Primerak Odeljenja 05

УПРАВЛЕНИЕ ХИДРОЛОГИЯ И МЕТЕОРОЛОГИЯ — БЪЛГАРСКА АКАДЕМИЯ НА НАУКИТЕ
НАЦИОНАЛЕН КОМИТЕТ НА НР БЪЛГАРИЯ ПО МЕЖДУНАРОДНАТА ХИДРОЛОГИЧНА ДЕСЕТИЛЕТКА

VII КОНФЕРЕНЦИЯ НА КРАЙДУНАВСКИТЕ СТРАНИ ПО ХИДРОЛОГИЧНИ ПРОГНОЗИ

VII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ ПРОГНОЗАМ

VII KONFERENZ DER DONAULÄNDER FÜR HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN

(5—10. IV. 1973)

СБОРНИК ДОКЛАДИ
СБОРНИК ДОКЛАДОВ
VORTRAGSSAMMLUNG

София — Sofia
1975

УПРАВЛЕНИЕ ХИДРОЛОГИЯ И МЕТЕОРОЛОГИЯ — БЪЛГАРСКА АКАДЕМИЯ НА НАУКИТЕ
НАЦИОНАЛЕН КОМИТЕТ НА НР БЪЛГАРИЯ ПО МЕЖДУНАРОДНАТА ХИДРОЛОГИЧНА ДЕСЕТИЛЕТКА

VII КОНФЕРЕНЦИЯ НА КРАЙДУНАВСКИТЕ СТРАНИ ПО ХИДРОЛОГИЧНИ ПРОГНОЗИ

VII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ ПРОГНОЗАМ

VII KONFERENZ DER DONAULÄNDER FÜR HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN

(5—10. IV. 1973)

СБОРНИК ДОКЛАДИ
СБОРНИК ДОКЛАДОВ
VORTRAGSSAMMLUNG

София — Sofia
1975

Настоящий сборник содержит доклады, представленные на VII Конференции Придунайских стран по гидрологическим прогнозам, которая состоялась в 1973 году в НР Болгарии – г. Варна.

В этом мероприятии приняли участие научные сотрудники и специалисты Австрии, НРБ, ВНР, ФРГ, СРР, СССР, ЧССР и СФРЮ.

В большинстве докладов рассматриваются непосредственно вопросы гидрологических прогнозов с различной заблаговременностью р.Дунай и ее притоков и имеют существенное значение при решении этой исключительно важной для Придунайских стран проблемы. В некоторых докладах рассматриваются общетеоретические проблемы или такие, которые являются основой гидрологических прогнозов.

Основная часть докладов помещена в сборник в том виде, в каком были представлены авторами. Редакционная коллегия позволила внести небольшую редакцию в некоторые доклады, представленные на русском языке, только в отношении языка. Доклады помещены в том порядке, в каком они были представлены на Конференции согласно принятой программе.

С О Д Е Р Ж А Н И Е

стр.

И.А. Железняк, Л.Б. Бышовец – Теоретические основы и опыт расчета и прогноза движения воды в условиях каскада водохранилищ на крупной реке 5

В.И. Сапожников – Прогноз максимальных расходов половодья и паводков с учетом распределения и переменного добегания стока в бассейне 18

Hartmut Wittenberg – Die Bestimmung der übertragungsfunktion zwischen den Hochwasserabflüssen an zwei Pegeln der Brigach 30

Драган Янкович – Расчет движения и распластывания паводочной волны уравнением связи соответственных расходов с переменными коэффициентами 45

Петер Барта – Прогноз паводков р.Тиссы по осадкам . . . 58

Anton Urban – Erstellung eines mathematischen Abflußmodelles an der österreichischen Donau 66

Мирча Подани – Использование продольных профилей и кривых свободной поверхности нижнего Дуная для оперативных прогнозов 87

Виктория Трендафилова – Определение расхода воды на болгарском участке р.Дунай с помощью поверхностной скорости 98

В.М. Лыло, Л.В. Жидкова – Прогноз стока дождевых паводков на горных реках бассейна Дуная 108

Л.М. Козинцева, В.И. Кулинич – Прогноз суточного стока дождевых паводков горных рек Карпат 120

Konrad Cehak – Über statistische Zusammenhänge zwischen mehrtägigen Niederschlagssummen in Stationen verschiedener Flußeinzugsgebiete im Donauraum 128

Константин Бондар – Закономерности переноса влекомых наносов в нижнем течении Дуная 137

В.В. Климова – Прогноз стока у входных створов водохранилища на Дунае у Железных ворот с учетом неравномерности притока в русла 141

Gerhard Mundt – Kurzfristige Abflußprognose für den Zufluß zum Stauraum der Instufe Passau-Ingling 151

Татьяна Н. Джорджевич – Паводки в верхней части реки Западной Моравы и анализ условий их формирования в зимне-весенний период 166

Norbert Thiess – Anwendung des operativen Impulsfolgenkalküls in der hydrologischen Vornersage 182

Л.В. Агаркова, В.К. Ситников – Многолетние циклические колебания и возможности сверхдолгосрочного прогноза годового и сезонного стока Дуная 193

Т. Панайотов, Д. Мандаджиев – Прогноз годового стока с его распределением по месяцам 203

Прохаска Й. Стеван – Сверхдолгосрочный прогноз стока водохранилища "Джердап" применением динамико-статистического метода прогнозирования 218

В. Думитреску – Прогноз большой заблаговременности весеннего половодья в румынском секторе Дуная 235

Т.Н. Макаревич, З.А. Ефимова, В.А. Румянцев, Л.К. Савина О предсказании ледовых явлений на Дунае на основе разложения функций на естественные составляющие 244

Р.А. Нежиховский, Г.В. Ардашева, Н.П. Саковская – Прогнозы максимальных заторных уровней воды в местах постоянного образования заторов 252

А.В. Щербак, Л.И. Солопенко – Исследование условий формирования опасных заторов льда на советском участке Дуная с целью их предсказания 264

Б.М. Гинзбург – Пространственно-временные связи сроков ледовых явлений на реках 277

Т.Н. Макаревич, З.А. Ефимова, В.А. Румянцев, Л.К. Савина – Временная изменчивость характеристик ледового режима Дуная 285

Стефан Й. Стефанов – Долгосрочный прогноз ледовых явлений на р.Дунай на болгарском участке 301

Щ. Райнов, И. Нинов, Д. Печинов, Н. Косев – Морфологические изменения островов р.Дунай 325

М.М. Айзенберг, Е.В. Хлоева, В.В. Яблонский – Селевые паводки в бассейне Тисы, их расчет и прогноз 339

Георги Иванов Гергов – Типы русловых процессов на притоках р.Дунай в Болгарии 352

Бонацци О. – Измерение и расчет наносов на реке Драве возле с. Ботово 364

Н.Е. Кондратьев, И.В. Попов, Б.Ф. Снищенко – Особенности изучения руслового процесса на советском участке Дуная . . 381

Szebelledy – Fragen der Gewässergüte an der ungarischen Donaustrecke 391

А.В. Рождественский – Возможности прогнозирования химического состава и загрязнения вод нижнего Дуная 401

Тасе Стоев – Режим деформации русла р. Вардара 408

W.Kresser – Betrag zur Bestimmung der Eintrittswahrscheinlichkeit von Hochwässern 419

Радмило Д. Маркович – Непараметрическая оценка искусственных изменений в речном режиме 430

Михаило Анджелич – Анализ двух методов по определения Т – единичного гидрографа и возможности их применения в практике 447

Власак Надежда – Исследование осадков в водосборе Южной Моравы до замыкающего створа Корвин град с целью определения оптимального числа осадкомеров, которые бы были привлечены в службу спешного предупреждения об опасности наводнения 463

Славко Максимович – Метеорологический радиолокатор МРЛ – 1 в службе прогноза уровня воды малых водосборов 481

Радивое Дражета – О повторяемости волн в бассейнах рек различных поверхностей 496

Б. Марчинков – Средняя скоростная вертикаль и другие характеристики речных течений 508

П. Пенчев, М. Калинова, К. Стойчев – Генетическая структура стока в верхнем и среднем поречии р.Дунай, как основа гидрологических прогнозов 518

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ И ОПЫТ РАСЧЕТА И ПРОГНОЗА ДВИЖЕНИЯ ВОДЫ В УСЛОВИЯХ КАСКАДА ВОДОХРАНИЛИЩ НА КРУПНОЙ РЕКЕ

И.А.Железняк, Л.Б.Бышовец

(СССР)

Р е з ю м е

Расчет (прогноз) перемещения волны половодья по Днепровскому каскаду основан на вычислении ежесуточного баланса воды в пределах каждого речного участка (водохранилища). Этим учитывается влияние основной причины распластывания волны: наполнения (опорожнения) регулирующей емкости в связи с увеличением (уменьшением) расходов воды. Использование ЭВМ позволяет за несколько минут машинного времени выполнить расчет движения волны весеннего половодья от входных створов на Верхнем Днепре до Каховки (более 1300 км), который содержит учет регулирующего влияния 16 речных участков и 5 крупных водохранилищ.

При оперативном обслуживании по прогнозу расходов воды во входных створах и бокового притока с учетом заданного режима эксплуатации водохранилищ в период половодья (март-июнь) определяются расходы притока и сброса из каждого водохранилища, расходы и уровни воды у Киева и других городов. Прогноз расходов (уровней) воды на Нижнем Днепре для различных вариантов наполнения и сработки водохранилищ в периоды половодий 1970-1972 гг. позволили Минмелиоводхозу УССР назначить и осуществить оптимальные режимы эксплуатации Днепровского каскада в условиях экстремальных высокого (1970 г.) и низкого (1972 г.) половодий.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die Berechnung (Prognose) der Umstellung der Hochwasserwelle über die Dnjeprkaskade wird durch die Berechnung der Tageswasserbilanz innerhalb eines jeden Flussabschnittes (eines Wasserspeichers) begründet. Dadurch wird der Einfluss der Grundursache über die Wellenausstreckung berücksichtigt: der Füllung (Entleerung) des zu regelnden Staubeckeninhalts im Zusammenhang mit der Zunahme (Abnahme) der Durchflussmenge. Die Ausnutzung der Elektronenrechenmaschinen gestattet es, im Laufe von einigen Minuten Maschinenzeit, die Berechnung der Wellenbewegung des Frühjahrshochwassers von den Eingangssperstellen auf dem Oberlauf des Dnjepr bis zur Kachowka (über 1300 km) zu erfüllen; diese Berechnung enthält auch die Berücksichtigung des Regeleinflusses von 16 Flussabschnitten und 5 grossen Wasserspeichern.

Bei operativer Bedienung laut Prognose der Abflussmengen in den Eingangssperstellen und des Seitenzuflusses mit Rücksicht auf das gegebene Betriebsverfahren von Stauseen in dem Hochwasser (März-Juni) wird die Wasserzufluß- und Ablaßmengen aus jeder Stausee, die Abflüsse und Wasserniveaus bei Kiew und anderen Städten festgestellt. Die Abflußprognose (der Niveaus) des Wassers am Unterlauf des Dnjepr für unterschiedliche Varianten der Füllung und des Nachlassens der Stauseen in den Perioden des Frühjahrshochwassers 1970-1972 gestatteten dem Ministerium der Melioration und Wasserwirtschaft, die optimalen Betriebsverfahren der Dnjeprkaskade unter den Bedingungen des extremal hohen (1970) und niedrigen (1972) Frühjahrshochwassers zu bestimmen und zu verwirklichen.

Предвычисление расходов (уровней) воды на Нижнем Днепре (ниже г.Киева) является актуальной и важной задачей. Днепр - основной источник воды для орошения и водоснабжения значительной части Украины. Пять гидроэлектростанций дают миллиарды киловатт-часов дешевой электроэнергии. Река служит воднотранспортной магистралью, на ней созданы крупные рыбные хозяйства и базы отдыха.

После ввода в эксплуатацию Киевского гидроузла в 1966 г. все водомерные посты, ранее характеризовавшие водность Днепра на протяжении многих лет (Киев, Кременчуг, Лоцмано-Каменка), оказались в подпоре. Поэтому неискаженный (естественный) приток воды к Киевскому

водохранилищу и фактические расходы воды у Киева и ниже его на расстоянии более тысячи километров оказалось возможным определять только по естественным расходам воды в створах водомерных постов на основных реках в бассейне Верхнего Днепра: р.Припяти у г.Мозыря (водосборная площадь 101000 км^2), р.Днепра у г.Речицы (58200 км^2), р.Сожа у г.Гомеля (38900 км^2), р.Десны у г.Чернигова (81400 км^2). При этом сумма расходов воды в створах первых трех водомерных постов, вычисленная с учетом бокового притока и трансформации в пределах 9 речных участков (рис. I), определяет величину притока к Киевскому водохранилищу Q_{12} .

Расчет трансформации волны в Киевском водохранилище, выполненный с учетом заданного режима его эксплуатации, дает возможность установить расходы сброса q_{14} , которые вместе с расходами Десны у ее устья Q_{20} , определенными в результате расчета перемещения волны половодья на участке от Чернигова до устья (длина 210 км) в пределах 5 речных участков, позволяют вычислять расходы воды Днепра у Киева Q_{21} .

Расходы воды Днепра у Киева фактически определяют водные ресурсы на всем Нижнем Днепре, так как боковой приток в его пределах обычно не превышает 10-15% объема весеннего стока Днепра, хотя водосборная площадь увеличивается на 34% (с 328000 км^2 у Киева до 500000 км^2 у г.Херсона). Поэтому для прогноза ежедневных расходов (уровней) воды на Нижнем Днепре необходимо, зная предсказанные величины весеннего стока в указанных выше четырех входных створах и в 21 пункте на притоках, которые характеризуют боковой приток, выполнить расчеты трансформации этих расходов под влиянием регулирующей емкости 20 речных участков и 5 крупных водохранилищ.

Распластывание паводочной волны в процессе ее перемещения в реке является результатом неизбежного в условиях неустановившегося движения изменения объема наполнения русла и поймы в пределах рассматриваемого участка реки (емкостной трансформации). Влиянием различия уклонов (расходов, глубин) во фронтальной и тыльной частях волны (динамической трансформации) можно пренебречь, так как при перемещении паводочной волны в реках дополнительный уклон Δi очень мал в сравнении с основным продольным уклоном реки i_0 , а параметр нестационарности $\mathcal{J} = \frac{i_0 + \Delta i}{i_0} \approx 1$.

При таком режиме движения, который получил название квазиустановившегося, расчет перемещения паводочной волны может выполняться упрощенным (инженерным) способом. Он сводится к последовательному расчету

трансформации расходов по сравнительно небольшим участкам, длина которых принимается такой, чтобы время добегания воды в пределах каждого участка τ было равно или близким к продолжительности расчетного интервала времени Δt [2, 3]. При соблюдении этого условия решение дифференциальных уравнений неустановившегося движения воды можно заменить расчетом уравнения баланса воды на участке:

$$\frac{Q_н+Q_к}{2}+\frac{Q_{бн}+Q_{бк}}{2}-\frac{q_н+q_к}{2}=\frac{W_к-W_н}{\Delta t}, \qquad (1)$$

где Q и q - соответственно расходы воды в верхнем и нижнем створах, $Q_б$ - расходы бокового притока воды и W - объем воды в русле в пределах расчетного участка. Индексы $н$ и $к$ означают соответственно начало и конец расчетного интервала времени Δt .

Объемы воды в пределах расчетных участков определяются по кривым объемов - зависимостям объема наполнения русла и поймы в пределах участка от расхода воды на участке в условиях установившегося движения Q_o

$$\frac{W}{\Delta t}=f(Q_o). \qquad (2)$$

Время перемещения волны $\tau_в$ в пределах речного участка длиной L оценивается приближенно по формуле

$$\tau_в=\Delta W:\Delta Q_o, \qquad (3)$$

а скорость $V_в$ соответственно по формуле

$$V_в=L:\tau_в, \qquad (4)$$

где ΔW - увеличение русловой емкости, обусловленное увеличением расхода воды на ΔQ_o в пределах верхней половины рассматриваемой амплитуды его изменения(устанавливается по кривой объемов). В условиях квазиустановившегося движения продолжительность и скорость добегания, вычисленные по формулам (3) и (4), с достаточной для описываемых расчетов степенью точности отражают фактическое время и скорость перемещения воды в пределах участка.

Ординаты кривой объемов для каждого участка определяются по двум кривым: по зависимости геометрической емкости на участке, установленной по топографическим данным, от уровней воды $W=f(H)$ и по

зависимости уровней от расходов воды в условиях установившегося движения $Q_0 = f(H)$, построенной по гидрометрическим данным.

Решение уравнения (I) - определение расхода воды $q_к$ в конце каждого расчетного участка - идентично расчету регулирования стока водохранилищем с аналогичной кривой зависимости сбросных расходов от объемов его наполнения. Поэтому расчет перемещения волны паводка в естественных условиях сводится к ряду последовательных расчетов трансформации стока, выполняемых любым из известных способов подобных расчетов.

Достоверность упрощенной методики решения рассматриваемой задачи подтверждена многочисленными расчетами движения волн половодий и паводков на реках, различных как по длине (от ручья до Днепра), так и по морфометрии их русла и поймы (от беспойменных горных рек в Карпатах до Припяти с ее широкой и заболоченной поймой) [2, 3, 5-8]. Сопоставление результатов ряда расчетов, выполненных упрощенным и "строгими" способами (основанными на решении уравнений Сен-Венана), показало хорошее их соответствие. Это объясняется полным учетом основной причины распластывания паводочной волны (емкостной трансформации) при упрощенном расчете, кроме того, ограниченное количество и низкая точность сведений об уровнях и расходах воды, шероховатости и других исходных данных, необходимых для строгих расчетов, снижает их достоверность до уровня, который достигается в результате применения предельно простого инженерного расчета.

