирования соответствующих рядов. В каждом из экспериментов моделировалось 100 выборок. Каждая из выборок имитировала 10-летний ряд ежечасных, либо срочных наблюдений в течение месяца, обработка которого позволяла найти выборочную оценку нужных характеристик. После этого по 100 значениям каждой характеристики определялись их средние значения и средние квадратические отклонения, которые и принимались нами в качестве основной характеристики точности получения статистических характеристик при заданном объеме данных.

Как видно из табл. 1, статистические характеристики, полученные в результате обработки моделированных рядов в среднем хорошо соответствуют фактическим данным, что вполне естественно. Что касается значения выборочных ошибок, то они довольно велики, несмотря на большой объем использованных данных. При этом переход от четырехсрочных к восьмисрочным и даже ежечасным наблюдениям не уточняет значений параметров, поскольку увеличение реального объема информации при столь высокой связности рядов оказывается незначительным. Расчеты показывают, что оценки, выполняемые в предположении бесвязности ряда могут давать значительно заниженные характеристики погрешностей, причем для ежечасных наблюдений ошибки ( $\sigma$ ) средних величин могут быть занижены на целый порядок.

Таблица 1

Выборочные оценки характеристик температуры воздуха, давления и скорости ветра по 10-летним рядам наблюдений. Ленинград, январь

| Характеристика | Среднее            |                                |   |   |    |   | $\sigma$ |  |  |
|----------------|--------------------|--------------------------------|---|---|----|---|----------|--|--|
|                | Фактические данные | Число сроков при моделировании |   |   |    |   |          |  |  |
|                |                    | 24                             | 8 | 4 | 24 | 8 | 4        |  |  |

Температура воздуха

|                 |      |       |       |       |       |       |       |
|-----------------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| $\bar{t}$ °C    | -7,7 | -7,78 | -7,78 | -7,78 | 0,91  | 0,91  | 0,91  |
| $\sigma$ °C     | 6,45 | 6,36  | 6,36  | 6,36  | 0,50  | 0,50  | 0,50  |
| A               | -0,6 | -0,02 | -0,02 | -0,02 | 0,20  | 0,20  | 0,20  |
| E               | -0,3 | -0,07 | -0,07 | -0,07 | 0,33  | 0,33  | 0,33  |
| $\mu_{11}$ (3)  | 0,99 | 0,98  | 0,98  | —     | 0,004 | 0,004 | 0,004 |
| $\mu_{11}$ (6)  | 0,96 | 0,94  | 0,94  | 0,94  | 0,01  | 0,01  | 0,01  |
| $\mu_{11}$ (12) | 0,88 | 0,87  | 0,87  | 0,87  | 0,02  | 0,02  | 0,02  |
| $\mu_{11}$ (24) | 0,76 | 0,74  | 0,74  | 0,74  | 0,04  | 0,04  | 0,04  |

| Характеристика | Среднее            |                                |   | $\sigma$ |    |   |   |
|----------------|--------------------|--------------------------------|---|----------|----|---|---|
|                | Фактические данные | Число сроков при моделировании |   |          |    |   |   |
|                |                    | 24                             | 8 | 4        | 24 | 8 | 4 |

Давление

|                 |      |        |        |        |       |       |       |
|-----------------|------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|
| $\bar{P}$ гПа   | 1022 | 1021,9 | 1021,9 | 1021,9 | 1,6   | 1,6   | 1,6   |
| $\sigma$ гПа    | 14,0 | 13,9   | 13,9   | 13,9   | 0,9   | 0,9   | 0,9   |
| $A$             | —    | 0,00   | 0,00   | 0,00   | 0,23  | 0,23  | 0,23  |
| $E$             | —    | -0,08  | -0,08  | -0,08  | 0,37  | 0,37  | 0,37  |
| $\mu_{11}$ (3)  | 0,99 | 0,99   | 0,99   | —      | 0,001 | 0,001 | —     |
| $\mu_{11}$ (6)  | 0,98 | 0,98   | 0,98   | 0,98   | 0,002 | 0,002 | 0,002 |
| $\mu_{11}$ (12) | 0,94 | 0,93   | 0,93   | 0,93   | 0,01  | 0,01  | 0,01  |
| $\mu_{11}$ (24) | 0,81 | 0,80   | 0,80   | 0,80   | 0,03  | 0,03  | 0,03  |

Скорость ветра

|                 |      |      |      |      |      |      |      |
|-----------------|------|------|------|------|------|------|------|
| $\bar{v}$ м/с   | 3,9  | 3,92 | 3,92 | 3,92 | 0,19 | 0,19 | 0,19 |
| $\sigma$ м/с    | 2,1  | 2,19 | 2,19 | 2,19 | 0,13 | 0,13 | 0,13 |
| $A$             | 0,6  | 0,69 | 0,69 | 0,69 | 0,16 | 0,16 | 0,16 |
| $E$             | -0,1 | 0,28 | 0,27 | 0,27 | 0,50 | 0,50 | 0,52 |
| $\mu_{11}$ (3)  | 0,89 | 0,90 | 0,90 | —    | 0,01 | 0,01 | —    |
| $\mu_{11}$ (6)  | 0,80 | 0,82 | 0,82 | 0,82 | 0,02 | 0,02 | 0,02 |
| $\mu_{11}$ (12) | 0,65 | 0,67 | 0,67 | 0,67 | 0,03 | 0,04 | 0,04 |
| $\mu_{11}$ (24) | —    | 0,45 | 0,45 | 0,45 | 0,05 | 0,05 | 0,05 |

Приведенные в табл. 2 оценки точности характеристик выбросов, получаемых по десятилетним рядам наблюдений, показывают, что при использованном объеме данных невозможно оценить со сколько-нибудь удовлетворительной точностью даже среднее число выбросов ( $N^{\dagger}$ ) скорости ветра за уровень более 10 м/с, для температуры воздуха и давления — выбросы за уровень, отстоящий от нормы более чем на  $1,5\sigma$ . Недостаточно точны даже характеристики общего пребывания элемента выше уровня ( $F$ ). Естественно, что с еще меньшей точностью получаются более детальные характеристики выбросов.

Таблица 2

Выборочные оценки характеристик выбросов температуры воздуха, давления и скорости ветра, полученных по 10-летним рядам наблюдений. Ленинград, январь

| Характеристика     | Уровень<br>$\frac{f - \bar{f}}{\sigma}$ | Температура воздуха |               | Давление      |               | Уровень,<br>м/с | Скорость ветра |               |
|--------------------|-----------------------------------------|---------------------|---------------|---------------|---------------|-----------------|----------------|---------------|
|                    |                                         | $N^{\dagger}$       | $F^{\dagger}$ | $N^{\dagger}$ | $F^{\dagger}$ |                 | $N^{\dagger}$  | $F^{\dagger}$ |
| Средн.<br>$\sigma$ | -3                                      | 0,08<br>0,12        | 742,9<br>2,0  | 0,04<br>0,06  | 743,1<br>1,9  | 2               | 24,9<br>2,7    | 589,8<br>18,6 |

| Характеристика     | Уровень<br>$\frac{f - \bar{f}}{\sigma}$ | Температура воздуха |               | Давление     |               | Уровень,<br>м/с | Скорость ветра |               |
|--------------------|-----------------------------------------|---------------------|---------------|--------------|---------------|-----------------|----------------|---------------|
|                    |                                         | $N^\dagger$         | $F^\dagger$   | $N^\dagger$  | $F^\dagger$   |                 | $N^\dagger$    | $F^\dagger$   |
| Средн.<br>$\sigma$ | -2                                      | 0,9<br>0,5          | 724,9<br>11,9 | 0,5<br>0,2   | 727,0<br>8,9  | 4               | 26,1<br>2,0    | 324,1<br>31,5 |
| Средн.<br>$\sigma$ | -1                                      | 3,8<br>0,7          | 621,3<br>30,5 | 2,3<br>0,4   | 626,8<br>24,0 | 6               | 15,1<br>2,2    | 127,9<br>24,6 |
| Средн.<br>$\sigma$ | 0                                       | 6,2<br>0,8          | 396,6<br>40,2 | 3,9<br>0,4   | 377,8<br>36,2 | 8               | 5,6<br>1,6     | 36,6<br>12,7  |
| Средн.<br>$\sigma$ | 1                                       | 3,7<br>0,8          | 117,4<br>28,0 | 2,4<br>0,4   | 120,2<br>25,9 | 10              | 1,4<br>0,8     | 7,5<br>4,8    |
| Средн.<br>$\sigma$ | 2                                       | 0,8<br>0,4          | 17,0<br>9,4   | 0,5<br>0,2   | 17,4<br>10,2  | 12              | 0,3<br>0,3     | 1,2<br>1,9    |
| Средн.<br>$\sigma$ | 3                                       | 0,06<br>0,11        | 1,2<br>2,3    | 0,04<br>0,07 | 1,0<br>2,1    | 15              | 0,01<br>0,05   | 0,04<br>0,19  |

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Быков В. В. Цифровое моделирование в статистической радиотехнике.— М.: Советское радио, 1971.— 328 с.
2. Романенко Т. П. Статистическая структура временных рядов приземного ветра.— Метеорология и гидрология, 1976, № 4, с. 32—37.
3. Федорченко Е. И. О влиянии связности метеорологических рядов на точность выборочных моментов.— Труды ГГО, 1973, вып. 336, с. 25—47.

О. А. Анисимов (ГГИ)

### ИССЛЕДОВАНИЕ СТРУКТУРЫ РАДИАЦИОННОГО ПОЛЯ В РАСТИТЕЛЬНОМ ПОКРОВЕ

Исследования радиационного режима растительного покрова, проводящиеся с начала 60-х годов как в нашей стране, так и за рубежом в последнее время получили значительное развитие в связи с постановкой задачи расчета продуктивности агроценозов. Разработка адекватных способов описания радиационных эффектов в растительности позволит завершить построение гидрометеорологического блока физико-математических моделей продуктивности.

Исследования радиационного режима растительного покрова, проводимые до настоящего времени в рамках теории переноса излучения в горизонтально однородной мутной среде, охватывали лишь некоторые весьма частные типы растительности. Так, например, практически не существует работ, учитывающих влияние реальных рассеивающих свойств фитоэлементов и многократно рассеянного излучения на радиационный режим.