Расчет трансформации воды в водохранилищах каскада также выполняется упрощенным способом, в основе которого лежит расчет по уравнению (I) ежесуточного баланса воды. Однако, изменение объемов определяется не по расходу воды в нижнем створе, а по сбросному расходу воды из водохранилища q и уровню воды у плотины z

$$\frac{W}{\Delta t} = f(q, z). \qquad (5)$$

Применение этого способа расчета трансформации расходов в крупном водохранилище, подробно описанного в работе [4], оказалось возможным потому, что даже при длине водохранилища, превышающей 200 км, колебания расходов (уровней) воды в его верховьях перемещаются к плотине в пределах одного расчетного интервала времени - суток. При резком увеличении расхода воды во входном створе водохранилища образуется волна возмущения, скорость добегания которой V_ϕ приближается к скорости распространения единичной волны по поверхности почти неподвиж-

ной жидкости и определяется по формуле Лагранжа

$$V_{ф} = V_{0} \pm \sqrt{g H_{0}} , \qquad (6)$$

где V_0 и H_0 - соответственно средние скорость течения и глубина в заданном створе.

В эти непродолжительные периоды времени (так, в Каховском водохранилище время добегания, определенное по натурным наблюдениям, не превышает 4-6 часов) параметр нестационарности значительно превышает единицу, расход воды увеличивается за счет существенного изменения уклона водной поверхности, а не живых сечений, возрастает роль динамической и, соответственно, уменьшается влияние емкостной трансформации.

В остальную (преимущественную) часть периода половодья процесс перемещения волны определяется емкостной трансформацией, величину которой с достаточной полнотой характеризует изменение объемов, определяемое по кривым динамической емкости (5), приведенным в проектах гидроузлов.

Опыт расчетов (прогнозов) перемещения паводочной волны от входных створов на Верхнем Днепре до Каховки, выполненных при оперативном обслуживании заинтересованных организаций, особенно в периоды пропуска по каскаду половодий 1970-1972 гг., как и многочисленные поверочные расчеты для условий 1965-1969 гг. показали, что предлагаемый метод вычислений обеспечивает необходимую точность определения расходов (уровней) на Нижнем Днепре (рис. 2).

Достоверность расчетов зависит прежде всего от точности прогноза стока во входных створах и только в начальный период половодий (при низких транзитных расходах) - от точности прогноза бокового притока. На результатах прогноза сказывается также точность определения уровней воды в водохранилищах, особенно в Кременчугском и Каховском, где ошибка в уровне на 2 см влечет за собой погрешность в величине среднесуточного расхода воды на 400-500 $м^3/с$. Поэтому в процессе исследования значительное внимание уделено повышению точности учета искажающего влияния сгонно-нагонных изменений уровня [4, 5].

Расчет трансформации в пределах отдельного речного участка или водохранилища на непродолжительный период, например, 3-5 суток (по краткосрочному прогнозу расходов воды), прост и не трудоемок, так как для каждого участка и водохранилища составлены номограммы для графоаналитического расчета системы уравнений (I) и (2) или (I) и (5). Прогноз расходов (уровней) на всем протяжении Нижнего Днепра и на весь период

половодья (90-120 суток) требует большой затраты времени. Поэтому в соответствии с описанной методикой разработан алгоритм и составлена программа счета на ЭВМ М-220 (рис I) [I, 6].

Создание математической модели перемещения паводочной волны по Днепру позволяет на основе численного эксперимента определять оптимальные режимы пропуска прогнозируемых половодий по каскаду водохранилищ. При этом определяются расходы (уровни) воды при пропуске паводочных волн не только для наиболее вероятных величин объема и максимального расхода, но и при возможной ошибке на ±20% в объеме половодья, и, отдельно, в максимальном расходе и т.д.

Все уточнения долгосрочного прогноза развития половодья, корректировка расходов на ближайшие 3-5 дней по краткосрочному прогнозу расходов воды во входных створах, - все это немедленно учитывалось в виде новых вариантов прогноза расходов (уровней) воды на Нижнем Днепре.

Подобная организация оперативного обслуживания позволили Министерству мелиорации и водного хозяйства Украины разработать и осуществить оптимальный вариант пропуска выдающегося по высоте половодья 1970 г., сведя к минимуму ущерб от затопления, и экстремально низкого половодья 1972 г., что обеспечило наиболее эффективное использование ограниченных водных ресурсов всеми участниками созданного на Днепре водохозяйственного комплекса.

Исходя из оптимального режима пропуска половодий различной высоты через каждое водохранилище и каскад в целом, по фактическим (естественным) расходам во входных створах и на притоках вычислены ежедневные зарегулированные расходы воды, какими они могли быть в периоды половодий 1931, 1956, 1946 и 1925 гг. при наличии каскада (табл.).

Замена на модели каскада каждого водохранилища 2-4 речными участками (соответственно их длине) позволила создать математическую модель перемещения по Днепру весеннего стока в естественных условиях. Это сделало возможным вычисление естественных весенних расходов на Нижнем Днепре для 7 лет (1966-1972 гг.), когда в эксплуатации были все 5 гидроузлов, по ежедневным расходам воды во входных створах и на притоках.

Данные о максимальных расходах $Q_{m,кв}$ и объемах $S_{кв}$ весенних половодий на Днепре у Киева и максимальных сбросных расходах воды из каждого водохранилища q_m использованы для построения графиков (рис. 3)

$$q_m = f(S_{кв}) \qquad (7)$$

и

Характеристики максимального весеннего стока Днепра у Киева и Каховки

Год	Максимальный расход, $м^3/с$				Объем половодья у Киева
	у Киева		у Каховки		
	естественный $Q_{т,кв}$	зарегулированный $q_{т,кв}$	естественный $Q_{т,кх}$	зарегулированный $q_{т,кх}$	$S_{кв}$, $км^3$
I93I	23000	2I300	22500	I2900	46,I
I970	I79I0	I7200	I7570	9450	46,0
I956	I2I00	I0600	III00	6200	33,I
I967	6780	66I0	6420	3300	3I,5
I966	65I0	5470	6640	2900	34,8
I946	5850	5480	5750	4000	23,6
I97I	5820	5500	5890	3960	25,I
I969	5700	5400	5560	2940	24,0
I968	5I70	5070	5380	2600	23,8
I972	2630	2600	2820	800	I4,0
I925	I500	I200	I530	400	8,2

$$q_m = \varphi(Q_{m,кв}) , \qquad (8)$$

пользуясь которыми можно по первой прогностической информации (в феврале или в первых числах марта) о вероятном объеме притока к Киеву приближенно оценить максимальный сбросной расход из каждого водохранилища, в том числе и из Каховского; влияние каскада на величину последнего показано в таблице.

Получив в марте (апреле) прогнозные гидрографы притока к Киевскому водохранилищу и гидрографы Десны у Чернигова и вычислив максимальный расход притока к Киеву $Q_{m,кв}$, можно еще до выполнения детального расчета перемещения всей волны по зависимости (8) определить максимальные сбросные расходы из Кременчугского и всех нижележащих гидроузлов.

Вычисленные естественные максимальные расходы и объемы весеннего стока, начиная с половодья 1956 г., когда был введен в эксплуатацию Каховский гидроузел, дополнили столь необходимые для детальных исследований закономерностей колебаний речного стока одной из крупнейших рек Европы многолетние ряды наблюдений за стоком Нижнего Днепра у Киева и Лоцмано-Каменки.

Изложенная методика прогноза (расчета) перемещения волн половодий в пределах речных участков и крупных водохранилищ может быть применена для определения расходов (уровней) воды на Дунае и его основных притоках.

Литература

1. Бышовец Л.Б., Маргулис Р.И. Применение ЭЦВМ для расчета распространения волн половодий по каскаду гидроузлов на Днепре. Труды УкрНИГМИ, вып. 112, 1972.
2. Железняк И.А. Регулирование паводочного стока. Гидрометеоиздат, Л., 1965.
3. Железняк И.А., Шерешевский А.И. Оптимальные длина участка и интервал времени при расчетах неустановившегося движения воды по методу Калинина-Милюкова. Труды УкрНИГМИ, вып. 76, 1969.
4. Железняк И.А., Шерешевский А.И. Расчет трансформации половодья в крупном водохранилище. Труды УкрНИГМИ, вып. 88, 1970.
5. Железняк И.А., Бышовец Л.Б., Ткаченко И.Л. Методика расчета движения весеннего стока по каскаду водохранилищ на Днепре. Труды

УкрНИГМИ, вып. 100, 1971.

6. Железняк И.А., Бышовец Л.Б., Шерешевский А.И. Опыт расчета движения волны половодья 1970 г. по каскаду Днепровских водохранилищ. Труды УкрНИГМИ, вып. 100, 1971.
7. Шерешевский А.И. Расчет притока воды к водохранилищу Киевской ГЭС. Труды УкрНИГМИ, вып. 80, 1969.
8. Шерешевский А.И. Трансформация паводочного стока р.Десны на участке Чернигов - устье. Инф.бюлетень "Метеорология и гидрология", № 13, Киев, 1969.

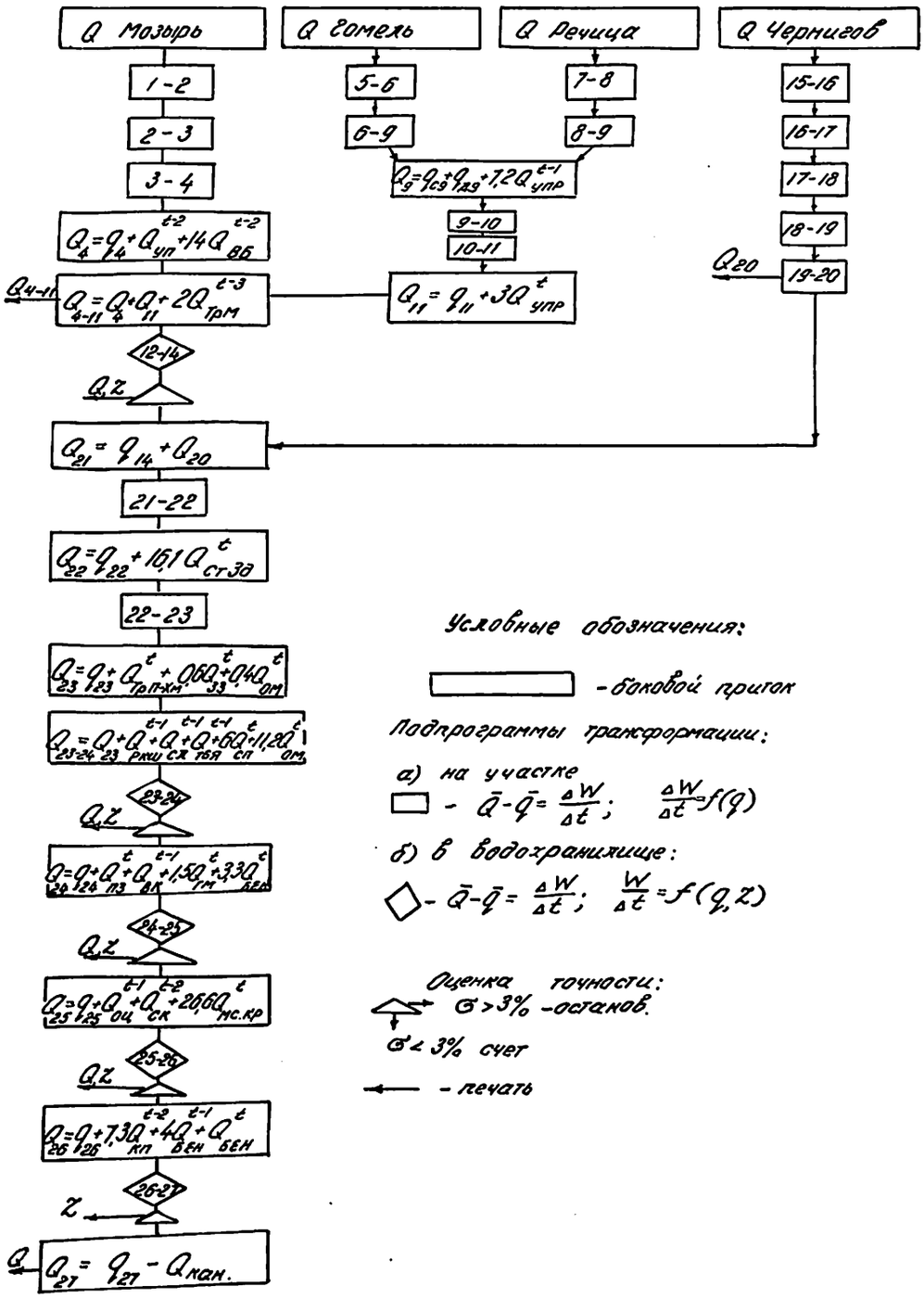


Рис. I. Схема счета на ЭВМ М-220м притока воды к г. Киеву и перемещения волны половодья по каскаду водохранилищ на Днепре.

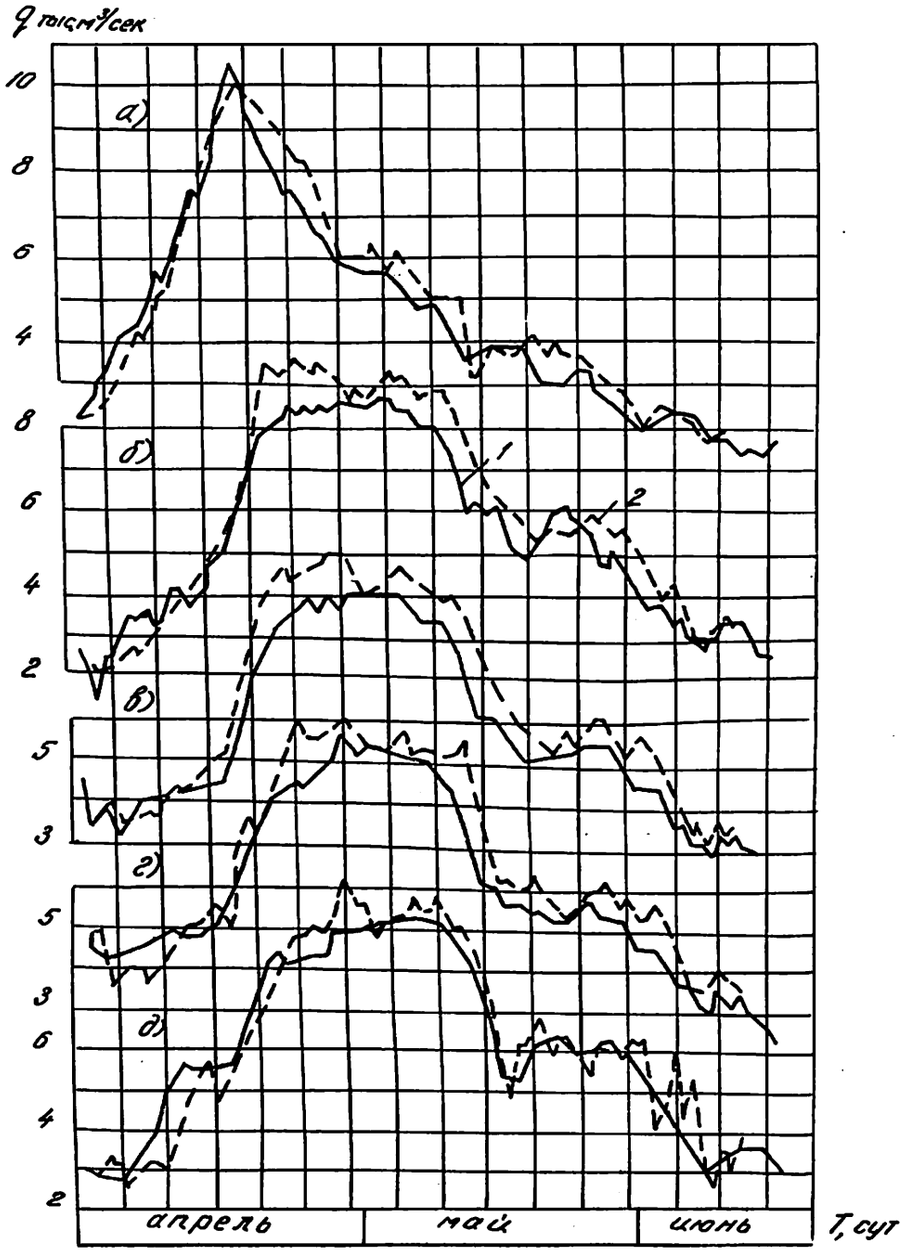


Рис.2. Фактические (I) и вычисленные (2) сбросные расходы воды из Киевского (а), Кременчугского (б), Днепродзержинского (в), Днепровского им.Ленина (г) и Каховского (д) водохранилищ в период половодья 1970 г.