Нами была разработана модель, позволяющая рассчитывать радиационное поле в растительном покрове при наиболее общих предположениях относительно его фитометрических и оптических свойств [2, 3]. Численные эксперименты, проведенные по модели, позволили определить величину погрешности, возникающей при использовании в расчетах упрощающих предположений относительно характеристик растительности. Было, в частности, установлено, что в области фотосинтетически активной радиации — ФАР (380—710 нм) замена реального распределения листовых нормалей более удобной для вычислений модельной функцией, а также пренебрежение сложной индикатрисой рассеяния фитоэлементов приводят к возникновению погрешности в 10—15 %; такая же величина для близкой инфракрасной радиации — БИКР (710—4000 нм) может достигать 50 %, что вызывает погрешность вычисления всей коротковолновой радиации в 30—35 %.

Анализ результатов численных экспериментов показал, что модель удовлетворительно описывает режим суммарной радиации

в густых и однородных растительных покровах, но дает заниженные величины пропускания прямой солнечной радиации. Кроме того, модель практически неприменима для редких и неоднородных растительных покровов.

Указанные недостатки предопределены самой теорией мутного слоя, не учитывающей стохастической структуры растительного покрова как оптической среды.

Для изучения радиационных эффектов, связанных со стохастичностью растительности, нами был составлен алгоритм расчета прямой солнечной радиации на основе метода статистических испытаний. Фитометрические и оптические характеристики растительного покрова интерпретировались как случайные величины, обладающие статистическими функциями распределения. Проведенные численные эксперименты позволили получить вертикальные профили среднего значения, дисперсии прямой солнечной радиации и моментов более высокого порядка, которые однозначно определяют ее функцию распределения на каждом уровне в растительности. Численные эксперименты подтвердили зависимость величины пропускания от относительного размера листьев [1]. Как известно [4, 5], увеличение размеров листьев и соответствующее уменьшение их количества приводят к увеличению пропускания прямой солнечной радиации.

Расчеты, проведенные с использованием метода статистических испытаний, позволили получить наиболее полную информацию о радиационном режиме растительности. В то же время остается открытым вопрос о разработке соответствующей теории, с помощью которой можно было бы получить эти результаты, не прибегая к громоздким вычислениям.

Рассмотрим схему расчета среднего значения функции пропускания прямого солнечного излучения, в которой используются некоторые положения подобной теории.

Выделим в горизонтально однородном растительном покрове объем, содержащий  $N$  фитоэлементов площадью  $\sigma_i$ . Значение коэффициента поглощения для слоя растительности содержащего  $n$  листьев определяется эффектом их группового размещения. Обозначим совместную плотность вероятности распределения листьев, ориентированных в направлениях  $r_1, r_2, \dots, r_n$  и расположенных в точках  $M_1, M_2, \dots, M_n$ , через  $p(r_1, r_2, \dots, r_n, M_1, M_2, \dots, M_n)$  и соответствующий этому пространственному расположению коэффициент поглощения через  $K(r_1, \dots, r_n, M_1, \dots, M_n)$ . Тогда среднее значение коэффициента поглощения для слоя растительности, содержащего  $n$  листьев, можно записать в виде

$$K_n = \underbrace{\int \int_{\Omega} \dots \int \int_{\Omega}}_n P(r_1, \dots, r_n, M_1, \dots, M_n) \times$$

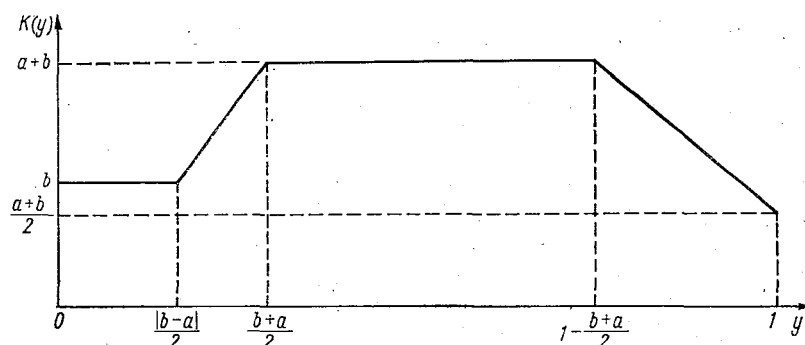
$$\times K(r_1, \dots, r_n, M_1, \dots, M_n) dS_1, \dots, dS_n d\Omega_1, \dots, d\Omega_n. \quad (1)$$

Здесь  $S$  — площадь сечения рассматриваемого объема,  $\Omega$  — верхняя полусфера.

Вычислим коэффициент поглощения растительной среды в случае равномерного и независимого распределения горизонтально ориентированных листьев (см. рисунок). Без существенного ограничения общности можно считать листья линейными, распределенными на отрезке  $[0, 1]$ . Тогда выражение для коэффициента поглощения слоя растительности, содержащего два верхних листа длиной  $a$  и  $b$ , примет вид

$$K_2 = \int_0^1 P(y) K(y) dy. \quad (2)$$

Здесь  $K(y)$  — коэффициент поглощения, обусловленный затенением в зависимости от расстояния между центрами листьев;  $P(y)$  — весовая функция расстояний между центрами листьев.



Зависимость коэффициента поглощения от расстояния между центрами листьев.

В рассматриваемом частном случае

$$K_2 = a + b - ab. \quad (3)$$

Для расчета коэффициента поглощения среды, состоящей из трех листьев, поступим следующим образом: заменим два верхних листа одним эквивалентным листом такого размера, чтобы затеняющий эффект не изменился. Таким образом трехлистная задача сводится к двухлистной. Продолжая эту процедуру, можно рассчитать коэффициент поглощения слоя растительности, содержащего произвольное количество листьев. В частности, если все листья одинакового размера, из (3) получим:

$$\begin{aligned} K_2 &= 2a - a^2, \\ K_3 &= 3a - 3a^2 + a^3, \\ &\dots \dots \dots \\ K_n &= a + K_{n-1} - aK_{n-1}. \end{aligned} \quad (4)$$

Формулы (4) можно объединить, записав в виде

$$K_n = 1 - (1 - a)^n. \quad (5)$$

Заметим, что (5) переходит в пределе при  $n \rightarrow \infty$  в экспоненциальную формулу для ослабления радиации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов О. А., Менжулин Г. В. К проблеме моделирования радиационного режима в растительном покрове.— Метеорология и гидрология, 1981, № 10, с. 88—93.
2. Анисимов О. А., Менжулин Г. В., Фертман А. Я. О решении задач переноса радиации в растительности с использованием численных методов.— В кн.: Тезисы докладов II Всесоюз. совещания по актинометрии. Ч. 7. Фитоактинометрия, Таллин, 1980, с. 16—19.
3. Анисимов О. А., Менжулин Г. В., Фертман А. Я. Решение задачи переноса радиации в растительности с использованием численных методов.— Труды ГГИ, 1982, вып. 280.
4. Oikava T., Saeki T. Light regime in relation to plant population geometry. 1. A Monte-Carlo simulation light microclimates within a random distribution foliage.— Bot. Mag. Tokyo, vol. 90, N 1017, p. 1—10.
5. Oikava T., Saeki T. Light regime to population structure — an experimental approach based on Monte-Carlo simulation model. Photosynthesis and Utilization of solar energy, 1971, march 1972, Tokyo, p. 107—116.

*Л. А. Коваль, С. П. Савватеев (ГГИ)*

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МОДЕЛЕЙ ПРОДУКТИВНОСТИ  
ДЛЯ РАСЧЕТОВ ВЛИЯНИЯ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА  
НА УРОЖАЙНОСТЬ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ  
КУЛЬТУР**

Большое внимание, уделяемое в настоящее время проблеме возможных изменений климата, в значительной степени обуславливает и интерес к вопросу о влиянии этих изменений на сельскохозяйственное производство в будущем. Важность этого вопроса ясна хотя бы из того, что численность населения Земного шара растет примерно на 2 % в год и, даже если производство продовольствия из года в год будет сохраняться, это приведет к снижению на 2 % доли продовольствия на душу населения. Напряженное состояние мировой продовольственной системы, сложившееся в начале 70-х годов и вызванное крайне неблагоприятными погодными условиями и засухами во многих зерносеющих районах мира, лишний раз подтвердило необходимость и безотлагательность тщательного и всестороннего изучения воздействия погодных и климатических факторов на урожайность сельскохозяйственных культур.

Следует отметить, что в последние годы у нас и за рубежом достигнуты определенные успехи в решении задачи — каким образом формируется урожай под действием конкретных погодных условий? Построены и успешно применяются в оперативной практике эмпирико-статистические модели урожайности основных сельскохозяйственных культур [10, 12], основанные на статистическом анализе данных о погоде и урожае. В этих моделях несколько переменных-предикторов, описывающих характеристики метеорологического режима и режима увлажнения почвы, связываются с урожайностью. Значения метеозадающих факторов, фигурирующие в эмпирико-статистических моделях (такие, как температура, осадки, радиация, относительная влажность воздуха), обычно соответствуют периоду максимальной вегетации (фазам колошения и цветения растений), поскольку погодные условия, которые складываются в этот период, решающим образом влияют на конечный урожай. Весовые

коэффициенты в уравнениях модели определяются с использованием стандартных статистических приемов, таких как множественный регрессионный анализ [11]. В целом эмпирико-статистический метод не дает объяснения причинно-следственных связей погоды и урожайности. Однако он является весьма практичным и используется для оперативных оценок и прогнозов урожаев для территорий, где состояние почвы, климата и технологии выращивания сельскохозяйственных культур можно считать достаточно однородными и имеются необходимые для статистического анализа эмпирические данные.

Наряду с эмпирико-статистическими моделями в настоящее время быстро развиваются и применяются динамико-статистические модели [2, 7], которые строятся путем упрощения и параметризации комплексных моделей агробиоценозов [9]. Основными моделируемыми физическими, метеорологическими и физиологическими процессами, определяющими конечный урожай сельскохозяйственной культуры в динамико-статистических моделях, являются фотосинтез, дыхание, перемещение элементов минерального питания и влаги, испарение, перераспределение ассимилятов и рост. При этом неизвестные физические и физиологические параметры модели идентифицируются путем статистической обработки данных комплексных наблюдений за ростом и развитием сельскохозяйственной культуры в течение ряда лет [1].

В настоящее время имеются работы, в которых делаются попытки применения эмпирико-статистических [13, 14] и динамико-статистических [8, 9] моделей для оценки влияния изменений климата на продуктивность. Однако следует подчеркнуть, что считать такой подход достаточно универсальным нельзя, так как и в эмпирико-статистических, и динамико-статистических моделях продуктивности используются эмпирические данные, отражающие только современную климатическую обстановку. К тому же эти модели принципиально не могут учесть полное влияние на урожайность такого важного фактора, как изменение концентрации углекислого газа в атмосфере.

Для целей климатического прогнозирования урожайности сельскохозяйственных культур, по нашему мнению, более пригодны параметризованные модели продуктивности. Эти модели позволяют проводить широкие расчеты изменений продуктивности при различных вариантах прогнозов (сценариев) климатических условий в будущем [5, 6]. Теоретические исследования, которые лежат в основе построения параметризованных моделей, были проведены у нас в стране в 60-х годах М. И. Будыко и в дальнейшем продолжены его сотрудниками.

Основная идея используемой нами параметризованной модели [6] заключается в том, что урожай связывается с индексом продуктивности, выражающим интегральный обмен углекислым газом посева в период максимальной вегетации. При этом физические и физиологические параметры энерго-массообмена, фотосинтеза и дыхания в модели принимаются такими, какие они получаются

из независимых наблюдений за жизнедеятельностью растения. Этим наша модель отличается от динамико-статистических, в которых требуется дополнительная идентификация (подгонка по параметрам). Принципы построения параметризованных моделей подробно разобраны в работе [3].

Используемый нами показатель продуктивности в значительной степени определяет конечный урожай. На рис. 1 представлена зависимость средней урожайности озимой пшеницы  $Y_{гсу}$  на государственных сортоучастках зерносеющей территории СССР [4] и нашим индексом продуктивности  $P$ . Если среднюю урожайность на сортоучастках  $Y_{гсу}$  рассматривать как климатическую норму, ре-

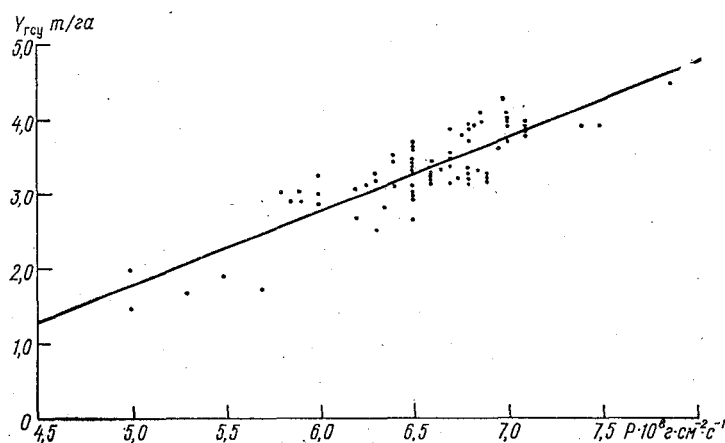


Рис. 1. Связь урожайности озимой пшеницы на государственных сортоучастках [4] с индексом продуктивности  $P$ , рассчитанным по одной из параметризованных моделей [6].

ализуемую при оптимальной агротехнике, то наличие тесной связи между  $Y_{гсу}$  и индексом продуктивности  $P$  (коэффициент корреляции  $r = 0,85$ ) дает основание считать, что индекс продуктивности хорошо отражает нынешнюю климатическую продуктивность пшеницы и может быть использован для оценок ее изменения в будущем. Таким образом, на основе выбранного нами показателя продуктивности  $P$  можно проводить расчеты изменения урожайности пшеницы для различных сценариев изменений климата, связанных с ростом концентрации  $CO_2$  и соответствующим этому изменениям таких климатических факторов, как температура и осадки.

В качестве примера, иллюстрирующего реакцию продуктивности растительности (в нашем случае пшеницы) на изменения концентрации  $CO_2$ , на рис. 2 приведена зависимость относительного изменения индекса продуктивности  $\frac{\Delta P}{P_n} = (P - P_n)/P_n$  от использованных минеральных удобрений  $f$ ;  $P_n$  — индекс продуктивности,

рассчитанный для современных климатических условий, характерных для Украины,  $P$  — он же для удвоенной концентрации углекислого газа на разном фоне осадков  $r$ , отличном от нынешней нормы  $r_n$  на  $\pm 25\%$ . Видно, что при  $f = 300$  кг/га удвоение концентрации  $\text{CO}_2$  при неизменном количестве осадков увеличивает продуктивность пшеницы на 40%, в случае же уменьшения осадков на 25% этот прирост составит 30%.

Предварительные расчеты по параметризованным моделям продуктивности дают основание считать возможным в настоящее время дальнейшую разработку агроклиматических прогнозов.

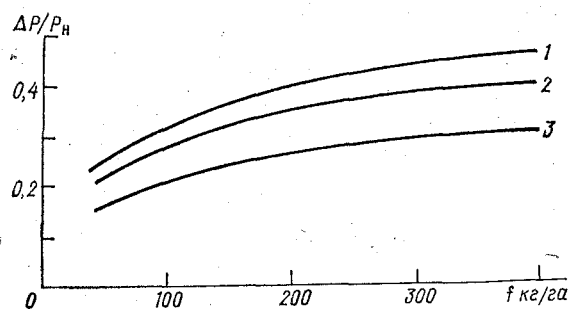


Рис. 2. Относительное изменение индекса продуктивности  $\frac{\Delta P}{P_n}$  при удвоении концентрации углекислого газа в атмосфере в зависимости от вносимых удобрений  $f$  и осадков  $r$ .  
1)  $r = 1,25 r_n$ ; 2)  $r = r_n$ ; 3)  $r = 0,75 r_n$ .

По нашему мнению, основным условием для этого является наличие достоверных и достаточно детализированных сценариев изменений климата, агроклиматические аспекты которого представляют большую практическую ценность.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галямин Е. П., Сиптиц С. О., Милютин Н. Н. Модель формирования урожая агробиоценоза и ее идентификация. — В кн.: Принципы управления продукционными процессами в агроэкосистемах. М., 1976, с. 96—115.
2. Галямин Е. П., Сиптиц С. О. Динамическая модель продукционного процесса кукурузы и ее применение для оптимизации водного режима. — Труды ИЭМ, 1977, вып. 8(67), с. 114—123.
3. Коваль Л. А., Менжулин Г. В., Савватеев С. П. О принципах построения параметризованных моделей продуктивности сельскохозяйственных культур. — Труды ГГИ, 1982, вып. 280.
4. Константинов А. Р., Гридасова В. А., Нестеренко О. И. Упрощенные методы оценки почвенно-климатических ресурсов урожайности сельскохозяйственных культур. — Труды ИЭМ, 1976, вып. 6(57), с. 83—97.
5. Менжулин Г. В., Савватеев С. П. Влияние современных изменений климата на урожайность сельскохозяйственных культур. — В кн.: Проблемы атмосферного углекислого газа. Труды сов.-амер. симпозиума, Душанбе, 12—20 октября 1978 г., Л., 1980, с. 186—197.

6. Менжулин Г. В., Савватеев С. П. Современные изменения климата и продуктивность сельскохозяйственных культур.— Труды ГГИ, 1981, вып. 271, с. 90—103.
7. Сиротенко О. Д. Физико-математическое моделирование в агрометеорологии.— Метеорология и гидрология, 1978, № 3, с. 80—88.
8. Сиротенко О. Д., Бойко А. П. Использование имитационной модели системы почва—растение—атмосфера для оценки влияния флуктуаций концентрации  $\text{CO}_2$  на продуктивность агроценозов.— В кн.: Проблемы атмосферного углекислого газа. Труды сов.-амер. симпозиума. Л., 1980, с. 243—251.
9. Сиротенко О. Д. Математическое моделирование водно-теплового режима и продуктивности агроэкосистем.— Л.: Гидрометеиздат, 1981.— 167 с.
10. Уланова Е. С. Агрометеорологические условия и урожайность озимой пшеницы.— Л.: Гидрометеиздат, 1975.— 302 с.
11. Уланова Е. С., Сиротенко О. Д. Методы статистического анализа в агрометеорологии.— Л.: Гидрометеиздат, 1968.— 198 с.
12. Baier W. et al. Recent Biometeorological Applications to Crops. International Journal of Biometeorology, 1976, vol. 20, N 2, p. 108—127.
13. Katz R. W. Assessing the impact of climate change on food production.— Climatic change, vol. 1, N 1, p. 85—96.
14. Thompson L. M. Weather variability, climatic change and grain production.— Science, May 1975, vol. 188, p. 535—541.

*М. В. Николаев, С. П. Савватеев (ГГИ)*

### **ОБ ЭКОНОМИЧЕСКИХ И КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ УРОЖАЙНОСТИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР**

Задачи агроклиматического прогнозирования в связи с ожидаемыми изменениями климата требуют определения влияния экономических факторов на урожайность сельскохозяйственных культур в настоящее время и в будущем.

В нашей стране и за рубежом выполнены некоторые исследования [1, 5, 6], имеющие своей целью построение трендов урожайности, связанных с экономическим ростом сельскохозяйственного производства. Как правило, эти тренды аппроксимируются априорными монотонными зависимостями линейного, экспоненциального или логистического типа. Следует отметить, что полученные таким образом тренды описывают не влияние конкретных показателей экономики сельскохозяйственного производства на урожайность, а лишь отражают общую тенденцию ее роста.

Исходя из другой концепции, О. А. Дроздов [2], анализируя связь урожайности с введенным им индексом суховейности, выделил для урожайности пшеницы в целом по территории СССР ступенчатый экономический тренд до 1975 г.

Ранее в [3] была предложена методика вычисления экономического тренда урожайности пшеницы на основе предположения о ее связи с отдельными экономическими факторами сельскохозяйственного производства. Для нахождения параметров тренда использовались данные по динамике экономических показателей сельского хозяйства СССР [4] в послевоенное время, такие как производство минеральных удобрений и химических средств защиты растений, парк тракторов и зерноуборочных комбайнов, количество потребляемой в сельском хозяйстве электроэнергии. Функция, используемая в [3] для описания экономического тренда, отражает концепцию о лимитирующих факторах и выражает зависимость урожайности от экономических показателей в виде кривых с насыщением.

На рис. 1 приведена динамика урожайности пшеницы в целом по территории СССР с 1945 по 1979 г. (кривая 1) [4], а также по-

строены экономические тренды, вычисленные по методикам [2 и 3]. Из рисунка видно, что ступени экономического роста, вычисленные по методике Дроздова, не всегда даже качественно соответствуют тренду, построенному с использованием конкретных экономических показателей. Так, например, 1972-й засушливый неурожайный год, по Дроздову, является урожайным.