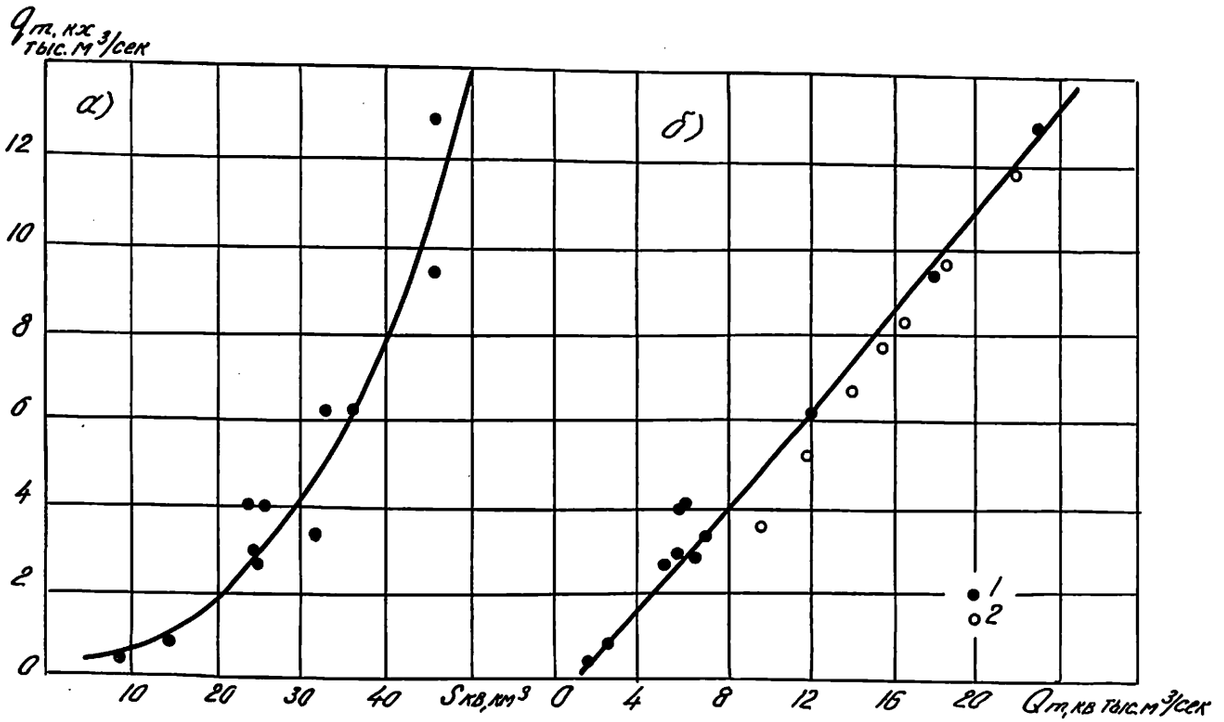


Рис.3. Зависимость максимального сбросного расхода из Каховского водохранилища от объема (а) и максимального расхода (б) р.Днепра у Киева (I–по расчетам перемещения волны, 2 – по данным Укргидропроекта).

ПРОГНОЗ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ПОЛОВОДЬЯ И ПАВОДКОВ С УЧЕТОМ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ПЕРЕМЕННОГО ДОБЕГАНИЯ СТОКА В БАССЕЙНЕ

В.И.Сапожников

(СССР)

Р е з ю м е

Рассматриваются способы прогноза максимальных расходов воды, основанные на расчете гидрографа половодья и паводков по гидрометрическим данным. При таком расчете учитывается пространственное распределение притока воды в русла путем вычисления притока для нескольких частей бассейна. Расчет добегания воды от этих частей к замыкающему створу производится с учетом переменного времени добегания в зависимости от стока, протекающего по руслам.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Es werden die Vorhersagemethoden von Höchstwassermengen behandelt, die auf der Berechnung von Abflußganglinien der Frühjahrs - und Sommerhochwässer mittels hydrometrischen Ergebnissen basieren. Bei solcher Berechnung wird die räumliche Verteilung des Wasserzuflusses für einige Teile des Einzugsgebietes berücksichtigt. Die Berechnung der Anlaufzeit des Wassers aus diesen Teilgebieten zur Abflussmeßstelle erfolgt unter Berücksichtigung der vom Abfluss der Flussbetten abhängigen Anlaufzeit.

По гидрометрическим данным наибольшую заблаговременность прогноза максимальных расходов воды половодья и дождевых паводков можно получить в момент максимума притока воды в речную сеть, наступающего после интенсивного снеготаяния или прекращения обильных дождей. В основе способов такого прогноза лежит расчет гидрографов половодья и паводков по фактическому до момента прогноза и предвычисленному на последующее время притоку воды в русла. Фактические его величины рассчитываются по наблюденным расходам воды на малых или основных реках. На период заблаговременности прогноза приток предвычисляется обычно по типовым кривым спада. Расчет трансформации известного и ожидаемого притока к замыкающему створу осуществляется при помощи функций влияния - кривых добегания руслового стока для всего бассейна, характеризующих последовательность перемещения объемов воды в речной сети. Они берутся постоянными или переменными в зависимости от величины притока или стока в бассейне. Ожидаемые максимальные расходы и время их наступления определяются по пикам предсказанных гидрографов половодья и паводков.

Заблаговременность таких прогнозов зависит от размеров бассейна и условий добегания в нем стока. Для больших рек она достигает 10-25 суток при средних ошибках расчета максимальных расходов 5-8% и их прогноза 8-12% фактических величин. Заблаговременность прогноза может быть увеличена на 1-2 дня для средних и на 2-4 дня для больших рек, если вместо притока, вычисленного по данным о стоке основных рек, принят приток, вычисленный по стоку малых рек.

Расхождения между предсказанными и фактическими максимальными расходами воды изменяются обычно с изменением величин стока. В этих случаях на практике часто достигается уточнение посредством использования графиков связи фактических и предсказанных максимальных расходов воды и заблаговременности прогноза этих расходов в зависимости от их ожидаемых величин.

Допущение о более или менее равномерном по территории притоке воды в речную сеть в таких расчетах для ряда рек дает удовлетворительные результаты прогноза максимальных расходов воды. Поэтому способы такого прогноза вот уже более двадцати лет широко применяются на практике [1, 5, 6, 10]. Но для условий неравномерного по длине речной сети поступления талых и дождевых вод эти расчеты приводят к существенным погрешностям прогноза максимальных расходов воды, так как они не учитывают изменений заблаговременности прогноза, связанных с пространственной неравномерностью стока в бассейне. Эти обстоятельства заставили гидрологов-прогнозистов разрабатывать способы прогноза максималь-

ного стока с учетом неравномерности распределения притока воды в речную сеть по территории водосборов [2, 3, 4, 7, 8, 9].

Ниже рассматриваются лишь способы прогноза максимальных расходов воды, в которых пространственная неравномерность учитывается путем определения притока воды в русла для нескольких частей бассейна и расчета добегания его отдельно от каждой площади к замыкающему створу как по постоянным, так и переменным кривым добегания руслового стока.

Приток в речную сеть для выделенных частей бассейна определяется по расходам воды малых и основных рек. Сток малых рек или вычисленный по нему приток распространяются на прилегающую к малым рекам площадь f при помощи коэффициента $K_i = \frac{f_i}{f_i'}$, где f_i' - площадь малой реки. Приток для каждой малой реки или верховьев основных рек q_i вычисляется по уравнению баланса русловых объемов воды

$$q_i = Q_{н,i} + \frac{\Delta W_i}{\Delta t}, \qquad (I)$$

где $Q_н$ - расход воды в нижнем створе, ΔW - изменение русловых объемов воды за расчетную единицу времени Δt. Приток в речную сеть частей бассейна рассчитывается по притоку N малых рек с помощью уравнения

$$q = K_1 q_1 + K_2 q_2 + \cdots + K_N q_N. \qquad (2)$$

Для сравнительно одинаковых по размеру и режиму стока малых рек в этом выражении вместо притока принимают также расходы воды, но это приводит к потере заблаговременности прогноза примерно на расчетную единицу времени.

Если пользоваться расходами воды на основной речной сети, то для верхних участков приток рассчитывается по формуле (I), а для остальных - по формуле

$$q_i = Q_{н,i} - Q_{в,i} + \frac{\Delta W_i}{\Delta t}, \qquad (3)$$

где $Q_в$ и $Q_н$ - расходы воды в верхнем и нижнем створах участка, ΔW - изменение русловых объемов на участке за время Δt. В качестве $Q_в$ может быть принята и сумма расходов верхних створов участка на основной реке и ее притоках.

Объемы воды в русловой сети W для нахождения изменений ΔW за расчетную единицу времени на каждой частной площади вычисляются по расходам воды

$$W = \sum_{i=1}^{N_1} Q_{в,i}\,\tau_i + \sum_{j=1}^{N_2} 0{,}5\,(Q_{в,j} + Q_{н,j})\,\tau_j\,, \qquad (4)$$

где N_1 и N_2 – число верхних и расположенных ниже участков, τ_i – время опорожнения русловой сети верхних участков, определяемое по кривым истощения стока, τ_j – время добегания воды на участках, ограниченных верхним и нижним створами.

Расчет расходов воды у замыкающего створа во время половодья и дождевых паводков по притоку в речную сеть ряда частей бассейна производится по формуле

$$Q_t = \sum_{i=1}^{N} \sum_{\tau=1}^{\tau_M} q_{i,t-\tau+1}\,R'_{i,\tau}\,, \qquad (5)$$

в которой q_i – приток, вычисляемый на N участках по стоку малых (2) или основных (I) и (3) рек; $R'_{i,\tau}$ – ординаты частных кривых добегания руслового стока, позволяющих пересчитывать приток с каждой площади до замыкающего створа. Эти кривые определяются для всех участков по исходным кривым, характеризующим перемещение стока соответственно от верхних к нижним створам $\tau_i(\tau)$ и трансформацию притока с участка к нижнему створу $R_i(\tau)$ [2, 3, 7, 8]. Исходные кривые определяются на каждом участке подбором по наилучшему соответствию рассчитанных и фактических гидрографов стока.

Анализ движения воды по руслу показывает, что на многих реках с увеличением расходов воды возрастает скорость перемещения пиков половодий и паводков. Было также показано, что распределения единичного паводка и кривых добегания руслового стока на участке реки и в бассейне изменяются в зависимости от наполнения русловой сети [I, 2, 3, 9, I0]. В целом для бассейна это явление учитывается при прогнозах максимальных расходов с помощью 2-3 переменных кривых добегания для различных величин притока. Трансформация притока при значительных его величинах производится по кривым добегания руслового стока, имеющим увеличенные максимальные ординаты и меньшую продолжительность в сравнении с кривыми для небольшого притока.

Чтобы полнее отразить в расчетах сложные условия движения воды в речном бассейне и в случае деления его на части, при прогнозе максимальных расходов воды необходимо также учитывать переменное время добегания воды. На каждом участке можно получить разные исходные кривые добегания $\tau_i(\tau)$ и $R_i(\tau)$, например, для низких, средних и высоких половодий и паводков, а по ним определить частные кривые $R'_i(\tau)$. Тогда в зависимости от распределения стока в речной

сети расчет верхней части гидрографа производится по переменным частным кривым добегания.

Таким образом, при прогнозе максимальных расходов воды представляется возможным учитывать неравномерность распределения притока воды в речную сеть по площади и переменное время добегания воды от участка к участку в зависимости от наполнения рек водой, характеризуемого величиной стока или приближенной величиной притока воды в речную сеть.

За дату прогноза максимальных расходов воды принимается дата максимума притока для всего бассейна или отдельных его частей. Время наступления максимума притока устанавливается с учетом данных об осадках и снеготаянии. За прекращением дождей или резким снижением температуры воздуха во время снеготаяния следует спад притока.

Ожидаемые величины притока на последующее время после его максимума для всех выделенных частей бассейна определяются по типовым кривым спада или в результате расчета притока по ожидаемому поступлению на водосбор талых и дождевых вод с учетом их потерь. Типовые кривые спада притока для каждой площади бассейна устанавливаются отдельно в виде зависимостей притока последующего дня от предыдущего $q_{t+1} = f(q_t)$ или притока в момент прогноза n от притока на T =I,2 и т.д. дней вперед $q_{n+T} = f(q_n)$. В первом случае по величине притока в момент прогноза находится на следующий день приток, который используется для определения притока на второй день и т.д. Во втором случае по притоку в момент прогноза определяются его величины на последующие дни по соответствующим зависимостям для разной заблаговременности.

Спад притока во время половодья и дождевых паводков сначала происходит сравнительно интенсивно в течение некоторого периода T_1, а затем более замедленно в течение периода T_2. Общий период заблаговременности прогноза пиковой части гидрографа стока составляет $T = T_1 + T_2$. В соответствии с таким условным делением приток может предсказываться на период заблаговременности T по типовой кривой спада, начиная с принятого максимума притока. За время T_1 расчеты ведутся по уравнению

$$q_t = q_n e^{-\alpha t}, \qquad (6)$$

где q_n и q_t - приток воды в речную сеть в момент прогноза n и t дней спустя, α - параметр, характеризующий интенсивность спада, e - основание натуральных логарифмов. Параметр α определяется для каждой части бассейна, исходя из равенства в конце периода T_1 величин притока, вычисленных по формуле (6) и $q_{T_1} = K_n \bar{q}_{T_1}$, где K_n-модульный коэффициент, равный отношению ожидаемого объема поло-

водья, полученного по снегозапасам с учетом характеристик потерь стока, к среднему многолетнему объему половодья, $\bar{q}_{T_1}$ - средний многолетний приток в конце периода T_1 . Формула (6) принимает вид

$$q_t = q_n e^{-\alpha \frac{t}{T_1} \varphi \frac{q_n}{\kappa_n \bar{q}_{T_1}}} . \qquad (7)$$

Приток на спаде в отдельных случаях приближенно можно принимать по прямой, соединяющей максимум с величиной типового притока $\bar{q}_{T_1}$ в конце периода T . Тогда приток на каждый день или любой другой расчетный интервал этого периода вычисляется по соотношению

$$q_t = (1 - \frac{t}{T_1}) q_n + \frac{\kappa_n t}{T_1} \bar{q}_{T_1} \qquad (8)$$

После периода T_1 приток на последующее время T_2 принимается по типовой кривой $\bar{q}_i(t)$ или с учетом ожидаемого объема половодья $\kappa_{n\,i} \bar{q}_i(t)$.

Приток воды в речную сеть для каждой части бассейна, вычисленный по наблюденным расходам воды до момента прогноза с помощью уравнений (I), (2) или (I), (3) и на периоды T_1 по уравнениям (7) или (8) и T_2 по типовому изменению притока, трансформируется к замыкающему створу по частным кривым добегания $R_i'(\tau)$, пользуясь формулой (5). При таком прогнозе максимальных расходов воды учитывается фактическое и ожидаемое распределение притока во всем бассейне по отдельным его частям.

Рассмотрим некоторые способы прогноза максимальных расходов воды на реках.

На примере р.Дона у ст.Казанской(площадь водосбора I02000 км^2) разработан способ прогноза максимальных расходов половодья, в котором учитывается приток воды в речную сеть отдельно в верхней и нижней частях бассейна и рассчитывается добегание воды к замыкающему створу отдельно от каждой из частей по переменным частным кривым $R_i'(\tau)$ [9]. В верхней части бассейна (площадь 69000 км^2) приток рассчитывается по расходам семи малых рек при помощи уравнения (2). Суммарная площадь этих рек составляет 30% площади верхней части бассейна. В нижней части (площадь 32800 км^2) приток рассчитывается по расходам четырех малых рек с общей площадью, равной I7% площади этой части. На рис.I приведены случаи неравномерного распределения притока воды в речную сеть бассейна Дона до ст.Казанской. Рисунок дает наглядное представление о том, что в формировании некоторых пиков половодья принимает участие только приток с нижней (I956 г.) или с верхней (I969 г.) частей бассейна. Расчет добегания стока с

верхней части бассейна к замыкающему створу производится при помощи трех и с нижней - двух частных кривых добегания руслового стока, принимаемых в зависимости от величины притока в каждой из частей.

При прогнозе максимальных расходов воды во время половодья по формуле (5) приток до момента максимума в верхней части бассейна рассчитывается в обеих частях по наблюденным расходам воды, а после максимума - по типовым кривым спада. Средняя заблаговременность такого прогноза за 1956-1970 годы составляет 12 суток. Средняя ошибка сроков наступления равна одним суткам, а величины максимума - 11,5% фактических расходов воды. Предсказанные таким образом максимальные расходы несколько занижены в сравнении с наблюденными при небольших их величинах и завышены - при больших максимумах. Учет таких отклонений при прогнозе максимальных расходов достигается введением поправочного коэффициента, зависящего от величины предсказанного расхода воды. В этом случае средняя ошибка ожидаемых максимумов уменьшается до 7% наблюденных расходов воды.

На примере р.Оки до г.Мурома (площадь водосбора 188000 км^2) получен способ прогноза максимальных расходов воды, основанный на учете пространственного распределения притока в бассейне и объема стока половодья, предсказанного по определяющим его факторам - снегозапасам и характеристикам потерь стока. Рассматриваемый бассейн разделен на пять частей, по уравнениям (1) и (3) подсчитан приток, который затем трансформируется по частным кривым добегания, пользуясь формулой (5). Средняя за 20 лет ошибка рассчитанных таким образом максимальных расходов воды составила 7,8% фактических величин.

За момент прогноза принята дата максимума притока воды в речную сеть верхнего участка Оки от истока до г.Калуги, так как наиболее часто снеготаяние в бассейне начинается с верховьев реки. До этого момента приток рассчитывается на всех участках по наблюденным расходам воды. На период заблаговременности, равный 16 суткам, приток предсказывается для каждого участка по уравнению (8) за время T_1, равное 8 суткам, и по типовому ходу притока за T_2, равное 8 суткам. Необходимые в таких расчетах модульные коэффициенты вычисляются по соотношению

$$K = \frac{W_i}{\overline{W}}, \qquad (9)$$

где $\overline{W}$ и W_i - норма объема половодья и ожидаемая его величина в данном году.

По фактическому и предсказанному на периоды T_1 и T_2 притоку с помощью формулы (5) вычисляются расходы воды верхней части гидрографа половодья. Пример такого расчета иллюстрируется на рис. 2. Для наглядности здесь предсказанная часть гидрографа расчленена на составляющие, обусловленные притоком воды на пяти участках бассейна. Каждая из этих пяти составляющих в свою очередь разделена на три части, образованные фактическим до момента прогноза и предсказанным на периоды T_1 и T_2 притоком воды.