Для того чтобы оценить влияние климатических изменений на урожай, представим фактическую урожайность  $Y$  в следующем виде:

$$Y = Y_{\text{тр}} + \Delta Y_{\text{пог}} = Y_{\text{тр}} \left( 1 + \frac{\Delta Y_{\text{пог}}}{Y_{\text{тр}}} \right) = Y_{\text{тр}} (1 + \xi),$$

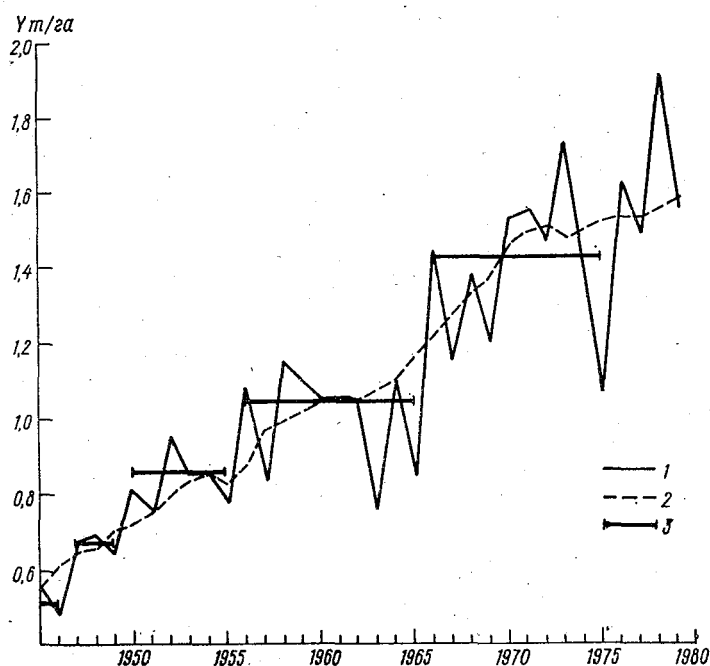


Рис. 1. Изменения урожайности пшеницы в целом по СССР (1) и экономические тренды, рассчитанные по методике [3] с использованием экономических показателей сельскохозяйственного производства (2) и по О. А. Дроздову [2] (3).

где  $Y_{\text{тр}}$  — детерминированный экономический тренд,  $\Delta Y_{\text{пог}}$  — колебания урожайности относительно этого тренда, обусловленные погодными и климатическими факторами.

На рис. 2 показана динамика изменений относительных отклонений урожайности пшеницы  $\xi = \frac{\Delta Y_{\text{пог}}}{Y_{\text{тр}}}$  за исследуемый период.

Будем рассматривать величину  $\xi$  как сумму стационарной случайной компоненты  $\xi_{\text{пог}}$  и медленно меняющейся составляющей  $\xi_{\text{кл}}$

климатического характера. Можно считать, что построенные на рис. 2 11-летние скользящие средние дают представление о медленных изменениях урожайности, которые можно связать с изменениями климата. Так видно, что период с 1950 по 1962 г. был более благоприятным для возделывания пшеницы и других зерновых по сравнению с 1963—1975 гг., характеризующимися более частыми засухами. При таком разделении суммарного относительного отклонения  $\xi$  максимальная амплитуда погодных колебаний  $\xi_{\text{пог}}$  составляет 30 %, в то время как амплитуда климатической составляющей изменений урожайности  $\xi_{\text{кл}}$  — 5 %.

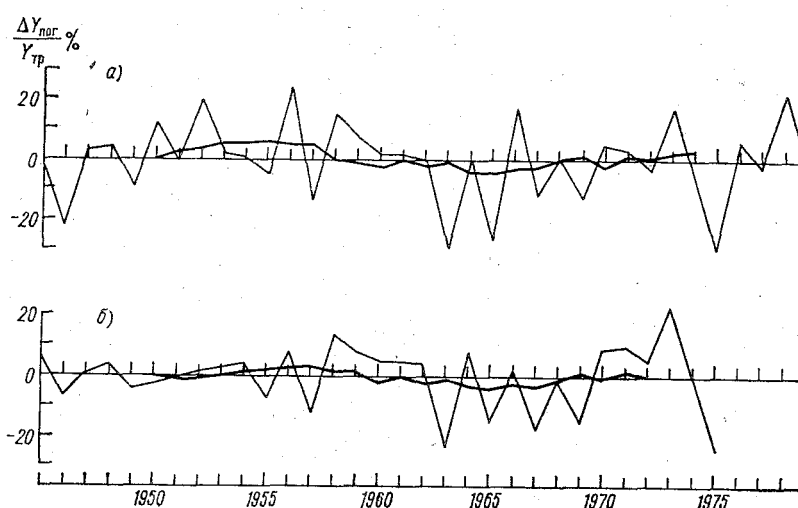


Рис. 2. Относительные отклонения урожайности пшеницы в целом по СССР от экономических трендов, показанных на рис. 1.

а — по методике [3], б — по Дроздову [2].

Опыт применения методики вычисления трендов урожайности, основанной на концепции о лимитирующих факторах, указывает на возможность использования ее при расчетах роста урожайности других сельскохозяйственных культур в других климатических регионах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бараш С. И. Анализ динамики урожайности пшеницы в СССР с применением экономико-математических методов (1920—1973).— Записки ЛСХИ, 1974, т. 244, с. 113—140.
2. Дроздов О. А. Засухи и динамика увлажнения.— Л.: Гидрометеопиздат, 1980.— 93 с.
3. Менжулин Г. В., Николаев М. В., Савватеев С. П. Оценки экономической и погодной составляющих изменений урожайности зерновых культур.— Труды ГГИ, 1982, вып. 280.

4. Народное хозяйство СССР. Статистические ежегодники ЦСУ при СМ СССР.—М.: Госстатиздат ЦСУ и изд. Статистика, 1956, 1959—1980, разделы: промышленность, сельское хозяйство.

5. Nelson W. L., Dale R. F. Effect technology variables and record period on prediction of corn yields with weather variables. *Journal of Applied meteorology*, 1978, vol. 17, p. 926—933.

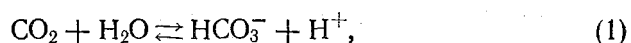
6. Thompson L. M. Weather variability, climatic change, and grain production. *Science*, May 1975, vol. 188, p. 535—541.

А. Г. Лапенис (ГГИ)

### ВЛИЯНИЕ КАРБОНАТНОЙ СИСТЕМЫ МОРСКОЙ ВОДЫ НА ГАЗООБМЕН ДВУОКИСЬЮ УГЛЕРОДА МЕЖДУ АТМОСФЕРОЙ И ОКЕАНОМ

Во многих моделях углеродного цикла влияние карбонатной системы морской воды на газообмен  $\text{CO}_2$  между атмосферой и океаном учитывалось путем введения в уравнения резервуарных моделей различных буферных факторов [7, 8]. В этой статье проводятся расчеты связи между парциальным давлением углекислоты и ее полным содержанием в морской воде, которые дают возможность использовать обычные диффузионные уравнения газообмена. Обсуждается также вопрос о влиянии температуры на интенсивность поглощения углекислоты океаном и, следовательно, на конечное распределение  $\text{CO}_2$ , что, безусловно, важно для учета антропогенного воздействия на климат [2].

При растворении в воде двуокись углерода, как известно, образует угольную кислоту, которая затем диссоциирует на карбонатный ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) и бикарбонатный ( $\text{HCO}_3^-$ ) ионы. Этот процесс описывается уравнениями



Используя простые гидрохимические соотношения [1], а также воспользовавшись уравнением сохранения заряда морской воды

$$\text{Alk} + [\text{H}^+] = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{H}_2\text{BO}_3^-] + [\text{OH}^-], \quad (3)$$

где Alk — общая щелочность, среднее значение которой для поверхности Мирового океана равно 2,44 Мэкв/л [4], можно написать систему из двух уравнений:

$$\Sigma(\text{CO}_2) = P_w(\text{CO}_2) K_0 \left( 1 + \frac{K_1}{[\text{H}^+]} + \frac{K_1 K_2}{[\text{H}^+]^2} \right)^{-1}, \quad (4)$$

$$P_w(\text{CO}_2) = \frac{\text{Alk} - \frac{\sum(B) K_0}{[\text{H}^+] + K_B}}{\frac{K_0 K_1}{[\text{H}^+]} + \frac{2K_0 K_1 K_2}{[\text{H}^+]^2}}, \quad (5)$$

где  $\sum(\text{CO}_2)$  — суммарная концентрация неорганического углерода в морской воде;  $P_w(\text{CO}_2)$  — парциальное давление  $\text{CO}_2$  в воде как газа;  $K_0, K_1, K_2$  — коэффициент растворимости, первая и вторая константы диссоциации угольной кислоты соответственно;  $\sum(B)$  — сумма диссоциированных и недиссоциированных боратов. Система (4) — (5) решалась численно, значение констант диссоциации и некоторых других параметров бралось из [4].

Получающееся за счет антропогенных воздействий возрастание парциального давления углекислоты в атмосфере неминуемо влечет за собой увеличение парциального давления  $P_w(\text{CO}_2)$  в океане. Расчеты показывают, что температура влияет на поглощательную способность океана двояким образом. С одной стороны, с повышением температуры уменьшается концентрация общей углекислоты, что объясняется уменьшением растворимости  $\text{CO}_2$ , с другой — при различных значениях температуры океан реагирует на изменение парциального давления углекислоты в воде по-разному: при более высокой температуре изменение  $\sum(\text{CO}_2)$  с ростом  $P_w(\text{CO}_2)$  получается более сильным. Суммарный эффект был рассчитан благодаря использованию простой боксово-диффузионной модели [3].

В результате получилось, что при более высокой температуре океан поглощает несколько больше углекислоты. Так, увеличение температуры верхнего квазиоднородного слоя океана на  $1^\circ\text{C}$  изменяет результаты расчета приблизительно на 2 %. Но нельзя забывать, что расчет был произведен на ближайшие 50 лет, когда значения обменных потоков  $\text{CO}_2$  между атмосферой и океаном по-видимому еще не достигнут максимальных значений. Кроме того, для прогнозирования на более длительный срок необходимо учесть влияние океанических карбонатных отложений, которые по оценочным расчетам некоторых авторов [6] могут существенно изменить распределение двуокиси углерода между атмосферой и океаном.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А. Химия океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1966. — 278 с.
2. Будыко М. И. Климат в прошлом и будущем. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 350 с.
3. Бютнер Э. К., Захарова О. К., Турчинович И. Е., Лапенис А. Г. Антропогенные изменения концентрации углекислого газа в атмосфере в ближайшее пятидесятилетие. — Метеорология и гидрология, 1981, № 3, с. 18—31.
4. Морская вода. Справочное руководство/Под ред. чл.-корр. АН СССР А. С. Монина. — М.: Наука, 1979. — 327 с.

5. Bacastow R. B., Keeling C. D. Models to predict future atmospheric  $\text{CO}_2$  concentrations. Workshop on the global effects of carbon dioxide from fossil fuels. Miami Beach, Florida, 1977, 122 p.

6. Broecker, W. S. and Takahashi T. Neutralization of fossil fuel  $\text{CO}_2$  by marine calcium carbonate. The Fate of Fossil Fuel  $\text{CO}_2$  in the Oceans: New York, Plenum Press, 1977, p. 213—241.

7. Wagener K. The carbonate system of the ocean. ch. 9 "SCOPE" Report 13 "The Global Carbon Cycle" 1979.

8. Revell R., Munk W. The carbon dioxide cycle and the biosphere. In "Energy and climate" 1977, p. 140—158.

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                                    |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| А. И. Моисеенков. Восстановление гидрографов естественного стока в бассейне р. Волги на основе методов расчета неустановившегося движения воды . . . . .           | 3   |
| Т. И. Владимирова. Формирование стока Амударьи и Сырдарьи и влияние хозяйственной деятельности на его суммарные потери . . . . .                                   | 10  |
| П. А. Игнатьев. Многолетний водный баланс проектируемого Митрофановского водохранилища на р. Печоре . . . . .                                                      | 19  |
| А. Б. Андерсон. Учет регулирующего влияния оз. Зайсан при восстановлении естественного стока р. Иртыша в нижнем бьефе Бухтарминской ГЭС . . . . .                  | 24  |
| В. А. Манукало. Построение гидрографов расчетных половодий на основе функций влияния . . . . .                                                                     | 31  |
| С. А. Кондратьев. Математическая модель стока воды и взвешенных наносов со склонов, учитывающая дискретность стекания . . . . .                                    | 38  |
| Г. И. Болотников. О применимости теоретических моделей заторов льда для натурных условий . . . . .                                                                 | 43  |
| М. Л. Марков. Внутрисуточный ход интенсивности водоотдачи и стаявания наледей . . . . .                                                                            | 51  |
| Н. Г. Самбук. Возможность оценки составляющих водного баланса крупного речного водосбора на основе анализа горизонтального переноса влаги . . . . .                | 56  |
| В. Ю. Григорьев. О расчете динамики элементов водного режима мелиорированного массива на примере воднобалансового участка «Старая Русса» . . . . .                 | 64  |
| А. Л. Шалыгин. Методика определения режимов орошения сельскохозяйственных культур в Или-Балхашском бассейне . . . . .                                              | 71  |
| В. А. Чугунов. Методика и результаты лизиметрических наблюдений в Голодной степи . . . . .                                                                         | 79  |
| С. Н. Грязев. Дешифрирование зон образования и использования стока рек Средней Азии по материалам космических съемок . . . . .                                     | 85  |
| Н. П. Зарецкая. Оптимальные оценки статистических параметров гидрологических рядов с учетом внутрирядной связности . . . . .                                       | 91  |
| Л. Н. Барина, Л. А. Горячева, Л. П. Ревченко, Г. А. Савичева, Н. К. Серков. Математическое обеспечение для вычисления ежедневных расходов воды на ЕС ЭВМ . . . . . | 101 |
| С. А. Гусев. Характеристика качества размещения сети при оценке стокоформирующих элементов водного баланса . . . . .                                               | 108 |
| Б. Р. Нежиховский. Метод оптимизации диапазонов измерения уровня воды . . . . .                                                                                    | 113 |
| Н. Ф. Рудченко. Влияние уровня режима и гидрогеологических параметров на фильтрационные потери из водохранилищ . . . . .                                           | 121 |
|                                                                                                                                                                    | 231 |

|                                                                                                                                                                           |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| М. Б. Рябова. Учет тектонической трещиноватости пород при изучении подземного притока в реки . . . . .                                                                    | 127 |
| И. А. Фурашова. Расчет водопроводимости горных пород с использованием данных о родниковом стоке . . . . .                                                                 | 131 |
| В. И. Замышляев. Аналитический вывод некоторых морфометрических зависимостей . . . . .                                                                                    | 135 |
| В. И. Никора. Статистические особенности микроформ речного дна . . . . .                                                                                                  | 143 |
| Н. Р. Грачев. К расчету плановых деформаций меандрирующих рек . . . . .                                                                                                   | 152 |
| А. А. Шикшнис. Гидравлические исследования потока у берегозащитных бун . . . . .                                                                                          | 158 |
| В. А. Ременюк. Погрешности измерения скоростей турбулентных потоков гидрометрической вертушкой . . . . .                                                                  | 163 |
| Л. Н. Меерович, Ш. Р. Поздняков. О применении эмпирических формул для определения коэффициента Шези в условиях горных рек . . . . .                                       | 167 |
| В. А. Янкина. Пространственно-временная изменчивость гидрологических характеристик в Обь-Тазовской устьевой области (в масштабе синоптических колебаний) . . . . .        | 171 |
| Е. Ю. Дивногорская, В. Л. Трушевский. К вопросу о точности балансового метода расчета термического режима устьевых участков рек (на примере Обь-Тазовской губы) . . . . . | 178 |
| М. А. Науменко. Термобар как структурный фронт в больших озерах . . . . .                                                                                                 | 183 |
| И. А. Орлова. Расчет изменений температуры воды р. Енисей на участке Туруханск—Игарка в летний период под влиянием Туруханской ГЭС . . . . .                              | 189 |
| Н. Н. Москвина, И. В. Филатова. Оценка влияния гидрологических факторов на изменение биологических характеристик водоемов . . . . .                                       | 194 |
| Н. П. Ковычева. Статистическое исследование закономерностей современных изменений полей приземной температуры воздуха и атмосферного давления . . . . .                   | 200 |
| Е. Е. Сибир. Статистическое моделирование временных рядов метеорологических элементов и оценка точности их выборочных характеристик . . . . .                             | 211 |
| О. А. Анисимов. Исследование структуры радиационного поля в растительном покрове . . . . .                                                                                | 215 |
| Л. А. Коваль, С. П. Савватеев. Использование моделей продуктивности для расчетов влияния изменений климата на урожайность сельскохозяйственных культур . . . . .          | 219 |
| М. В. Николаев, С. П. Савватеев. Об экономических и климатических изменениях урожайности сельскохозяйственных культур . . . . .                                           | 224 |
| А. Г. Лапенис. Влияние карбонатной системы морской воды на газообмен двуокисью углерода между атмосферой и океаном . . . . .                                              | 228 |

## ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

Доклады конференции молодых ученых и специалистов  
Ленинград, ГГИ, февраль 1981 г.

Редактор Г. Г. Доброумова. Техн. редактор Е. А. Маркова. Корректор Т. Н. Черненко.

Н/К

Сдано в набор 20.11.81. Подписано в печать 11.05.82. М-33004. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 15,5. Кр.-отт. 15,63. Уч.-изд. л. 15,71. Тираж 640 экз. Индекс ГЛ-167. Заказ 377. Цена 1 р. 20 к. Заказное. Гидрометеониздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

УДК 556.16.047/048

**Восстановление гидрографов естественного стока в бассейне р. Волги на основе методов расчета неустановившегося движения воды.** Моисеев А. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 3—9.

Излагается методика создания математической модели восстановления гидрографов естественного стока на крупном речном водосборе (на примере р. Волги). Предлагаемая схема расчета основана на восстановлении стока путем последовательной трансформации его от верхних участков бассейна и его основных притоков к нижним. В основе метода трансформации паводочной волны лежит генетическая формула стока, известная в преобразованном виде, как интеграл Дюамеля и формула, предложенная Г. П. Калинин и П. И. Милуковым, аппроксимирующая кривую добегания (функцию влияния). В расчетах предлагается использовать переменную кривую добегания, вид которой в основном зависит от времени добегания единичного расхода от верхнего створа к нижнему. Для нахождения параметров функции влияния предлагается использовать оригинальную номограмму зависимости основных характеристик функции влияния от соотношения параметров функции. Определение наилучших параметров проводилось на каждом из 15 участков, на которые была разделена русловая сеть бассейна р. Волги, после чего отдельные участки объединялись в общую модель. Используя полученную модель, за ряд лет был восстановлен сток по основным створам р. Волги и ее притоков (приводится пример восстановления за 1974 г.).

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 5.

УДК 556.18.004.65 : 556.16 : 626.824/826

**Формирование стока Амударьи и Сырдарьи и влияние хозяйственной деятельности на его суммарные потери.** Владимирова Т. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 10—18.

Дается оценка притока воды из зоны формирования стока Амударьи и Сырдарьи, вычисленного путем суммирования средних годовых расходов воды рек на нижней границе указанной зоны, принятых по материалам наблюдений или расчетным данным. Делается попытка оценить влияние хозяйственной деятельности в бассейнах указанных рек, характеризуемой разностью между суммарными водозаборами и водосбросами, на величину общих потерь стока. Показано, что дальнейшее развитие орошаемого земледелия в рассматриваемых бассейнах возможно лишь при условии усовершенствования ирригационной сети и режима орошения, обеспечивающего более рациональное использование оросительных вод, или при осуществлении переброски части стока сибирских рек в бассейн Аральского моря.

Ил. 3. Библ. 7.

УДК 556.552«405»

**Многолетний водный баланс проектируемого Митрофановского водохранилища на р. Печоре.** Игнатьев П. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 19—23.

В целях переброски воды в бассейн р. Волги в среднем течении р. Печоры создается Митрофановское водохранилище. Оно будет располагаться в сложных геологических и гидрогеологических условиях. Для уточнения водного режима будущего водохранилища, а также возможного внутригодового распределения объемов воды на переброску в статье рассматривается многолетний водный баланс водохранилища после его наполнения. Существенно уточняются средние многолетние месячные объемы поверхностного притока, попусков в нижний бьеф гидроузла, аккумуляции в чаше водохранилища. Делается вывод о сравнительно небольшой амплитуде колебания уровня воды в водоеме в течение года при условии равномерной подачи воды в бассейн р. Волги.