Имея ординаты частных кривых добегания и соотношения для расчета ожидаемого притока на спаде за время T_1 и T_2 по всем участкам бассейна, получим уравнение для прогноза максимальных расходов воды у г.Мурома со средней заблаговременностью I4 суток:

$$Q_{n+14} = \sum_{i=1}^{5} Q_i(q_\phi) + 0{,}24 q_{1,n} + 0{,}47 q_{2,n} + 0{,}37 q_{3,n} + 0{,}12 q_{4,n} + \sum_{i=1}^{5} K_i Q_i(q_T), \qquad (10)$$

в котором первый член правой части характеризует составляющую предсказываемого максимального расхода, обусловленную притоком до момента прогноза на пяти участках бассейна; q_1, q_2 ,...., q_4 - приток воды в речную сеть четырех участков; последний член уравнения дает часть предсказываемого стока, обусловленную типовым ходом притока с учетом ожидаемого объема половодья на пяти участках. Если ожидаемый объем половодья не учитывать, а пользоваться только нормой, то последний член в уравнении (10) будет равным 2440 $м^3/с$.

Прогноз максимальных расходов воды Оки у Мурома по этому уравнению в момент максимума притока до Калуги, вычисленного по формуле (I), дает среднюю ошибку, равную II% фактических расходов воды.

Для р.Лены у с.Табаги (площадь водосбора 897000 $км^2$) получен способ прогноза максимальных расходов воды дождевых паводков с учетом пространственной неравномерности стока. С этой целью бассейн был разделен на пять частей, для которых подсчитан приток воды в речную сеть и произведен расчет по пяти частным кривым добегания руслового стока. Пример прогноза максимального расхода показан на рис. 3. Прогноз пика дается в момент наступления максимума притока на трех из пяти выделенных частей бассейна. Величины притока на спаде для каждой площади определяются по типовым кривым. Поскольку при прогнозе пики притока в отдельных частях бассейна часто наступают в разное время и бывают сложности при определении основного максимума, то прогнозы максимальных расходов по мере развития дождевого паводка могут уточняться. На рис. 3 показан случай прогноза 5 и 8 июля I964 г.

Средняя ошибка расчета максимальных расходов воды р.Лены у с.Та-

баги составляет 6%, прогноза их при средней заблаговременности 7 суток - 5,3% фактических величин.

Все расчеты, связанные с прогнозом максимальных расходов воды на реках, производятся на электронно вычислительных машинах. Опыт показывает, что учет пространственной неравномерности стока, а в некоторых бассейнах и переменных условий его добегания, улучшает результаты расчета и прогноза максимальных расходов воды.

Литература.

I. Калинин Г.П. Основы методики краткосрочных прогнозов водного режима. Труды ЦИП, вып.28(55), I952.

2. Калинин Г.П., Милюков П.И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс. Труды ЦИП, вып.66, I958.

3. Левин А.Г. Учет неравномерности водоотдачи бассейна с помощью частных кривых добегания. Метеорология и гидрология, № 3, I966.

4. Лыло В.М. Условия формирования, расчет и прогноз гидрографа стока дождевых паводков на реках бассейна Амура. Труды ДВНИГМИ, вып.23, I967.

5. Руководство по гидрологическим прогнозам, вып.I. Краткосрочные прогнозы расходов и уровней воды на реках. Гидрометеоиздат, Л., I964.

6. Сапожников В.И. Прогноз максимальных расходов р.Волги у г.Куйбышева на основе расчета волны половодья по суммарному притоку воды в речную сеть. Метеорология и гидрология, № I0, I952.

7. Сапожников В.И. Приближенный способ учета неравномерности поступления воды в речную сеть при прогнозе стока. Метеорология и гидрология, № 9, I964.

8. Сапожников В.И. Учет неравномерности притока воды в русла при прогнозе паводков р.Витим у г.Бодайбо. Труды ГМЦ СССР, вып.72, I97I.

9. Сапожников В.И., Васильев А.А. Прогноз максимальных весенних расходов воды Дона у ст.Казанской с учетом неравномерности притока воды в русла. Труды ГМЦ СССР, вып.II3, I973.

I0. Хаскина М.И. Прогноз максимальных расходов воды половодья крупной реки по стоку малых рек (на примере Днепра у Киева). Метеорология и гидрология, № 2, I966.

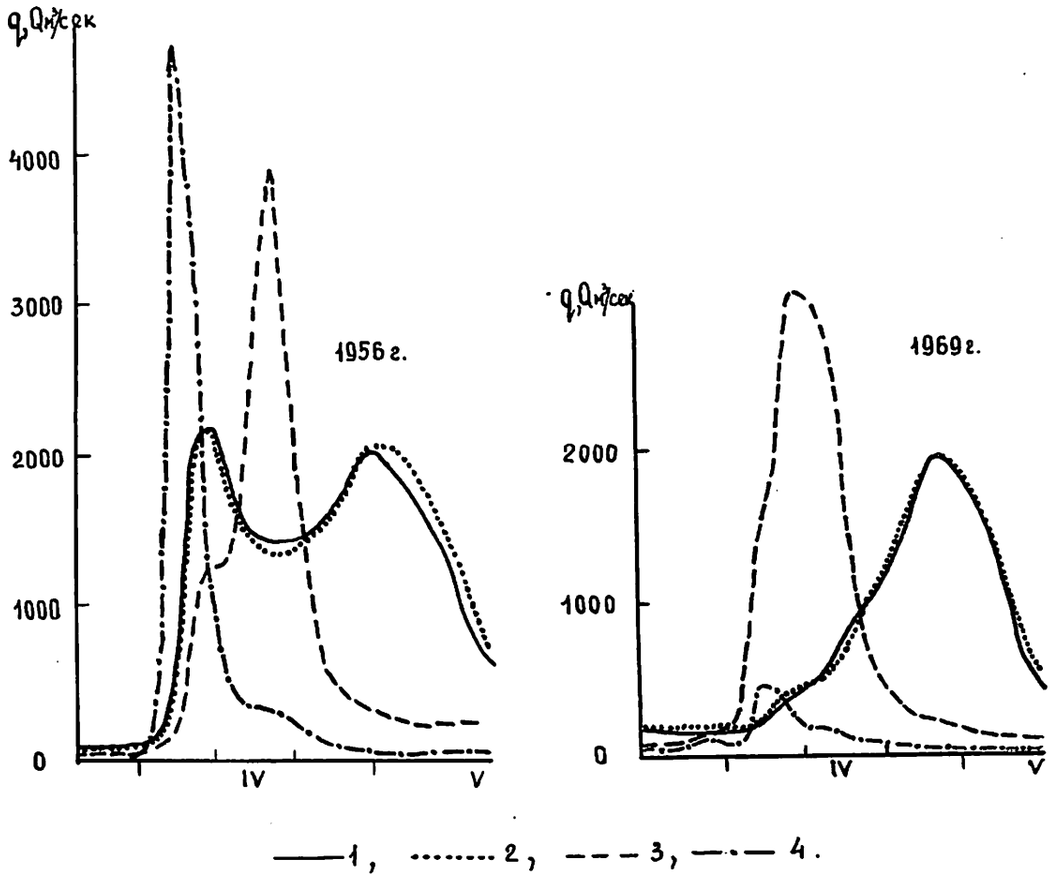


Рис.I. Фактические (I) и рассчитанные (2) гидрографы половодья р.Дона у ст.Казанской по притоку воды в речную сеть верхней (3) и нижней (4) частей бассейна.

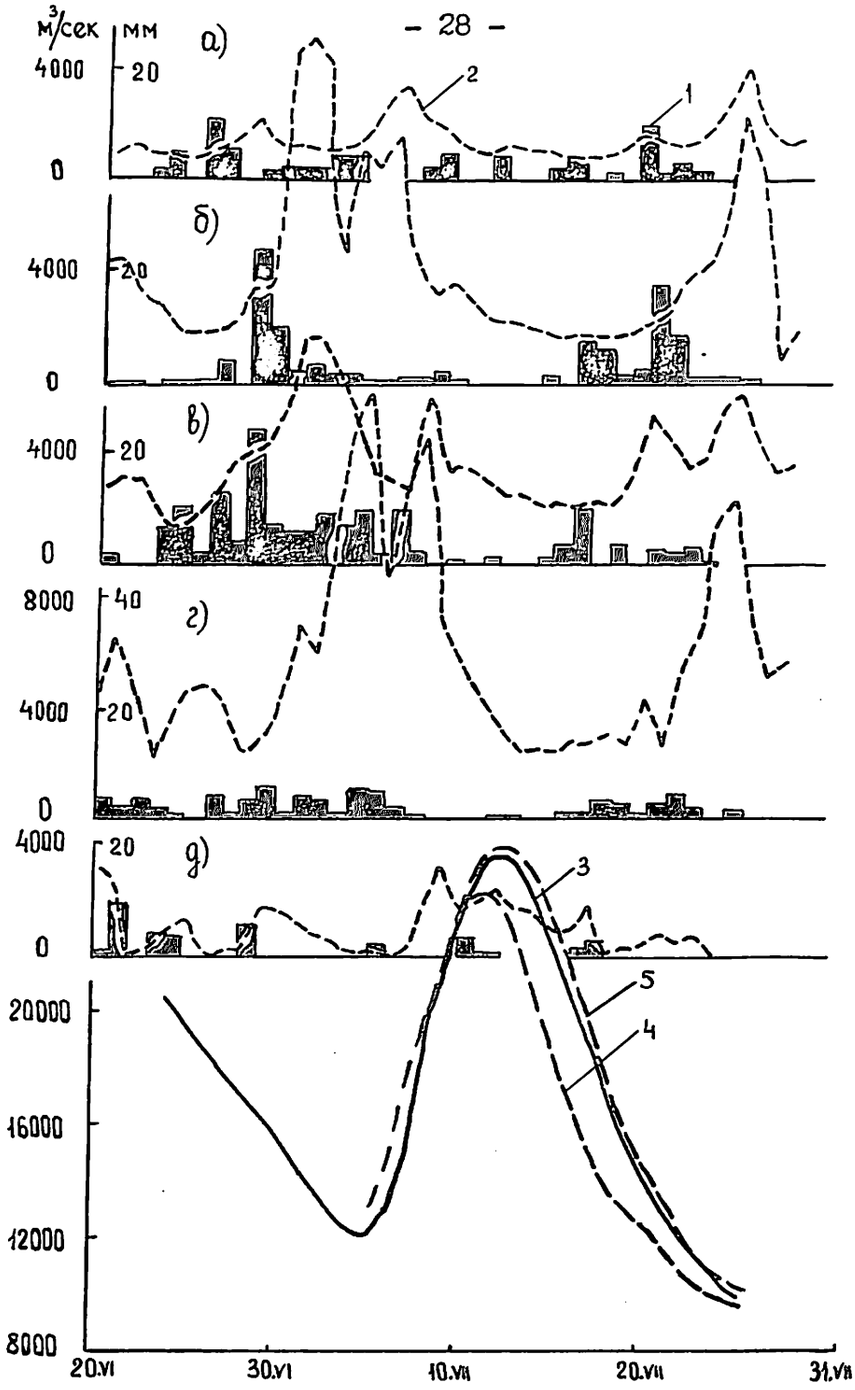


Рис.2. Осадки (I) и приток воды в речную сеть (2) для пяти частей р.Лены, фактические (3) и предсказанные 5.УП (4) и 8.УП (5) 1964 г. гидрографы стока Лены у Табаги

а) р.Лена до с.Змеинова, б) р.Витим до г.Бодайбо, в) с.Змеинова - с.Крестовское, г) с.Крестовское,г.Бодайбо - с.Солянка, д) с.Солянка - с.Табага.

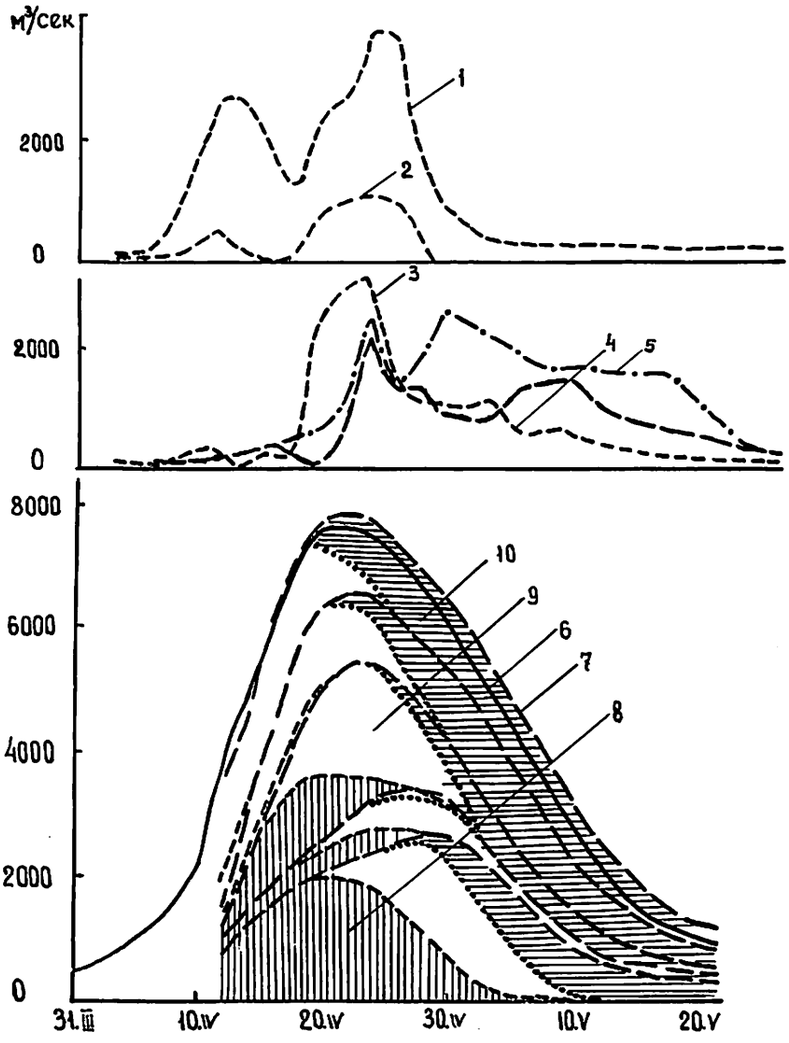


Рис. 3. Приток воды в речную сеть бассейна Оки на участках до Калуги (I), Калуга - Кашира (2), Кашира - Половское (3), Половское - Касимов (4), Касимов - Муром (5), фактические (6) и предсказанные (7) расходы воды у Мурома во время половодья 1959 г., а также составляющие расходов, обусловленные фактическим стоком (8) и предсказанным по притоку в момент прогноза (9) и типовому притоку (10) для пяти частей бассейна.

"Die Bestimmung der Übertragungsfunktion zwischen den Hochwasserabflüssen an zwei Pegeln der Brigach"

von
Hartmut Wittenberg

Die gebräuchlichen Methoden zur Berechnung des Ablaufs von Hochwasserwellen in Flußabschnitten (z.B. Kalinin-Miljukov- oder Muskingumverfahren) setzen Volumenkontinuität im betrachteten Gerinneabschnitt, also Vernachlässigkeit des seitlichen Zuflusses voraus. Diese Bedingung ist jedoch, besonders an den Oberläufen von Flüssen, praktisch nie erfüllt, so daß eine Schätzung der Routing-Parameter aus Zufluß- und Abflußwelle, wenn überhaupt, dann nur sehr ungenau möglich ist.

Durch erweiterte Anwendung von Methoden, die zur analytischen Ermittlung von Unit-Hydrographs benutzt werden, lassen sich unter bestimmten Voraussetzungen brauchbare Übertragungsfunktionen finden, die sowohl die Verformung der durchlaufenden Welle, als auch den Einfluß des Seitenzuflusses wiedergeben. Zur Berechnung werden das bekanntere "Kleinste Fehler quadrate"-Verfahren, sowie das bisher weniger gebräuchliche "Fouriertransformations"-Verfahren - beide als Fortrancomputerprogramm - angewandt. Für eine Anzahl von Hochwasserereignissen der Brigach, eines Quellflusses der Donau, wurden Übertragungsfunktionen zwischen den Pegeln Villingen (F_N=101 km^2) und Donaueschingen (F_N=194 km^2) ermittelt und ausgewertet. Die Ergebnisse ermöglichen mit akzeptabler Genauigkeit die Hochwasservorhersage für den unteren Pegel bei Kenntnis der Zuflüsse am oberen Pegel.

" Определение передаточной функции между паводковыми стоками у двух водомерных постов на реке Бригах "

Употребительные методы расчетов паводковых стоков в отдельных участках рек (например Калининско-Милюковский или Маскингомский методы) имеют условием постоянство объема в рассматриваемом участке русла, то-есть оставляют без внимания боковой приток. Но это условие, главным образом в верховьях рек, практически невыполнимо, так что оценка модельного параметра волны притока и стока если вообще возможна, то только с большой неточностью.

Путем более широкого использования методов, которые применяются для аналитического определения единичных гидрографов, при определенных условиях можно найти пригодные передаточные функции, воспроизводящие и деформацию перетекающей волны и влияние бокового притока. Для вычисления применяются более распространенные методы "наименьших квадратов погрешностей" а также менее употребляемый до сих пор "трансформационный метод Фурье" - оба как программа вычислительных машин Фортран. Для некоторых паводковых явлений реки Бригах, одной из питающих рек Дуная, установлена и подытожена передаточная функция между водомерными постами в Филлингене (площадь F_N = 101 км^2) и Донауэшингене (площадь F_N = 194 км^2). Эти результаты позволяют достаточно точный прогноз паводков для нижнего водомерного поста при знании притоков у верхнего водомерного поста.

1. Einleitung

Neben der Bestimmung des Abflusses aus dem Niederschlag über einem Einzugsgebiet gehört die Vorausberechnung der Verformung einer Hochwasserwelle beim Durchlaufen eines Flußabschnittes zu den wichtigsten Fragen der deterministischen Hydrologie. Zur rechnerischen Erfassung dieses Vorganges sind im laufe der Zeit mehrere hydrologische und hydraulische Verfahren entwickelt worden, die im englischen Sprachgebrauch als Flood-Routing bezeichnet werden. Als gebräuchlichste seien hier nur das Muskingum - (1) und das Kalinin-Miljukov-Verfahren (2) genannt.

Bei beiden Verfahren ist es zwar auch möglich, die Modellparameter zu schätzen, - beim Muskingumverfahren aus Erfahrung, bei Kalinin-Miljukov über hydraulische Berechnungen -, einigermaßen zuverlässige Werte werden sich jedoch nur durch Eichung anhand bereits abgelaufener und gemessener Hochwasserwellen ergeben.

Allen bisher entwickelten Flood-Routing-Verfahren liegt die Kontinuitätsbedingung zugrunde, die hier unter anderem besagt, daß für jedes Hochwasserereignis die Summe des Zuflusses gleich der Summe des Abflusses des betrachteten Gerinneabschnittes, der seitliche Zufluß also Null oder jedenfalls vernachlässigbar klein sein muß. Ein Blick auf die Gewässer- und Pegelkarte zeigt, daß diese Bedingung - von einigen Abschnitten großer Flüsse abgesehen - so gut wie nie erfüllt ist. Besonders an kleineren und mittleren Flüssen ist es die Regel, daß der nächste unterhalb liegende Pegel erst nach Einmündung eines Nebenflusses angebracht wurde, um diesen mit zu erfassen. An den Oberläufen vor allem beträgt oft die Größe des Zwischeneinzugsgebietes bis zu einem Vielfachen der zum Oberliegerpegel gehörigen Fläche. Die Berücksichtigung dieser Zwischenzuflüsse bei der Durchführung der genannten Verfahren ist meistens sehr arbeitsaufwendig und oft nicht mit zufriedenstellender Genauigkeit möglich. Im folgenden wird gezeigt, daß es unter bestimmten Bedingungen auch ohne Elimination des Zwischenzuflusses möglich ist, eine Beziehung zwischen den Abflüssen am Ober- und Unterpegel herzustellen.

2. Angewandtes Lösungsprinzip

Wie bei den genannten Flood-Routing-Verfahren, beim Einheitsganglinienverfahren (Unit-Hydrograph) und einer Reihe anderer in der Praxis bewährter mathematischer Modelle in der Hydrologie, wird auch hier von folgenden Annahmen ausgegangen:

a) Das hydrologische System ist in seiner Wirkungsweise linear und zeitinvariant. Diese Begriffe sind in fast allen Arbeiten über Systemhydrologie (z.B. 3) oder die Einheitsganglinie definiert worden und werden deshalb hier nicht nochmals erläutert.

b) Das System übt eine dämpfende Wirkung aus, d.h. die Zeitbasis der Ausgangsfunktion kann niemals kleiner sein als die der Eingangsfunktion.

Das System ist aus diesen Gründen durch seine Übertragungs- oder Systemfunktion h(t) beschreibbar, die als die Antwort des Systems auf einen Eingangsimpuls der Größe "1" definiert ist (vergl. Einheitsganglinie) und deswegen auch Impulsantwortfunktion genannt wird.
Die Übertragung einer Eingangsfunktion x(t) in eine Ausgangsfunktion y(t), erfolgt dann durch Multiplikation und Superposition über das bekannte Faltungs- oder Konvolutionsintegral

$$y(t) = \int_0^t x(\tau) \cdot h(t-\tau)\, d\tau \qquad (1)$$

oder bei diskreten Werten im Abstand Δt

$$yi = \sum_{k=1}^{i} x_k \cdot h_{i-k+1}\, \Delta t \qquad (2)$$

Mehrere hydrologische Verfahren bedienen sich des Faltungsintegrals zur Abflußvorausberechnung. Sie unterscheiden sich in der verschiedenen Wahl ihrer Eingangsgrößen,- Zufluß oder Gebietsniederschlag -, und durch die Methoden zur Ermittlung oder Annäherung von h, die man in synthetische und analytische einteilen kann. Während den synthetischen Methoden (z.B. Kalinin-Miljukov, Nash (3), Isochronen-Verfahren (3)) Modellvorstellungen zugrunde liegen, deren Parameter die Systemfunktion festlegen, gewinnt man sie bei den analytischen ohne Berücksichtigung der physikalischen Vorgänge im System ("black box") durch Umkehrung der Gleichung 2 aus gemessenen Datenkollektiven, x_i und y_i.
Nach diesem Prinzip soll auch hier vorgegangen werden. Von den sich dabei ergebenden technischen Schwierigkeiten und deren Überwindung wird noch in Abschnitt 3 die Rede sein.

Alle, dem Verfasser bekannten hydrologischen Verfahren, die mit dem Faltungsintegral arbeiten, sind, wie schon in der Einleitung hinsichtlich des Flood-Routing vermerkt, der Kontinuitätsbedingung unterworfen. Demzugrunde liegt die Auffassung, daß die Systemfunktion h eine für jede zufließende Wassereinheit unveränderlich geltende Abgaberegel ist. Da nicht mehr abgegeben werden kann als zufließt, ergibt sich das Integral über der Systemfunktion bzw. $\sum_{i=1}^{\infty} h_i \cdot \Delta t$ zu 1 (vergl. Einheitsganglinie).

Diese Betrachtungsweise stellt jedoch eine Einengung der Systemtheorie (4) dar. So müssen Eingangs- und Ausgangsgrößen eines linearen Systems weder unmittelbar voneinander abhängig, noch von gleicher Dimension oder gleichem Volumen sein. Beispielsweise wäre es denkbar, daß sich die Zusammenhänge zwischen Wärmezufuhr (Sonneneinstrahlung) und Schmelzwasserabfluß eines Systems, oder zwischen den Abflüssen zweier verschiedener Gewässer als linear herausstellen und die Anwendung des Faltungsintegrals rechtfertigen. Die Untersuchung zweier Funktionen oder Zeitreihen auf lineare Zusammenhänge kann durch Errechnung ihrer Kohärenz erfolgen (5). Ein weiterer wichtiger Grundsatz zum Verständnis des folgenden ist, daß linear abhängige Funktionen (Kohärenz→1) auch nach Faltung durch unterschiedliche lineare Systemfunktionen linear voneinander abhängig bleiben. Aufgrund dieser Überlegungen wurde das hier behandelte Problem angegangen:

Abbildung 1 zeigt das Einzugsgebiet der Brigach, eines der beiden Donauquellflüsse am Rande des Schwarzwaldes. Während die erfaßte Fläche am Pegel A (Villingen) 101 km^2 beträgt, hat sie sich nach 18.6 km am Pegel B (Donaueschingen) mit 194 km^2 nahezu verdoppelt. Der mittlere Abfluß (MQ) in Villingen beträgt 1.83 m^3/sec gegenüber 3.03 m^3/sec in Donaueschingen, so daß ein herkömmliches Flood-Routing nicht durchgeführt werden kann. Die Einzugsgebietsgröße liegt jeodch weit unter jenen Werten, bis zu denen sich das Einheitsganglinienverfahren in Mitteleuropa mit Erfolg anwenden ließ (s.z.B. 6). Es wird deshalb angenommen, daß Starkniederschläge in beiden Teileinzugsgebieten A und B gleichverteilt oder zumindest linear voneinander abhängig sind.

Abbildung 2 zeigt schematisch die angenommene Niederschlags-Abfluß-Entwicklung während eines Regenereignisses:

Die lineare Systemfunktion des Teileinzugsgebietes A wandelt den Niederschlag N_A in den Abfluß Q_A am Pegel A. Q_A verformt sich in der Flußstrecke A-B durch die lineare Systemfunktion h_{B2} zu Q_{B2}. Nach Überlagerung mit dem aus N_B durch h_{B1} umgeformten Anteil Q_{B1} des Teileinzugsgebietes B ergibt sich der Abfluß Q_B am Pegel B. Da alle Übertragungsfunktionen linear sind, muß sich auch zwischen Q_A und Q_B eine

lineare Beziehung ergeben. Q_{B2} ist durch das dämpfende System h_{B2} aus Q_A entstanden. System h_{B1} wird wegen geringeren Gefälles des Teileinzugsgebietes B eine stärkere Dämpfung ausüben als h_A. Damit sind die Bedingungen a und b auf Seite 2 erfüllt. Q_B stellt sich insgesamt als gedämpfte lineare Systemantwort von Q_A dar. Aus bekannten Abflußganglinien Q_A und Q_B läßt sich demnach eine Übertragungsfunktion h_{AB} ermitteln, die über das Faltungsintegral eine Schätzung von Q_B aus beliebigem Q_A ermöglicht.

3. Berechnungsmethoden

Wie sich schon bei der Berechnung von Einheitsganglinien aus Niederschlag und Abfluß zeigt, führt die "direkte Methode", d.h. die Ermittlung von h_i durch einfache Auflösung des in Gleichung 2 enthaltenen linearen Gleichungssystems nur selten zu brauchbaren Ergebnissen (s.z.B. 6,7). Die gewöhnlich das Ergebnis verfälschenden Oszillationen können ihre Ursache haben in:

a) ungenügend erfüllten Annahmen insbesondere der Linearität, der Zeitinvarianz und der gleichmäßigen Überregnung des hydrologischen Systems
b) Fehlern und Ungenauigkeiten bei Pegelmessungen und Abflußkurven.

Es wurden daher fehlerausgleichende Verfahren benutzt.

3.1 Ermittlung nach dem Prinzip der kleinsten Fehlerquadrate

Ein solches Verfahren ist z.B. von Schultz (6) auf der 4. Konferenz der Donauländer 1967 in Bratislava zur Bestimmung von Einheitsganglinien vorgetragen worden.
Dauert der Zufluß eines linearen zeitinvarianten Systems m, der Abfluß n Zeiteinheiten, so ergibt sich daraus eine Länge der Übertragungsfunktion von n-m+1 Zeiteinheiten. Mit n Gleichungen steht daher zur Bestimmung ein überbestimmtes Gleichungssystem zur Verfügung. Nach dem Gauß'schen Prinzip der kleinsten Fehlerquadrate wird dieses Gleichungssystem auf die Anzahl der Unbekannten h_i reduziert und nach Gauß-Jordan aufgelöst. Auf weitere Einzelheiten der zugrunde liegenden Theorie soll hier nicht eingegangen werden, da sie in der o.a. Veröffentlichung ausführlich beschrieben ist. Nach diesem Prinzip wurde ein Fortrancomputerprogramm aufgestellt, in dem durch Verwendung günstiger Algorithmen eine wesentliche Rechenzeitersparnis erreicht wurde.

3.2 Ermittlung nach der Fourietransformationsmethode

Anwendungen dieses Verfahrens in der Hydrologie sind bisher sehr selten zu finden. Auf ein Beispiel in der Literatur (7) zur Errechnung von Einheitsganglinien sei hingewiesen. Aufgrund der Gesetzmäßigkeiten des Fouriertransformiertenpaares (5)

$$a(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} A(w) \cdot e^{-i\omega t} \, d\omega \tag{3}$$

$$A(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} a(t) \cdot e^{i\omega t} \, dt \tag{4}$$

ergibt sich aus dem Faltungsintegral Gl. 1

$$Y(\omega) = X(\omega) \cdot H(\omega) \tag{5}$$

$$H(\omega) = Y(\omega) \; / \; X(\omega) \tag{6}$$

Da $e^{-i\omega t} = \cos \omega t - i \cdot \sin \omega t$ (7)

wird aus Gl. 4 und 10:

$$H(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t) \cdot (\cos \omega t - i \cdot \sin \omega t) dt \tag{8}$$

Die rechte Seite läßt sich in Real- und Imaginärteil zerlegen:

$$H(\omega) = Hr(\omega) + i \cdot Hi \; (\omega) \tag{9}$$

Durch Anwendung von Gleichung 3 und Umformungen ergibt sich nacheinander:

$$h(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} H(\omega) \cdot e^{i\omega t} \, d\omega \tag{10}$$

$$h(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} (Hr(\omega) + i \cdot Hi(\omega)) \cdot (\cos \omega t + i \sin \omega t) \, d\omega \tag{11}$$

$$h(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} (Hr(\omega) \cdot \cos \omega t - Hi(\omega) . \sin \omega t) \, d\omega \tag{12}$$

Durch Anwendung von Formel 8 werden Hr und Hi entwickelt:

$$Hr(\omega) = \frac{Yr(\omega) \cdot Xr(\omega) + Yi(\omega) \cdot Xi(\omega)}{(Xr(\omega))^2 + (Xi(\omega))^2} \tag{13}$$

$$Hi(\;) = \frac{Yi(\omega) \cdot Xr(\omega) - Yr(\omega) \cdot Xi(\omega)}{(Xr(\omega))^2 + (Xi(\omega))^2} \tag{14}$$

Xr, Xi, Yr und Yi werden durch Fouriertransformation von x(t) und y(t) gewonnen. Zur numerischen Berechnung wird die Frequenz ω in den Grenzen

von O bis zur Nyquist-Frequenz $\omega_{max} = n \cdot \Delta\omega = \pi/\Delta t$ angesetzt.
Ein nach dieser Methode arbeitendes Fortranprogramm wurde aufgestellt, wozu ein Unterprogramm zur Fourier-Transformation aus der Literatur (8) entnommen wurde.

4. Berücksichtigung des Basisabflusses

Beim Einheitsganglinienverfahren muß der Basisabfluß von der Hochwasserwelle abgetrennt werden, da er nicht aus dem zugeordneten Niederschlagsereignis entstanden ist. Versuche, den Basisabfluß bei Zufluß- und Abflußwelle nach verschiedenen Methoden abzutrennen, lieferten keine befriedigenden Ergebnisse bei der anschließenden Berechnung der Übertragungsfunktion, was auf die Problematik der Basisabflußabtennung überhaupt hindeutet.
Nun liegt es nahe, anzunehmen, daß auch zwischen den beiden Basisabflußanteilen eine lineare Beziehung besteht. Da es sich in dieser Arbeit um die Übertragung zeitlich begrenzter Einzelereignisse handelt, ergab sich die Notwendigkeit einer Abtrennung an Beginn und Ende des Ereignisses: Dabei wurde folgendermaßen vorgegangen (s. Abb. 3):
Sowohl Zufluß Q_A wie Abfluß Q_B der einzelnen Hochwasserereignisse sind einschließlich einer kurzen Vor- und Nachlaufzeit willkürlich aus den kontinuierlichen Pegelaufzeichnungen herausgeschnitten worden. Würde Q_A tatsächlich in dieser Weise einsetzen, bzw. aufhören, ergäbe sich nach den Regeln der Übertragungstheorie ein langsames Anlaufen bzw. Ablaufen von Q_B. Per Hand wurde Q_B also in diesem Sinne verändert: von Null anlaufend erreicht die Ganglinie ihre gemessene Größe nach einer Zeit, die etwa dem Scheitelabstand entspricht. Am Ende sinkt sie in einer längeren Zeitdauer kontinuierlich auf Null ab. Obwohl dieses Verfahren viel Willkür enthält, führte es zu befriedigenden Ergebnissen, da der mögliche Schätzfehler bei An- und Ablauf gemessen an der Größe des Gesamtdatenkollektivs nur gering sein kann.

5. Glättung und Filterung

Durch die unter Abschnitt 3 angeführten Ursachen, sowie die oben beschriebene seitliche Abtrennung können in den errechneten Übertragungsfunktionen Oszillationen auftreten, die physikalisch unbegründet sind. Es empfiehlt sich deshalb eine Glättung dieser Funktionen.

5.1 Nachträgliche Glättung

Eine einfache Methode, die meistens schnell zum Ziel führt, beruht auf einer gleitenden Mittelbildung, zwischen jeweils zwei Werten der errechneten Systemfunktion. Diese Computerprozedur wird wiederholt, bis

die Funktion kontinuierlich zu und von einem - oder gegebenenfalls mehreren Scheiteln - steigt und fällt, während Korrekturrechengänge Verschiebung und Veränderung der Ordinatensumme verhindern. Ein Beispiel einer solchen Glättung ist in Abbildung 4 dargestellt.

5.2 Filterung der Eingangsdaten

Da durch Digitalisierung und Meßfehler sich besonders bei der Fouriertransformationsmethode Störungen höherer Frequenzen bemerkbar machen, wurden Zu- und Abflußdaten durch das gleiche Tiefpassfilter geglättet. Eine einfache gleitende Mittelbildung ist hier nicht geeignet, weil sich am Anfang und Ende der Datenreihe die Mittelung nicht mehr über die gewählte Zeitbasis durchführen läßt. Die Filterung erfolgte durch Faltung nach Gl. 2 von Zu- und Abfluß mit der gleichen symmetrischen Filterfunktion h, die hier gleichverteilt über 50 Zeitintervalle Δt gewählt wurde. Aus den so behandelten Datenkollektiven Q_A und Q_B läßt sich jetzt die Systemfunktion berechnen, wobei die Störungen höherer Frequenzen unterdrückt sind.