Табл. 1. Библ. 3.

УДК 556.18 : 556.16 : 556.555

**Учет регулирующего влияния оз. Зайсан при восстановлении естественного стока р. Иртыша в нижнем бьефе Бухтарминской ГЭС.** Андерсон А. Б. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 24—30.

Для гидрологических расчетов и прогнозов, связанных с переброской стока сибирских рек и строительством ГЭС, а также для решения задач комплексного использования р. Иртыша возникает необходимость оценки влияния хозяйственной деятельности на сток реки, восстановления естественного стока р. Иртыша. Естественный водный режим реки искажен работой Бухтарминской и Усть-Каменогорской ГЭС, общий объем водохранилищ которых составляет 53,6 км<sup>3</sup>. При создании Бухтарминского водохранилища оказалось полностью поглощенным оз. Зайсан, осуществлявшее в естественных условиях многолетнее регулирование р. Иртыша.

Целью работы было восстановление естественных уровней и объемов оз. Зайсан, оценка его регулирующей способности и исключение влияния озера из комплексного влияния водохранилища. В основу расчета положены зависимости уровней и объемов воды озера от суммарного притока в него. Показываются расчет суммарного притока в озеро по данным о стоке р. Иртыша у с. Буран, приводятся расчетные графики зависимостей. Дается оценка изменения естественного стока р. Иртыша в нижнем бьефе Бухтарминской ГЭС. Оценка однородности восстановленного ряда стока и естественного стока р. Иртыша выполнена методами математической статистики. Восстановление естественных характеристик стока позволяет сохранить непрерывность и однородность многолетних рядов гидрологических наблюдений.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 6.

УДК 556.166.048«321»

**Построение гидрографов расчетных половодий на основе функций влияния.** Манукало В. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 31—37.

В работе рассматривается возможность расчета гидрографа весеннего половодья при отсутствии данных наблюдений на основе математической модели с сосредоточенными параметрами.

Показано, что для малых рек количество ординат кривых функций влияния и величина каждой из них зависит от руслового регулирования и распределения межизохронных площадей по длине реки. Предложены расчетные зависимости для определения ординат типовых кривых функций влияния для малых рек Украины. Произведенная оценка точности показала возможность использования типовых кривых функций влияния в гидрологических расчетах.

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 4.

УДК 556.16.048.001.57

**Математическая модель стока воды и взвешенных наносов со склонов, учитывающая дискретность стекания.** Кондратьев С. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 38—42.

Целью работы является получение математических выражений, описывающих формирование стока воды и транспорта взвешенных наносов на склоне с учетом дискретного (ручейкового) характера стекания. В основу модели положена система уравнений неразрывности для стока воды и наносов. Замыкание системы осуществляется с помощью соотношения, связывающего расход с площадью живого сечения и учитывающего дискретность процесса. Полученные уравнения могут быть реализованы на ЭВМ, в результате чего рассчитываются гидрографы стока воды и наносов со склона.

Библ. 3.

УДК 556.535.5.048

**О применимости теоретических моделей заторов льда для натуральных условий.**  
Болотников Г. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 43—50.

Рассматриваются модели заторов льда в узких и широких реках, основанные на уравнениях гидравлики и механики сыпучих сред, и оценивается возможность использования модели Д. Ф. Кеннеди для расчета параметров заторов на р. Западной Двине у г. Даугавпилса. Представлен график расчетной зависимости  $H=f(k_0, f_i)$ , позволяющий определить изменение высоты заторного подъема уровней в зависимости от заданных коэффициентов  $k_0$  и  $f_i$ , характеризующих механические свойства битого льда и трение потока о нижнюю поверхность затора. Получены оптимальные значения  $\bar{k}_0=1,2$  и  $f_i=0,10$ , при которых исследуемая модель может быть использована для вычисления характеристик заторов на р. Западной Двине. Ошибка расчета оценивалась отношением

$\frac{H_3 - H_{\bar{k}_0}}{\Delta H_3} \cdot 100\%$ , где  $H_3 - H_{\bar{k}_0}$  — разность между глубиной потока перед кромкой затора, определенной по данным наблюдений, и рассчитанной по модели;  $\Delta H_3$  — заторный подъем уровней воды. Максимальная ошибка составила 63,9 % и относится к году с наличием осеннего зажора льда на исследуемом участке реки.

Из анализа результатов расчета следует, что теоретические модели могут быть использованы для расчета параметров заторов льда в тех случаях, когда механизм заторообразования аналогичен рассматриваемому в модели, коэффициент  $\bar{k}_0$  при этом становится интегральным показателем, характеризующим как механические свойства льда, так и степень отклонения процесса формирования затора на данной реке от принятого в модели.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 11.

УДК 556.124.4

**Внутрисуточный ход интенсивности водоотдачи и стаивания наледей.** Марков М. Л. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 51—55.

В работе рассматриваются первые результаты наблюдений за внутрисуточным ходом стаивания и водоотдачи наледей, информация о которых необходима для расчетов характеристик наледного стока и оценки роли наледных процессов в формировании водного режима и водных ресурсов в районах многолетней мерзлоты.

Наблюдения выполнены экспедицией ГГИ на двух наледях в Северном Забайкалье. Слой стаивания льда и водоотдача с поверхности наледей определялись за короткие интервалы времени с помощью специально разработанных устройств: самописца стаивания льда и переносного гидрометрического лотка с автоматической регистрацией уровня воды у водослива.

Результаты наблюдений показали, что время добегания талых вод на поверхности наледей незначительно и интенсивность водоотдачи практически соответствует интенсивности таяния льда. Максимальный суточный модуль водоотдачи наледей равен  $3,2 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ . Для расчетов наледного стока выделены два типовых гидрографа водоотдачи, характерных для антициклонального и конвективного типов погоды.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 3.

УДК 556.512 : 551.57 : 551.513

**Возможность оценки составляющих водного баланса крупного речного водосбора на основе анализа горизонтального переноса влаги.** Самбук Н. Г. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 56—63.

Излагается методика определения составляющих водного баланса путем совместного решения уравнений наземной и атмосферной ветвей гидрологического цикла. Показана возможность реализации на ЭВМ схемы расчета влагопереноса в слое атмосферы 0—9 км и целесообразность создания банка аэрологических данных за конкретные годы при решении ряда гидрологических задач. Рассчитаны результирующие потоки водяного пара для ряда станций ЕТС и баланс горизонтального переноса влаги (дивергенция) для замкнутого контура. Приводится внутригодовое распределение составляющих баланса влаги в системе «атмосфера—гидросфера—суша», рассчитанных на основе аэрологической информации (на примере бассейна р. Волги).

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 15.

УДК 626.824.001.57+631.6 : 556.512

**О расчете динамики элементов водного режима мелиорированного массива на примере воднобалансового участка «Старая Русса».** Григорьев В. Ю. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 64—70.

Целью настоящей работы явилось проведение расчетов за короткие промежутки времени (декада, сутки) средних по рассматриваемым участкам (водосборам) влажности почвы, уровня грунтовых вод и коллекторно-дренажного стока по методу, предложенному Ю. М. Денисовым. Параметры, необходимые для расчетов, были определены на основании экспериментальных данных, полученных экспедицией ГГИ.

Показано, что результаты вычислений и наблюдаемые значения элементов водного режима достаточно близки.

Рассмотренная схема может служить основой для вычисления элементов водного режима мелиорированного массива, а также величин водоотведения как функций времени при задании гидрометеорологических данных.

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 7.

УДК 631.675

**Методика определения режимов орошения сельскохозяйственных культур в Или-Балхашском бассейне.** Шалыгин А. Л. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 71—78.

Работа посвящена разработке методики определения рациональных режимов орошения сельскохозяйственных культур, которая позволила бы свести к минимуму негативный эффект интенсификации орошаемого земледелия, развившийся в неблагоприятных изменениях водно-солевого режима оз. Балхаш и его бассейна.

Разработан и предложен ряд усовершенствований тепловодобалансового метода расчета режимов орошения сельскохозяйственных культур и алгоритмов соответствующих программ, позволяющих вести расчет в условиях недостаточной обеспеченности информацией о гидрометеорологическом режиме территории и с учетом местных условий, а именно:

1) расчет среднесуточных рядов влагозапасов в метровом слое почвогрунтов по комплексному методу;

2) расчет распределения влаги в метровом слое почвогрунтов по выведенным эмпирическим зависимостям;

3) введение в расчет конкретных дат наступления фаз вегетации растений по расчетной станции.

Приводятся примеры расчета дефицитов водопотребления, норм и сроков полива нетто по предлагаемой методике. Излагаются взгляды на возможности дальнейшего усовершенствования тепловодобалансового метода.

Предлагаемая методика рекомендуется для расчетов режимов орошения сельскохозяйственных культур в аридной зоне.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 7.

УДК 556.131.114

**Методика и результаты лизиметрических наблюдений в Голодной степи.** Чугунов В. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 79—84.

На основании анализа материалов лизиметрических наблюдений экспедиций ГГИ рассмотрены методические приемы использования лизиметров ГР-80 для определения суммарного испарения и элементов вертикального влагообмена в зоне аэрации. Показано, что с увеличением глубины моделирования УГВ испарение уменьшается, в лизиметре с  $H=1,0$  м хлопчатник за вегетационный период расходует грунтовых вод на 30 % больше, чем при  $H=2,0$  м, и на 50 % — при  $H=2,5$  м. Зависимость испарения от урожая хлопчатника выражена слабо. Приведены результаты экспериментальных работ по уточнению соответствия режима влажности и температуры монолитов лизиметров и окружающей территории. Для условий Голодной степи завышение величины суммарного испарения, возникающее из-за дополнительного нагрева металлоконструкций лизиметров, составляет 10—12 % в июле—августе и 5—8 % в весенне-осенний период.

Ил. 2. Библ. 9.

УДК 556.04/08 : 528.77

**Дешифрирование зон образования и использования стока рек Средней Азии по материалам космических съемок.** Грязев С. Н. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 85—90.

На основе анализа материалов аэрокосмических съемок установлены дешифровочные признаки зон формирования и использования стока рек Средней Азии, что позволяет определять их качественные и количественные характеристики. Результаты дешифрирования зон применимы при прогнозировании водности рек, при водохозяйственных и воднобалансовых расчетах, а также для определения динамики орошаемых земель, в пределах которых происходит непосредственное использование водных ресурсов.