6. Anwendung und Ergebnisse

Die beschriebenen Verfahren wurden nun auf Hochwässer der Brigach, gemessen an den Schreibpegeln Villingen und Donaueschingen, digitalisiert im Abstand Δt = 1 Stunde, angewandt. Hier, wie in den meisten deutschen Mittelgebirgen treten die größten und ausgeprägtesten Ereignisse im Winterhalbjahr auf. Im Zeitraum seit Errichtung des Pegels Donaueschingen im Jahre 1958 konnten 10 störungsfrei gemessene Winterhochwässer zur Berechnung herangezogen werden, während die ohnehin seltenen Sommerereignisse bis auf eines durch Verkrautung des Pegels, Verklemmen des Pegelschwimmers und dergl. unbrauchbar waren. Der vergleichenden Betrachtung können also nur die für das Winterhalbjahr typischen Systemfunktionen dienen.
Für alle 10 Ereignisse wurden die Übertragungsfunktionen nach beiden in Abschnitt 3 beschriebenen Verfahren berechnet. Dabei zeigte sich, daß das Fouriertransformationsverfahren eine größere Anfälligkeit gegenüber Oszillationen aufweist als das Kleinste -Quadrate-Verfahren. Obwohl bei der Berechnung von Einheitsganglinien (kurze Eingangsfunktion) gut bewährt, konnten hier erst nach Filterung und Glättung brauchbare Ergebnisse erzielt werden. Diese zeigten dann aber nur geringe Abweichungen von denen des Kleinste-Quadrate-Verfahrens. Während das F-T-Programm bei der Berechnung von Systemfunktionen mit einer großen Anzahl von Ordinaten mit weniger Rechenzeit auskommt, ist hier das K-Q-Programm überlegen. Die durchschnittliche Rechenzeit zur Ermittlung einer Über-

tragungsfunktion einschließlich Glättung bzw. Filterung und Anweisung zum maschinellen Zeichnen betrug an der Univac 1108 der Universität Karlsruhe für das K-Q-Programm 3.5, für das F-T-Programm 8.4 sec.
Im folgenden werden nur noch die Ergebnisse des Kleinste-Quadrate-Verfahrens dargestellt:
Abb. 5 zeigt alle 10 ermittelten Funktionen und ihr arithmetisches Mittel.
Sowohl hier, als auch in der folgenden Zusammenstellung der Charakteristiken zeigt sich - gemessen an den bei Einheitsganglinien üblichen Maßstäben - eine ermutigend große Ähnlichkeit.

Übertragungsfunktionen Villingen - Donaueschingen, Winterhalbjahr

Nr.	Zeit	Tp(h)	$\Sigma h \cdot \Delta t$	Ts(h)
1	JAN 59	6	1.60	7.1
2	JAN 61	7	1.58	7.3
3	JAN 62	7	1.46	7.5
4	NOV 63	6	1.52	6.6
5	NOV 64	6	1.44	6.3
6	MÄRZ65	6	1.60	6.1
7	DEZ 65	7	1.83	6.5
8	JAN 67	7	1.62	7.1
9	APR 69	5	1.83	5.4
10	FEB 70	4	1.84	5.9
MITTEL -		6	1.61	6.4

Tp = Zeit bis zum Scheitel
Ts = Zeit bis zum Schwerpunkt
$\Sigma h \cdot \Delta t$ = Maß für die Volumenvergrößerung $Q_A - Q_B$

Um ein Maß für die Brauchbarkeit der mittleren Übertragungsfunktion zu erhalten, wurden nun mit ihr und jeder der 10 Zuflußganglinien des Pegels Villingen die Abflußganglinien über Formel 2 berechnet und mit den gemessenen des Pegels Donaueschingen verglichen. Dazu wurde die Deviation, ein von Schultz (5) vorgeschlagenes Kriterium berechnet, definiert als gewogene mittlere Abweichung, angegeben in Prozent des jeweiligen Spitzenabflusses.

Nr.	Zeit	Dev
1	JAN 59	4.19
2	JAN 61	3.66
3	JAN 62	3.17
4	NOV 63	4.05
5	NOV 64	6.63
6	MÄRZ65	3.60
7	DEZ 65	5.92
8	JAN 67	4.46
9	APR 69	7.23
10	FEB 70	5.91
	Mittel	4.88

Deviationen zwischen gerechneten und gemessenen Ganglinien am Pegel Donaueschingen.

$$Dev = 200 \cdot \frac{\sum_{n} |Qr - Qm| \cdot Qm}{n \cdot Sm^2} \qquad (18)$$

Qr = gerechnete Abflußganglinie
Qm = gemessene Abflußganglinie
Sm = gemessener Spitzenabfluß

Nach Schultz können Deviationen bis 10 als gutes Ergebnis gewertet werden. In den Abbildungen 6 und 7 sind zwei Ereignisse mit Zufluß sowie gemessenen und errechneten Abfluß dargestellt.

Abschließend soll erwähnt werden, daß das beschriebene Verfahren auch zur Lösung klassischer linearer Flood-Routing-Aufgaben geeignet ist. Darüber hinaus konnte hier gezeigt werden, daß es unter bestimmten Bedingungen möglich ist, Seitenzufluß aus Niederschlag und auch aus Schneeschmelze bei der analytischen Bestimmung von Übertragungsfunktionen mit guter Genauigkeit zu erfassen.

Literatur

(1) Chow, V.T.: "Handbook of Applied Hydrology", 1964

(2) Kalinin, G.P.; Miljukov, P.I.: 1958 - Približennij rasčet neustanovivšegosja dviženija vodnych mass.

(3) Becker, A., Glos, E.: "Grundlagen der Systemhydrologie", Mitt.d. Inst.f. Wasserw. Heft 32, Berlin 1969

(4) Bendat, J.S., Piersol, A.G.,: "Ramdom Data: Analysis and Measurement Procedures", New York 1971

(5) Plate, E.: "Analyse kontinuierlicher Zufallsfunktionen", Mitt.d.Inst. Wasserbau III, Universität Karlsruhe, Heft 1, 1971

(6) Schultz, G.A.,: "Die Anwendung vom Computer-Programmen für das Unit-Hydrograph-Verfahren am Beispiel eines Donau-Zubringers", 1V. Konferenz der Donauländer für hydrologische Vorhersagen", Bratislava 1967

(7) Blank, D.,Delleur, J.W., Giorgini, A., "Oscillatory Kernel Functions in Linear Hydrologic Models", WRR, Vol. 7, No. 5, 1971

(8) Fee, E.J., "Digital Computer Programs for Spectral Analysis of Time Series", Special Report No. 6, Center for Great Lakes Studies, Uni. of Wisconsin-Milwaukee 1969

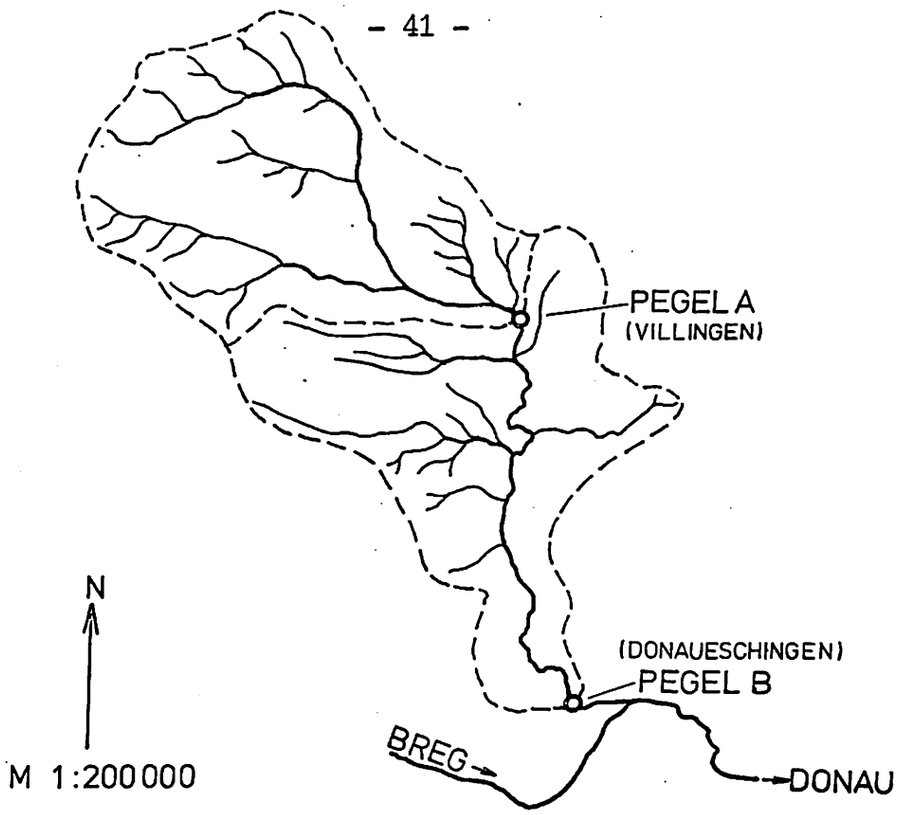


Abb. 1 Einzugsgebiet der Brigach

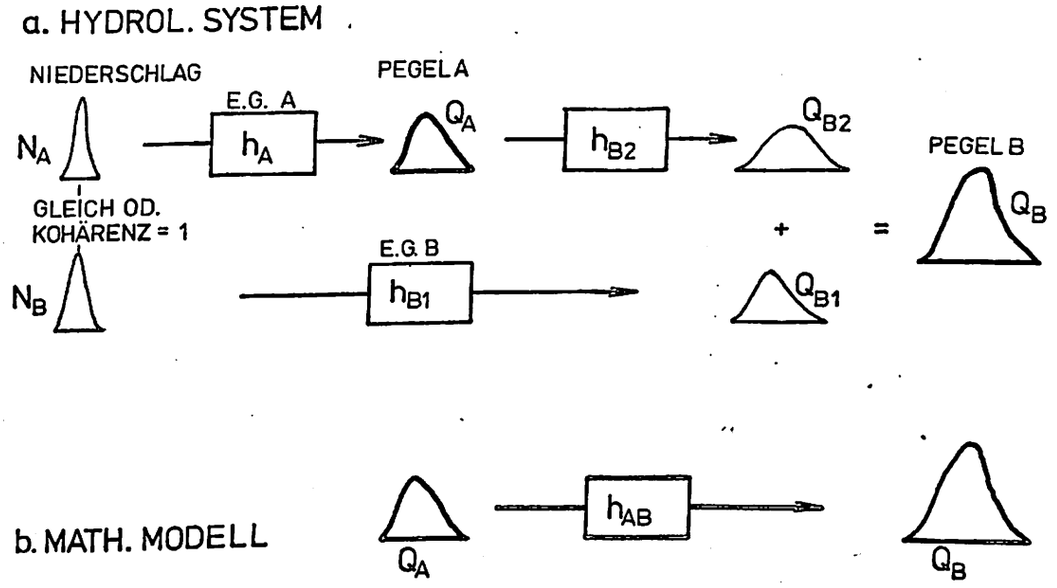


Abb. 2 Systemskizze

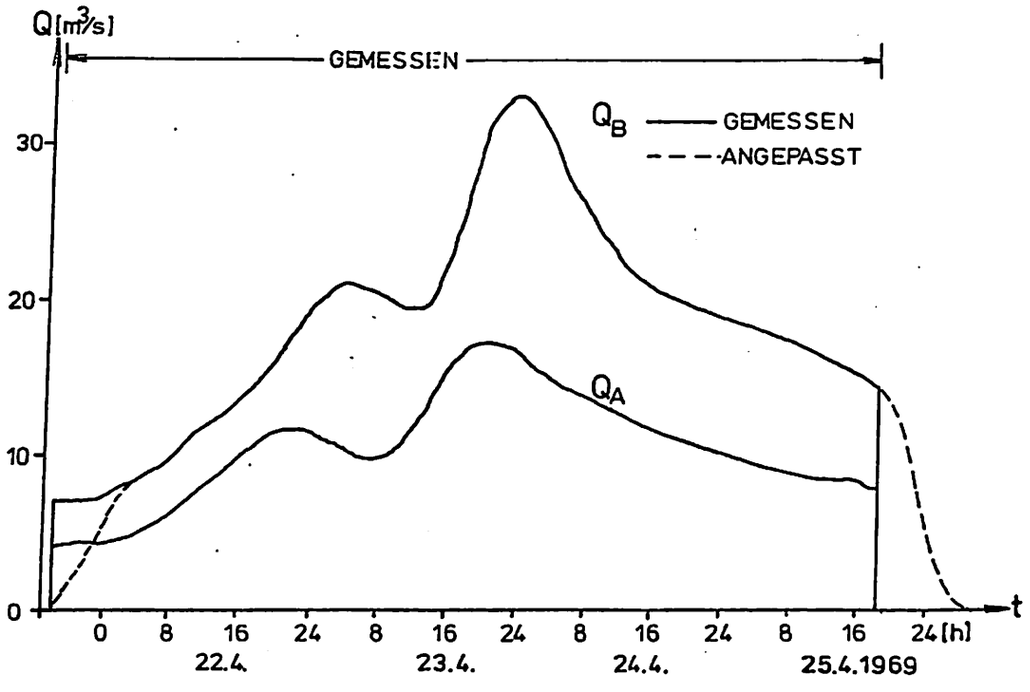


Abb. 3 Seitliche Anpassung von Q_B nach Abschnitt 4

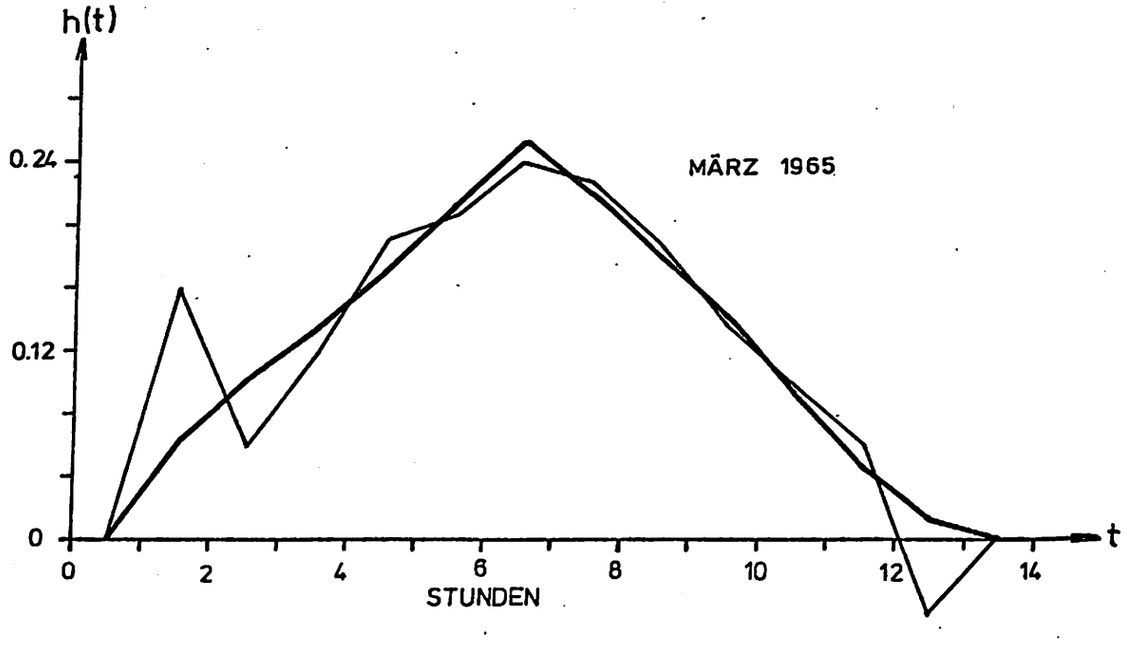


Abb. 4 Glättung einer errechneten Übertragungsfunktion nach Abschnitt 5.1

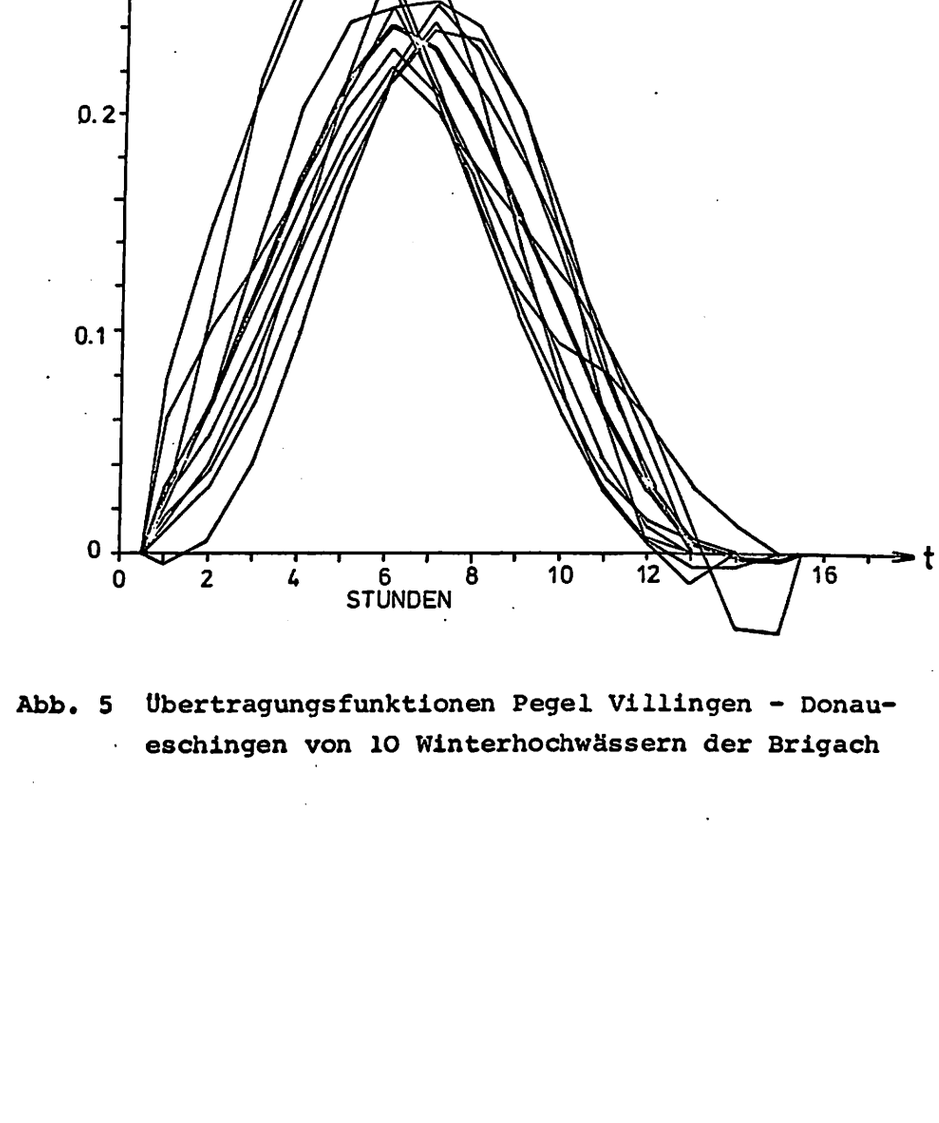


Abb. 5 Übertragungsfunktionen Pegel Villingen - Donaueschingen von 10 Winterhochwässern der Brigach