Ил. 2. Библ. 5.

УДК 556.048 : 519.2

**Оптимальные оценки статистических параметров гидрологических рядов с учетом внутрирядной связности.** Зарецкая Н. П. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 91—100.

В работе рассматривается задача оценивания основных статистических параметров функции распределения стационарного случайного процесса: среднего значения  $\beta$  и дисперсии  $\sigma^2$ , имеющих большое практическое значение. При этом учитывается внутрирядная связность гидрологических рядов, для описания которой использовались авторегрессионная модель первого порядка.

Оценивание статистических параметров осуществлялось методом наименьших квадратов, позволяющим получить оценки с рядом оптимальных свойств. Оценка параметра  $\beta$  по методу наименьших квадратов является линейной несмещенной и имеет минимальную дисперсию в классе линейных несмещенных оценок. Оценка же дисперсии  $\sigma^2$  является несмещенной квадратичной оценкой и обладает минимальной дисперсией в классе несмещенных квадратичных оценок при определенных условиях, в частности, в случае нормально распределенных случайных величин.

На основе численных расчетов проведено сравнение традиционно применяемых в гидрологии оценок с оценками метода наименьших квадратов. С этой целью определены дисперсии оценок метода наименьших квадратов и обычных оценок. Проведен количественный анализ сравнения оценок при различной степени коррелированности наблюдений и для различных длин ряда. Показано, что целесообразно использовать оценки метода наименьших квадратов, особенно при оценивании дисперсии распределения.

Ил. 3. Библ. 3.

УДК [556.043 : 681.3.06] : 556.16

**Математическое обеспечение для вычисления ежедневных расходов воды на ЕС ЭВМ.** Баринаева Л. Н., Горячева Л. А., Ревченко Л. П., Савичева Г. А., Серков Н. К. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 101—107.

В работе приводится описание математического обеспечения, реализующего комплексный метод ГГИ для вычисления срочных и среднесуточных расходов воды (полуавтоматизированный вариант). Метод предполагает предварительное разделение специалистом-гидрологом расчетного периода на несколько подпериодов и назначение для каждого из них своей схемы подсчета стока из заданного набора в соответствии с рекомендациями, разработанными в ГГИ. Описанное математическое обеспечение предназначено для использования в автоматизированной информационной системе государственного водного кадастра.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 16.

УДК 556.512.024/025

**Характеристика качества размещения сети при оценке стокоформирующих элементов водного баланса.** Гусев С. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 108—112.

Для сетей, обеспечивающих необходимую точность оценивания стокоформирующих элементов водного баланса, рассматривается вопрос о выборе характеристик качества размещения пунктов наблюдений. Предлагается оценивать качество размещения пунктов наблюдений сети на основе анализа поведения ошибок среднеарифметического осреднения при последовательном разрежении сети. В частности, размещение пунктов наблюдений считается удовлетворительным, если при разрежении сети уменьшается точность оценивания стокоформирующих элементов. Сеть, обладающая указанным свойством, называется «неизбыточной». Приводится краткое описание алгоритма проверки сети на «избыточность». Численные эксперименты показали, что равномерно и оптимально размещенные сети являются «неизбыточными» сетями. Проведен анализ размещения двух осадкомерных сетей. Показано, что недоучет фактора размещения для рассматриваемого класса сетей, делает возможным разрежение последних без снижения точности оценки определяемого элемента. Использование процедуры проверки сети на «избыточность» позволяет определить пункты наблюдений наиболее информативные с точки зрения точности оценивания стокоформирующих элементов. Такая информация может быть использована при планировании и развитии сети пунктов наблюдений.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 4.

УДК 556.04/08 : 532.217

**Метод оптимизации диапазонов измерения уровня воды.** Нежиховский Б. Р. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 113—120.

Для сетевых гидрологических уровнемеров оптимальными можно считать такие ряды диапазонов измерения уровня, которые минимизируют предельную приведенную погрешность измерений, усредненную по всему множеству постов гидрологической сети. Оптимальные диапазоны определяются из системы нелинейных уравнений. Для решения системы применен специальный графоаналитический способ. В результате анализа полученных рядов диапазонов измерения установлено, что для поплавковых и гидростатических уровнемеров предпочтительное количество диапазонов — от трех до пяти. Дальнейшее увеличение количества диапазонов не дает заметного выигрыша в точности измерений. Полученные оптимальные ряды диапазонов неудобны в конструктивном отношении, поэтому вместо них рекомендуются более удобные квазиоптимальные ряды.

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 6.

УДК 556.555.2 : 556.3+556.142

**Влияние уровня режима и гидрогеологических параметров на фильтрационные потери из водохранилищ.** Рудченко Н. Ф. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 121—126.

Существующая методика прогноза фильтрационных потерь воды из водохранилищ при их проектировании не позволяет учитывать влияния различных гидрогеологических условий на этот процесс.

Исследования, проведенные на электроинтеграторе неустановившихся процессов ЭЛИН-ГГИ/80, созданном в ГГИ, позволили выявить закономерность изменения фильтрационных потерь воды из водохранилищ на длительный период времени.

По результатам моделирования получен ряд функциональных зависимостей изменения во времени фильтрационного расхода и объема воды, потерянной на насыщении берегов водохранилищ с учетом различных уклонов уровней грунтовых вод, фильтрационного сопротивления ложа водохранилища, различных уровней режимов, различных гидрогеологических параметров.

Полученные результаты позволили выявить степень влияния указанных факторов на фильтрационные потери при проектировании оптимального режима работы водохранилищ и прогноза изменения водного режима окружающей территории.

Ил. 3. Библ. 6.

УДК 556.168 : 556.53+556.332.4

**Учет тектонической трещиноватости пород при изучении подземного притока в реки.** Рябова М. Б. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 127—130.

При проектировании водозаборов в трещиноватых породах необходимо учитывать влияние тектонических зон на формирование подземного притока в реки. Для учета тектонических зон, определения их фильтрационных свойств и пространственного расположения применен метод аналогового электро моделирования. В результате серии экспериментов построен график зависимости доли дренируемой части стока бассейна к общему подземному стоку бассейна  $\left(\frac{Q_p}{Q_6}\right)$  от соотношения водопроницаемостей трещиноватой зоны и средней водопроницаемости бассейна, который позволяет на основе анализа гидрологической информации судить о наличии трещиноватых зон в бассейне и оценить их водопроницаемость.

Ил. 2. Библ. 2.

УДК 556.332.4+556.3.072+556.36

**Расчет водопроводимости горных пород с использованием данных о родниковом стоке.** Ф у р а ш о в а И. А. Вопросы гидрологии суши. Доклад и конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 131—134.

Целью работы является расчет водопроводимости трещиноватых и закарстованных известняков ордовика в пределах Ижорского плато. О водопроводимости известняков на указанной территории имелись лишь разрозненные данные для отдельных участков. В связи с построением в отделе подземного стока ГГИ электроаналоговой модели геофильтрации Ижорского плато возникла необходимость получения обобщенных фильтрационных характеристик ордовикского водоносного горизонта. С этой целью были использованы данные о минимальных зимних расходах, расположенных по периферии плато родников, и построены на соответствующий период карты гидроизогипс. В пределах выделенных по карте гидроизогипс подземных водосборов определялись значениями водопроводимости известняковой толщи по аналитическим зависимостям, выведенным в отделе подземного стока. Полученные значения водопроводимости изменяются от 800 до 6700 м<sup>2</sup>/сут. Результаты расчетов были использованы при построении электроаналоговой модели геофильтрации.

Ил. 1.

УДК 556.536/537.048

**Аналитический вывод некоторых морфометрических зависимостей.** З а м ы ш л я е в В. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 135—142.

На основании полученного ранее автором уравнения плановой деформации осевой линии русла выводятся морфометрические зависимости, связывающие для свободно меандрирующих рек степень развитости излучины  $S/\lambda$  и стрелу излучины  $y_m$  с углом разворота  $\alpha$ , а также угловую скорость разворота излучины  $\frac{d\alpha}{dt}$  с  $\alpha$  и с  $S/\lambda$ . Приводятся формулы, по которым можно рассчитать время  $\Delta t$  разворота излучины на угол  $\Delta\alpha$  и, наоборот, найти угол  $\Delta\alpha$ , на который излучина развернется за время  $\Delta t$ . Проверка полученных зависимостей была проведена на большом натурном материале и дала хорошие результаты.

Ил. 5. Библ. 5.

УДК 556.536/537 : 556.535.6

**Статистические особенности микроформ речного дна.** Никора В. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 143—151.

Продольный профиль микроформ речного дна предлагается рассматривать в виде суммы некоррелированных периодической и случайной составляющих. Проверка этого предположения производится на основе корреляционного, структурного и спектрального анализов по данным натурных исследований на реках Риони, Цхенисцнали, Дунай и Турунчук. Все исследуемые участки приблизительно прямолинейны на расстоянии 8—10 ширин потока и имеют корыто-

образную форму русла. Расчет параметра К. В. Гришанина  $M = \frac{H (gB)^{1/4}}{Q^{1/2}}$

позволил отнести их к «временно устойчивым». Измерение продольных профилей дна производилось эхолотом «Ирэл». Полученные непрерывные записи рассматривались как реализации случайных функций, дискретизировались и обрабатывались на ЭВМ ЕС-1022. Для проверки стационарности исследуемых реализаций был принят критерий инверсий как один из наиболее эффективных непараметрических критериев.

На основе представления продольного профиля микроформ в виде суммы некоррелированных периодической и случайной составляющих получены выражения для определения характерных вертикальных и продольных размеров гряд. Для лучшего понимания механизма, порождающего волнистый профиль дна, исследованы профили, измеренные на различном расстоянии от берегов и при прохождении паводка (р. Риони — с. Саночанидзе). Исходя из спектрального анализа донных профилей, обосновывается формула для определения расхода донных наносов.

Ил. 2. Библ. 10.

УДК 556.537.048

**К расчету плановых деформаций меандрирующих рек.** Грачев Н. Р. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 152—157.

Целью настоящей работы явилось физическое обоснование вывода и уточнение уравнения, которое позволяет рассчитать координаты динамической оси потока в речной излучине. Это уравнение используется в предлагаемом автором методе расчета плановых деформаций меандрирующих рек.