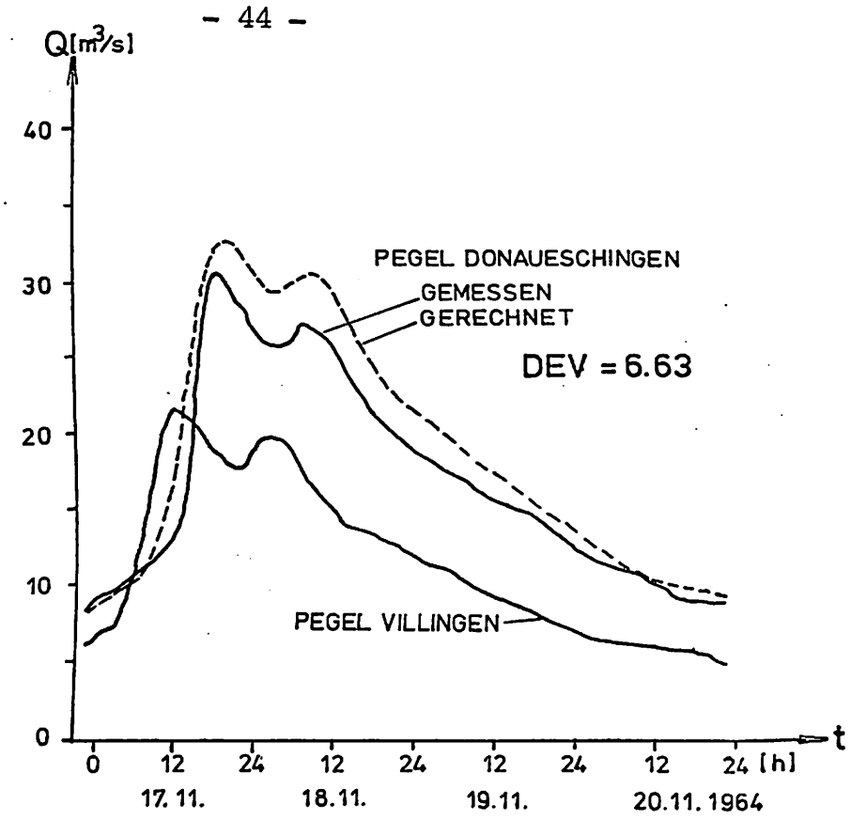

Q[m³/s]
40
30
20
10
0
PEGEL DONAUESCHINGEN
GEMESSEN
GERECHNET
DEV = 6.63
PEGEL VILLINGEN
t
0
12
24
12
24
12
24
12
24 [h]
17. 11.
18.11.
19.11.
20.11. 1964

Abb. 6

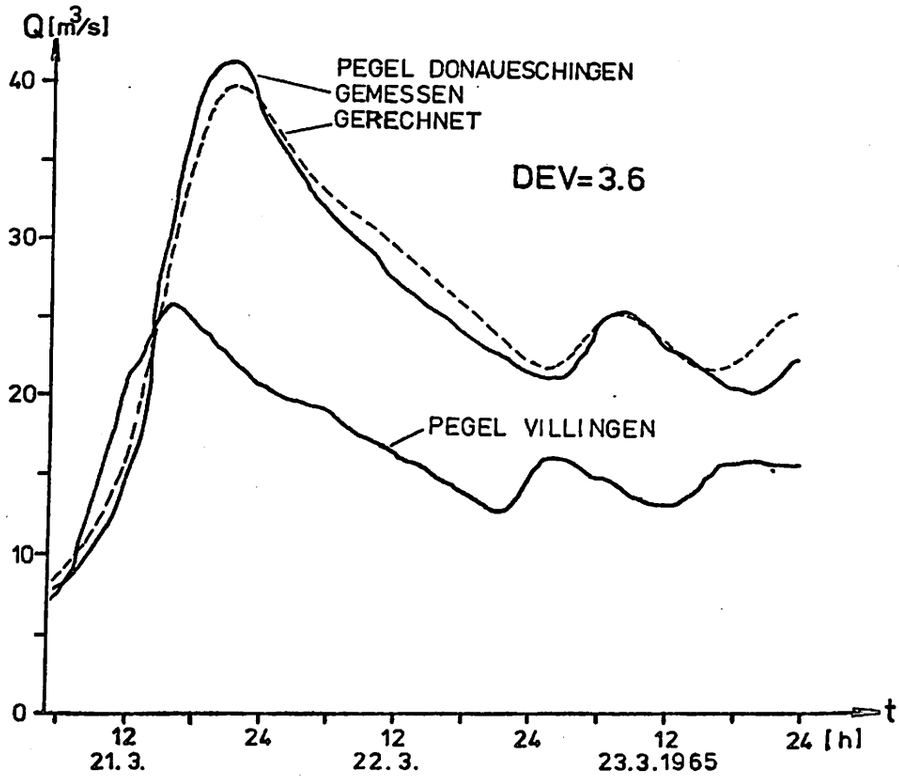

Q[m³/s]
40
30
20
10
0
PEGEL DONAUESCHINGEN
GEMESSEN
GERECHNET
DEV=3.6
PEGEL VILLINGEN
t
12
24
12
24
12
24 [h]
21. 3.
22. 3.
23.3.1965

Abb. 7

РАСЧЕТ ДВИЖЕНИЯ И РАСПЛАСТЫВАНИЯ ПАВОДОЧНОЙ ВОЛНЫ УРАВНЕНИЕМ СВЯЗИ СООТВЕТСТВЕННЫХ РАСХОДОВ С ПЕРЕМЕННЫМИ КОЭФФИЦИЕНТАМИ.

Драган Янкович, дипл. инж. УГМС
СР Сербии, г. Белград.

Проблема движения и распластывания паволочных волн в естественных руслах - одна из самых важных проблем речной гидравлики. Теоритически, проблема уже давно решена: неустановившееся движение в открытых потоках описано системой парциальных дифференциальных уравнений, т.е. динамическим уравнением Сен-Венана:

$$i_0 - \frac{\partial H}{\partial S} = \frac{V^2}{C^2 R} + \frac{\alpha V}{g}\cdot\frac{\partial V}{\partial S} + \frac{\beta}{g}\cdot\frac{\partial V}{\partial t} \qquad (I)$$

и уравнением неразрывности потока:

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial S} = 0 \qquad (2)$$

В общем случае аналитическое решение этой системы не существует, но с появлением ЭВМ математических методов приближенного интегрирования парциальных дифференциальных уравнений, эта проблема превзойдена. Но, все-таки, разные другие факторы осложняют или делают совсем невозможным применение строгих математических методов. Это в основном, недостаток данных о морфометрии русла и гидравлических сопротивлениях. Поэтому и из-за необходимости быстро и просто найти удовлетворяющее решение, разработано много различных способов приближенного решения системы (I) и (2). Все эти способы основываются на совместном решении уравнения баланса, записанного в виде:

$$\frac{Q'_B + Q''_B}{2} - \frac{Q'_H + Q''_H}{2} = \pm\frac{\Delta W}{\Delta t} \qquad (3).$$

где: $Q'_в$ и $Q''_в$ - расходы на верхнем створе рассматриваемого участка соответственно в начале и в конце расчетного интервала времени (Δt); $Q'_н$ и $Q''_н$ - тоже самое для нижнего створа участка реки:, ΔW - изменение объема на участке в течение интервала времени (Δt), и кривой объемов, заменяющей динамическое уравнение.

Кроме способов, основывающихся на решении (строгом или приближенном) системы уравнений I) и (2), встречается в практике и способ соответственных расходов. В случае бесприточного участка восстанавливают эмпирическое соотношение между входным рассходом в момент времени $(t), (Q_в, t)$ и выходным в момент времени $(t+\Delta t), (Q_н, t+\Delta t)$, где Δt - рассчетный интервал времени, отвечающий среднему времени добегания на участке (τ), в виде:

$$Q_н, t+\Delta t = \alpha_1 Q_в, t + \alpha_2 \qquad (4)$$

Коэффициенты (α_1) и (α_2) определяются методами математической статиатики на основе данных наблюдений. Равенство такого вида применяют и в случае приточного участка, принемая в качестве входного рассхода сумму рассходов главной реки и притоков.

Несколько лучшие результаты получаются, если расширить равенство (4), вводя новую переменную, выходной расход в момент времени $(t), (Q_н, t)$. Этим подходом учитывается, в некоторой мере, заполнение русла, предшествующее моменту времени $(t+\Delta t)$. Уравнение (4) можно тогда записать в виде:

$$Q_н, t+\Delta t = \alpha_1 Q_в, t + \alpha_2 Q_н, t \qquad (5)$$

Равенства типа (4) и (5), могут дать лишь в некоторой мере удовлетворительные результаты, так как они основаны на очень грубом предположении - постоянности времени добегания.

Между тем, уравнение (5) своей формою бросается в глаза. Именно такое же по форме уравнение получается совместным решением уравнения баланса и кривой объемов при некоторых условиях. В сокращенном виде, это будет показано ниже (I).

Вводятся следующие предположения:
I. Кривая объемов - прямолинейная и однозначная функция расхода в нижнем створе участка, т.е. $W=\tau Q_н$
2. Входной расход не меняется в течение расчетного интервала времени (Δt)

Если теперь уравнение баланса написать за элемент времени (dt), т.е.

$$Q_в - Q_н = \frac{dW}{dt} \qquad (6)$$

и заменить (по предположению I) $Q_н = \frac{1}{\tau} W$, , то получается простое выражение - линейное дифференциальное уравнение первого порядка, которое легко можно интегрировать

$$\frac{dW}{dt} + \frac{1}{\tau} W = Q_в(t) \qquad (7)$$

решение этого уравнения дает:

$$W_t = e^{-\frac{t}{\tau}} \left[\int_0^t Q_в(t) e^{-\frac{t}{\tau}} dt + C_0 \right] \qquad (8)$$

Имея в виду условия (2) и факт, что постоянная интегрирования $C = W_o$ (объем в начале интервала интегрирования), получается:

$$Q_t = (1 - e^{-\frac{t}{\tau}}) Q_{в,0} + e^{-\frac{t}{\tau}} Q_{н,0} \qquad (9)$$

Если уравнение (9) напишем за интервал времени (Δt), границы которого t и $t + \Delta t$, оно принимает следующий вид:

$$Q_{н,t+\Delta t} = (1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}) Q_{в,t} + e^{-\frac{\Delta t}{\tau}} Q_{н,t} \qquad (10)$$

Имея в виду, что $\tau = const$, а Δt - определенный интервал времени, то экспонент числа "е" - постоянная величина. Вводя обозначения $K_1 = 1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}$ и $K_2 = e^{-\frac{\Delta t}{\tau}}$, получаем уравнение (9) в окончательном виде:

$$Q_{н,t+\Delta t} = K_1 Q_{в,t} + K_2 Q_{н,t} \qquad (11)$$

Уравнения (II) и (4), по форме тождественны.

Этот факт, а также способы определения коэффициентов уравнений (5) и (II), дали автору настоящей работы идею отыскать условия, при которых коэффициенты упомянутых уравнений будут иметь одни и те же свойства.

Как видно из уравнений (10) и (11), коэффициенты K_I и K_2 положительные величины меньше единицы

и дополняют друг друга до единицы, т.е. $1 > K_1 > 0$, $1 > K_2 > 0$ и $K_1 + K_2 = 1$

Коэффициенты равенства (5) определяются на основе ряда данных наблюдений методом наименьших квадратов следующими двумя равенствами:

$$\begin{aligned} \alpha_1 \sum_1^n Q_{в,t}^2 + \alpha_2 \sum_1^n Q_{в,t} Q_{н,t} &= \sum_1^n Q_{в,t} Q_{н,t+\Delta t} \\ \alpha_1 \sum_1^n Q_{в,t} Q_{н,t} + \alpha_2 \sum_1^n Q_{н,t}^2 &= \sum_1^n Q_{н,t} Q_{н,t+1} \end{aligned} \qquad (12)$$

Из этой системы уравнений ясно, что в общем случае между коэффициентами (α_1) и (α_2) не должны существовать такие соотношения, как для коэффициентов (K_I) и (K_2). Между тем, если уравнения (I2) написать на основе ряда систем значений $(Q_{в,t}, Q_{н,t}$ и $Q_{н,t+\Delta t})$ для каждой из которых $Q_{н,t}$ имеет одно и тоже значение, т .е. $Q_{н,t}$ является постоянной, систему (I2) можно тогда написать в следующем виде:

$$\begin{aligned} \alpha_1 \sum_1^n Q_{в,t}^2 + \alpha_2 Q_{н,t} \sum_1^n Q_{в,t} &= \sum_1^n Q_{в,t} Q_{н,t+\Delta t} \\ \alpha_2 \sum_1^n Q_{в,t} + n\alpha_2 Q_{н,t} &= \sum_1^n Q_{н,t+\Delta t} \end{aligned} \qquad (13)$$

Решение второго уравнения системы дает по (α_2):

$$\alpha_2 = \frac{\bar{Q}_{н,t+\Delta t}}{Q_{н,t}} - \alpha_1 \frac{\bar{Q}_{в,t}}{Q_{н,t}} \qquad (14)$$

Чтобы коэффициенты (α_1) и (α_2) дополняли друг друга до единицы $(\alpha_1+\alpha_2=1)$ должно быть, на основе равенства (I4), $\bar{Q}_{н,t\pm\Delta t} = \bar{Q}_{в,t} = Q_{н,t}$. Это условие будет удовлетворено, если за каждую пару гидриграфов $[Q_{в(t)}$ и $Q_{н(t)}]$ брать две системы значений $[Q_{в,t}, Q_{н,t}$ и $Q_{н,t+\Delta t}]$ на ветви подъема, а вторую на ветви спада при одном и том же значении $Q_{н,t}$, и если для рассматриваемого участка, кривая объемов является однозначной функцией от расхода в нижнем створе (см. рис. I). Если возьмем m пар гидриграфов $Q_{в(t)}$ и $Q_{н(t)}$, где $m=\frac{n}{2}$ и для каждого из них пару систем значений $(Q_{в,t}, Q_{н,t}, Q_{н,t+\Delta t})$ на ветви подъема, а вторую на ветви спада при одном и том же значении $Q_{н,t}$, имеем право написать:

$$\frac{1}{n}\sum_{1}^{n} Q_{н,t+\Delta t} = \bar{Q}_{н,t+\Delta t} = Q_{н,t}$$

и

$$\frac{1}{n}\sum_{1}^{n} Q_{в,t} = \bar{Q}_{в,t} = Q_{н,t},$$

т.е. для такого участка реки, для которого кривая объемов является однозначной функцией расхода в нижнем створе, имеет место отношение $\alpha_1+\alpha_2=1$ Это показано для любой точки $Q_н = const$, значит и для всей амплитуды изменения $Q_н$.

Подставляя $\alpha_2 = 1-\alpha_1$ в (5) получается:

$$\alpha_1 = \frac{Q_{н,t+\Delta t} - Q_{н,t}}{Q_{в,t} - Q_{н,t}} \qquad (I5)$$

Из (I5) и рис.I видно, что для всей амплитуды изменения $Q_н$, α_1, (значит и α_2) будет постоянной

величиной, тогда и только тогда, когда для рассматриваемого участка реки, кривая объемов является прямолинейной функцией расхода в нижнем створе $(Q_н)$.

Из выражения (I5) и рисунка (I) также видно, что α_1 (значит и α_2) будет находиться между нулем и единицей, когда правильно выберется расчетный интервал времени ($\Delta t < \tau$).

Следовательно, показано, что коэффициенты уравнений (5) и (II), при одних и тех же условиях, имеют одинаковые свойства. Учитывая способы их определения, можно сказать, что α_1 и α_2 являются средними (модальными) значениями коэффициентов K_I и K_2.