Вывод уравнения базируется на предположении о взаимосвязи и взаимобусловленности деформаций поля скоростей потока и его русла. Решая плановую задачу, автор получил уточненное уравнение движения для плановой струи, имеющей максимальную результирующую скорость, для момента стабилизации отметок размываемого дна, первоначально призматического кругового канала. Полученный при решении уравнения движения параметр, который единственным образом определяет форму плановой струи, подобен числу Фруда. Обработка натурных данных позволила выявить весьма тесную зависимость параметра от отношения радиуса кривизны излучины к ширине русла.

Расчеты плановых деформаций с использованием полученного уравнения показали хорошие результаты.

Ил. 2. Библ. 7.

УДК 556.536/537 : 627.132

**Гидравлические исследования потока у берегозащитных бун.** Шикш-ни с А. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 158—162.

Настоящая работа относится к теме о защите берегов от размыва бунами и выполнена с целью определения оптимальных параметров берегозащитных бун.

Исследования проводились в лабораторных условиях в соответствии с требованиями моделирования по числу Фруда. Получены экспериментальные зависимости максимальной скорости потока у головы буны и длины водоворотной области от характеристик набегающего потока и буны, выявлены параметры, определяющие кинематическую структуру потока и длину водоворотной области, рекомендуются также степень стеснения и угол направления буны к потоку, при которых берегозащитные буны дают наибольший эффект. Эти результаты могут быть использованы при проектировании и дальнейших исследованиях берегозащитных сооружений.

Ил. 3.

УДК 556.088 : 532.57

**Погрешности измерения скоростей турбулентных потоков гидрометрической вертушкой.** Ременюк В. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 163—166.

В результате лабораторных экспериментов, проведенных в малом гидравлическом лотке ГЭБ ГГИ, выявлена неоднозначность влияния пульсации скоростей на показания вертушки. В криволинейной части градуировочной характеристики наблюдается завышение скорости течения, в диапазоне 0,20—0,40 м/с компенсация погрешностей разных знаков и некоторое преобладание отрицательной погрешности при увеличении скорости потока более 0,50 м/с и значениях косоустройности порядка 30—40°. Установлена прямая зависимость положительной погрешности показаний вертушки от момента инерции ходовой части.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 3.

УДК 556.536/537.048

**О применении эмпирических формул для определения коэффициента Шези в условиях горных рек.** Меерович Л. Н., Поздняков Ш. Р. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 167—170.

Целью работы является выбор зависимости, связывающей коэффициент Шези с гидравлично-морфометрическими характеристиками горных потоков. Рассмотрен ряд существующих эмпирических формул для определения коэффициента Шези. Для вычисления коэффициента шероховатости, входящего в эти формулы, используется степенная зависимость, связывающая его с эффективным диаметром донных наносов, параметры которой определены методом наименьших квадратов по данным сетевых наблюдений. Приведена оценка точности определения коэффициента Шези при использовании найденных эмпирических констант. Предлагаемые зависимости могут использоваться для вычисления коэффициента Шези в условиях горных рек.

Табл. 1. Библ. 10.

УДК 556.545

**Пространственно-временная изменчивость гидрологических характеристик в Обь-Тазовской устьевой области (в масштабе синоптических колебаний).** Янкина В. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 171—177.

В настоящей работе проводится анализ пространственно-временной изменчивости гидрологических элементов, описывающих единый гидрометеорологический процесс, в устьевой области р. Оби, выясняются возможности применения понятий, сформулированных для приарктических морей при описании основных закономерностей формирования гидрологического режима устьевой области в масштабе синоптических колебаний. Показано, что диапазон изменчивости гидрологических характеристик от суток к суткам сравним с их сезонной и межгодовой изменчивостью, а временная структура рядов характеризует гидрологический процесс в устьевой области как сходный с процессом в открытом море. Рассмотрена пространственная изменчивость временной структуры гидрометеорологических элементов. Сделан вывод о возможности применения океанологических понятий при анализе и описании рассматриваемого процесса.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 18.

УДК 556.545.048

**К вопросу о точности балансового метода расчета термического режима устьевых участков рек (на примере Обь-Тазовской губы).** Дивногорская Е. Ю., Трушевский В. Л. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 178—182.

Приведены результаты численных экспериментов, проведенных на балансовой модели термического режима Обской губы. Выполнен сравнительный анализ весомости отдельных слагаемых теплового баланса акватории для различных районов и сезонов. Определено влияние важнейших тепловых потоков на точность расчета температуры воды.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 5.

УДК 556.555.4

**Термобар как структурный фронт в больших озерах.** Науменко М. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 183—188.

Неоднородность вод в озерах определяется особенностями энергомассообмена через границу раздела вода—воздух и термогидродинамическими процессами внутри водной толщи. В данной работе термобар в больших озерах рассматривается как структурный фронт, подобный морским прибрежным фронтам. Целью работы являлось оценить устойчивость водной толщи, вертикальные скорости и коэффициенты турбулентной теплопроводности в зоне термобара. Рассмотрена двумерная стационарная задача теплопроводности с учетом горизонтального и вертикального переноса. Рассчитанные коэффициенты теплопроводности свидетельствуют об анизотропии свойств водных масс в зоне термобара. Наиболее интенсивный обмен теплом происходит на придонных горизонтах, что имеет существенное значение при исследовании термических процессов в прибрежной зоне озер.

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 9.

УДК 556.535.8 : 556.535.4 : 628.394

**Расчет изменений температуры воды р. Енисея на участке Туруханск—Игарка в летний период под влиянием Туруханской ГЭС.** Орлова И. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 189—193.

Изложен опыт расчета изменений температуры воды р. Енисея на участке от Туруханска до Игарки под влиянием деятельности Туруханской ГЭС, проектируемой на р. Нижней Тунгуске.

Расчет выполнялся при разработке технико-экономического обоснования Туруханской ГЭС и имел целью определение влияния проектируемой ГЭС на термический режим р. Енисея на большом удалении от ГЭС.

Был применен метод, изложенный в трудах ГГИ, и состоявший в решении уравнения теплового баланса для среднемесячных тепловых расходов на участке. Вначале составлялось уравнение в бытовых условиях для пяти выбранных лет, и оно решалось относительно теплообмена с атмосферой на участке. Затем это уравнение решалось для проектных условий с использованием зарегулированных расходов и температуры воды р. Нижней Тунгуски. Теплообмен с атмосферой и поступление тепла с притоками принимались без изменений.

В результате расчетов получены температуры воды в Игарке в проектных условиях для одного из вариантов регулирования Туруханской ГЭС. Изменения температуры воды по сравнению с бытовыми условиями оказались невелики.

Результаты расчета использованы в проекте при установлении влияния Туруханской ГЭС на окружающую среду.

Табл. 6. Библ. 4.

УДК 556.115 : 556.551.5 : 582

**Оценка влияния гидрологических факторов на изменение биологических характеристик водоемов.** Москвина Н. Н., Филатова И. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 194—199.

Выполнена оценка уровня трофности некоторых водоемов СССР в зависимости от их морфологических характеристик и времени водообмена, предложена зависимость для приближенного расчета времени водообмена по соотношению площадей бассейна и водоема. На примере Ладожского озера с помощью качественной модели рассмотрено влияние различных элементов режима на сезонную динамику фитопланктона.

Ил. 2. Библ. 5.

УДК: 551.583

**Статистическое исследование закономерностей современных изменений полей приземной температуры воздуха и атмосферного давления.** Ковычева Н. П. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 200—210.

В работе исследуются структурные связи локальных характеристик климата (приземной температуры воздуха и атмосферного давления) с глобальным термическим режимом северного полушария.

Для получения количественных оценок используется метод инструментальной переменной.

Для внеэкваториальной части северного полушария представлены карты оценок изменений полей приземной температуры воздуха и атмосферного давления в процессах глобального потепления и похолодания.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 15.

УДК 551.506.3

**Статистическое моделирование временных рядов метеорологических элементов и оценка точности их выборочных характеристик.** Сибирь Е. Е. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 211—214.

Исследуется вопрос о возможной точности определения некоторых статистических характеристик по ограниченным рядам наблюдений за температурой воздуха, давлением и скоростью ветра. Для этой цели используется метод статистического моделирования.

Оценивается влияние связности рядов и частоты наблюдений на точность определения статистических характеристик.

Табл. 2. Библ. 3.

УДК 551.586.

**Исследование структуры радиационного поля в растительном покрове.** Анисимов О. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 215—218.

Излагаются основы построения теории распространения коротковолновой радиации в растительном покрове, учитывающей стохастические свойства растительности как оптически крупнодисперсной среды. Проводится сравнительный анализ результатов расчетов поля коротковолновой радиации с использованием двух различных моделей.

Как частный случай рассматриваемой теории выводится биномиальная формула ослабления излучения в мелкодисперсной горизонтально однородной растительности.

Ил. 1. Библ. 5.

УДК 63 : 551.58

**Использование моделей продуктивности для расчетов влияния изменений климата на урожайность сельскохозяйственных культур.** Коваль Л. А., Савватеев С. П. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 219—223.

Рассматриваются существующие подходы для получения оценок влияния современных изменений климата на урожайность сельскохозяйственных культур.

Обосновывается целесообразность применения параметризованных моделей продуктивности для целей агроклиматического прогнозирования.

Приводятся результаты расчетов влияния удвоения концентрации углекислого газа в атмосфере на урожайность пшеницы при изменении количества вносимых удобрений и на разном фоне осадков по одной из параметризованных моделей.

Ил. 2. Библ. 14.

УДК [63 : 551.58].003

**Об экономических и климатических изменениях урожайности сельскохозяйственных культур.** Николаев М. В., Савватеев С. П. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1982, с. 224—227.

Построен экономический тренд урожайности в целом по территории СССР с 1945 по 1979 г. с использованием экономических показателей сельскохозяйственного производства.

Выявлены характерные особенности изменений урожайности за исследуемый период.

Выделены погодная и климатическая составляющие колебаний урожайности пшеницы.

Ил. 2. Библ. 6.

УДК 551.465

**Влияние карбонатной системы морской воды на газообмен двуокисью углерода между атмосферой и океаном.** Лапенис А. Г. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов. 1982. с. 228—230.

Получена связь между парциальным давлением углекислоты в атмосфере и концентрацией суммарного неорганического углерода в верхнем квазигомогенном слое океана для широкого диапазона температур. Полученная зависимость позволяет использовать обыкновенные диффузионные уравнения для расчета потока  $\text{CO}_2$  в более глубокие слои океана. Обсуждаются результаты такого расчета.

Библ. 8.