Связь между расходом на нижнем участке и объемом, вообще говоря, не должна быть прямолинейной. Поэтому кривую разбивают на достаточно короткие интервалы, для которых ее можно апроксимировать прямой. За каждый интервал можно определить значения времени добегания (τ) и с этими значениями входить в равенство (II). Если бы существовало аналитическое выражение $\tau = \tau(Q_н)$, уравнение (II) можно было бы написать в виде:

$$Q_{н,t+\Delta t} = \left[1 - e^{-\frac{\Delta t}{\tau(Q_н)}}\right] Q_{в,t} + e^{-\frac{\Delta t}{\tau(Q_н)}} Q_{н,t} \qquad (I8)$$

или

$$Q_{н,t+\Delta t} = \mathcal{S}_1(Q_н) Q_{в,t} + \mathcal{S}_2(Q_н) Q_{н,t} \qquad (I9)$$

Но, так как аналитическое выражение $\tau = \tau(Q_н)$ не существует, то функции $\mathcal{S}_1(Q_н)$ и $\mathcal{S}_2(Q_н)$ можно определить графически. Для достаточно большого числа

интервалов можно вычислить значения коэффициентов K_I и K_2 и в координатной системе с осями $K(Q_н)$ и $Q_н$, ($Q_н$ - отвечает середине интервала) нанести вычисленные точки, а через них провести кривые, которые будут графиком функций $\mathcal{S}_1(Q_н)$ и $\mathcal{S}_2(Q_н)$. Это будут кривые, симметричные по отношению к прямой К=0,5, а в любой точке $Q_н = const$, сумма значений этих функций, равняется единице.

Как уже показано выше, коэффициенты уравнения (5) имеют такие же свойства, как и коэффициенты уравнения (II), так что должны изменяться с изменением $Q_н$ т.е., должны существовать некоторые функции $\gamma_1(Q_н)$ и $\gamma_2(Q_н)$, симметричные по отношению к прямой $\alpha = 0,5$, сумма которых в любой точке $Q_н = const$, должна быть равна единице. Графики этих функций можно определить вычислением достаточно большого числа значений α_1 и α_2 по всей амплитуде изменения $Q_н$. В большом числе примеров подтвердилось существование таких функций. Здесь приводится пример для реки Дунай на участке Будапешт - Бездан (рис.2). Функции $\psi_1(Q_н)$ и $\psi_2(Q_н)$, учитывая способ их определения, представляют собой средние значения функций $\mathcal{S}_1(Q_н)$ и $\mathcal{S}_2(Q_н)$, так что можно написать:

$$\psi_2(Q_н) = e^{-\frac{\Delta t}{\tau(Q_н)}} \qquad (20)$$

Здесь $\tau(Q_н)$ представляет собой среднее значение функций $\tau(Q_н)$. И действительно, кривые времени добегания на любом участке реки для определенных паводков различные между собою, так что только так и можно говорить об общей кривой времени добегания для участ-

ка - о среднем ее значении, а следовательно, тоже самое будет и для функций $\gamma_1(Q_н)$ и $\gamma_2(Q_н)$.

При существовании кривых $\psi_1(Q_н)$ и $\psi_2(Q_н)$ на основе выражения (20), можно определить среднюю кривую времени добегания для участка. Логарифмируя выражение (20) получим:

$$\tau(Q_н) = \frac{\Delta t}{\ln[\psi(Q_н)]} \qquad (21)$$

Ниже дается пример расчета по предлагаемому способу для реки Дунай, на участке Будапешт - Бездан.

На основе 8 выбранных паводков вычислены значения коэффициентов α_1 и α_2, для следующих значений расхода у Бездана $(Q_{без})$:
1500, 2000, 2500, 3000, 3500, 4000, 4500, 5000 м^3/сек.
Через эти точки, в координатной системе $\psi(Q_{без})$; $Q_{без}$ - проведены графики функций $\gamma_1(Q_{без})$ и $\gamma_2(Q_{без})$, (рис.2). В расчете распластывания позодочной волны с этих графиков снимались значения коэффициентов α_1 и α_2 за каждый шаг расчета. Расчет велся так, что для каждого следующего шага, в качестве входных данных, принимались: фактический расход в Будапеште и расчитанный в предшествующем шаге - расход у Бездана.

На рисунке 3 показаны совмещенные гидрографи: фактические в Будапеште и Бездана, и рассчитанные графики в Бездана. Расчет велся за Δt =2 сут. и Δt =1сут. Заметно, что во втором случае (Δt =1 сут.) результаты несколько лучшие. Нужно еще сказать, что графики функций $\gamma_1(Q_{без})$ и $\gamma_2(Q_{без})$ определены за Δt = 2 сут.

а из них получены графики функций $\psi_1(Q_{без})$ и $\psi_2(Q_{без})$ за Δt = I сут.. Из (20) видно, что функция $\psi_2(Q_н)$ является характеристикой рассматриваемого участка, а ее значения зависят еще от выбранного расчетного интервала времени (Δt). Значит, чтобы от функции $\psi(Q_н)$ расчитанной за интервал времени Δt, перейти на $\psi'(Q_н)$, расчитаный интервал времени, который в два раза меньше, можно написать:

$$\psi(Q_н) = e^{-\frac{1}{2}\frac{\Delta t}{c(Q_н)}} \qquad (22)$$

На основе графиков (рис.2), вычислена, по выражению (2I), кривая времени добегания (рис.4). Бросается в глаза ее форма: с увеличением расхода до некоторого предела время добегания - уменьшается, т.е. скорость распространения волны растет; с дальнейшим увеличением расхода время добегания растет (скорость распространения волны уменьшается) и стремится к некоторой постоянной величине. Это можно объяснить следующим: с увеличением расхода время добегания уменьшается до момента выхода воды на пойму, ~~которая~~ когда из-за резкого увеличения гидравлического сопративления и регулирующего действия поймы, начинает расти. С дальнейшим увеличением расхода, растет глубина воды на пойме, слабеет влияние повышенного сопротивления и, следовательно, время добегания стремится к какой-то постоянной величине.

ЛИТЕРАТУРА:

I. Аполов Б.А., Калинин Г.П. и Комаров В.Д.: "Гидрологические прогнозы," гидрометеоиздат, Ленинград, I960 г.

2 Грушевский М.С. [4]Волны попусков и паводков в реках", Гидрометиздат, Ленинград, I969 г.

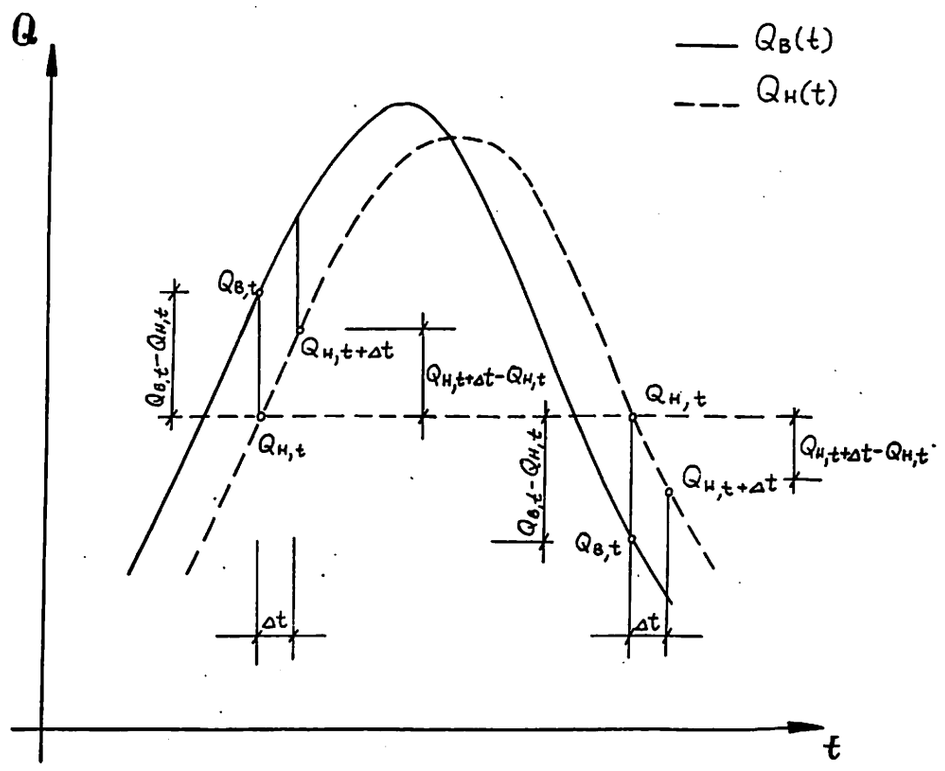
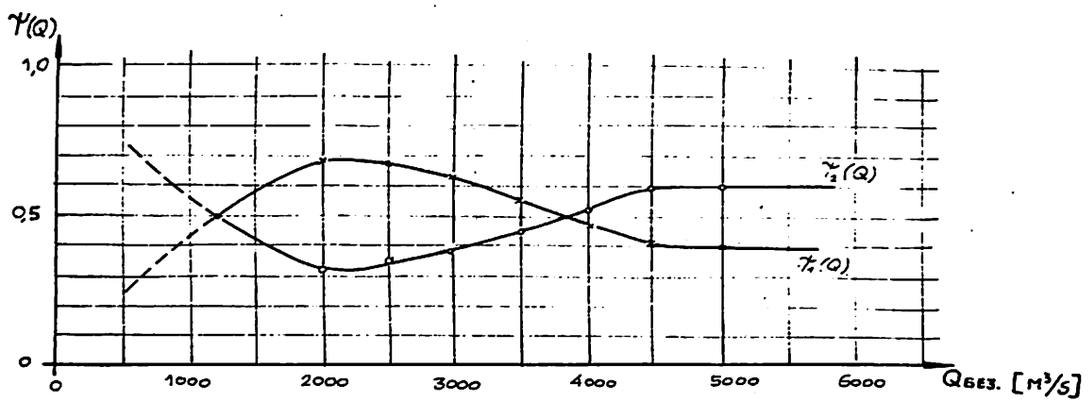
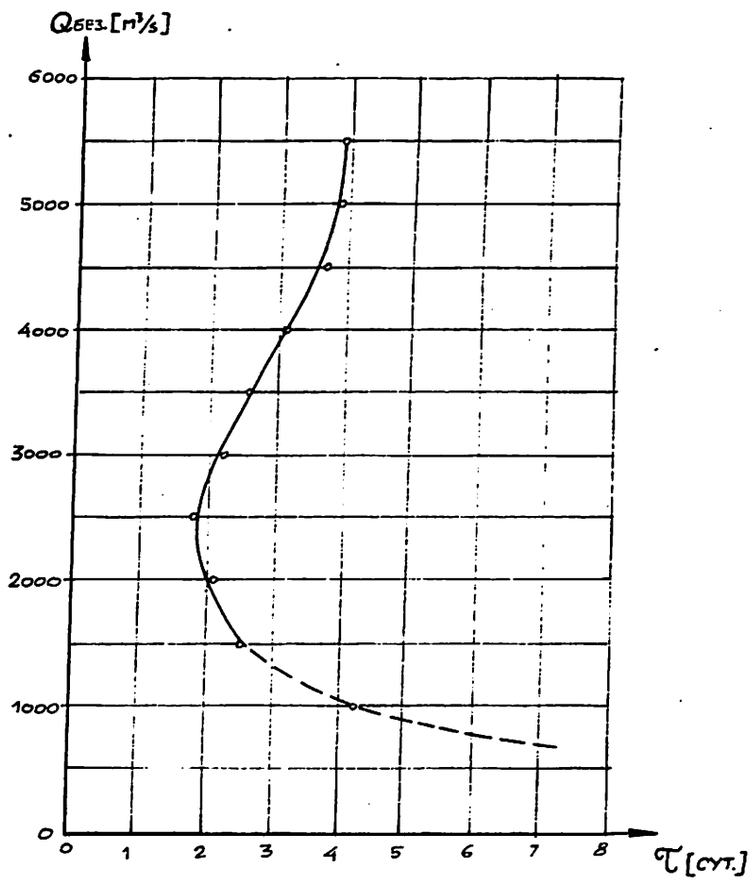
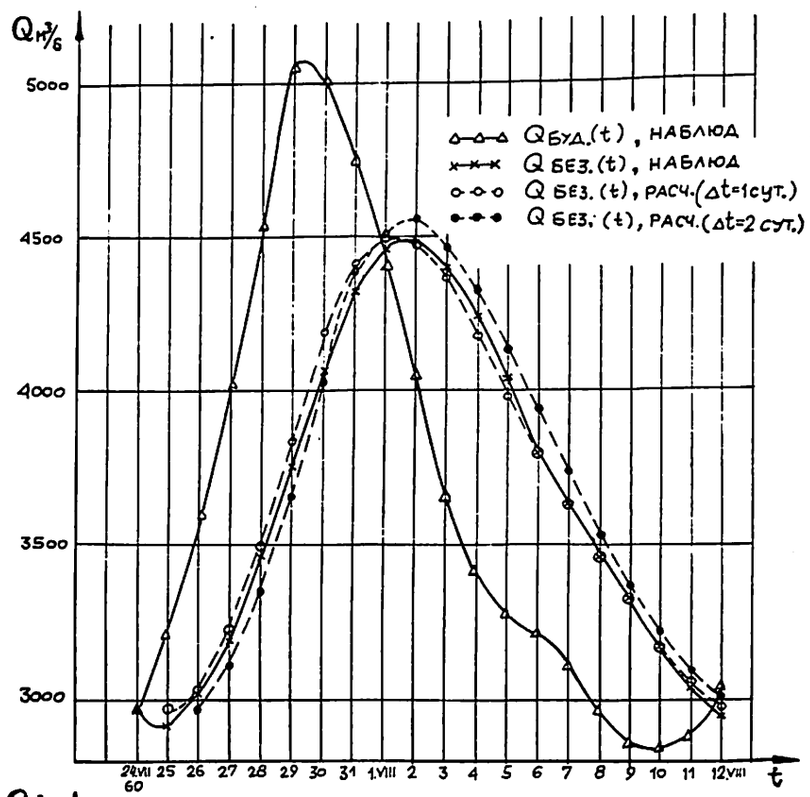
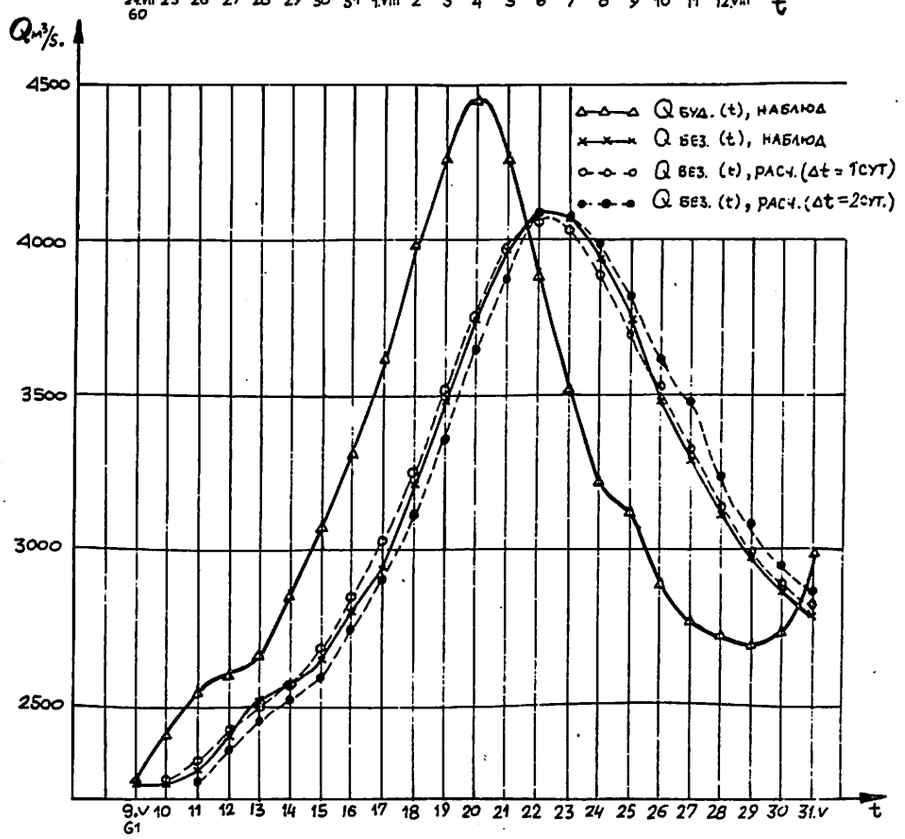

Q
t
$Q_B(t)$
$Q_H(t)$
$Q_{B,t}$
$Q_{H,t+\Delta t}$
$Q_{H,t+\Delta t}-Q_{H,t}$
$Q_{B,t}-Q_{H,t}$
$Q_{H,t}$
$Q_{H,t}$
$Q_{H,t+\Delta t}$
$Q_{H,t+\Delta t}-Q_{H,t}$
$Q_{B,t}$
$Q_{B,t}-Q_{H,t}$
Δt
Δt

РИС.1.


Ψ(Q)
1,0
0,5
0
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
Qбез. [м³/s]
Ψ₂(Q)
Ψ₁(Q)


Qбез. [м³/s]
6000
5000
4000
3000
2000
1000
0
0
1
2
3
4
5
6
7
8
τ [сут.]


Q м³/с
5000
4500
4000
3500
3000
Q буд.(t), наблюд
Q без.(t), наблюд
Q без.(t), расч.(Δt=1сут.)
Q без.(t), расч.(Δt=2 сут.)
24.VII 25 26 27 28 29 30 31 1.VIII 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12.VIII
60
t


Q м³/с.
4500
4000
3500
3000
2500
Q буд. (t), наблюд
Q без. (t), наблюд
Q без. (t), расч. (Δt = 1сут)
Q без. (t), расч. (Δt=2сут.)
9.V 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 28 29 30 31.V
61
t

Петер БАРТА инж. гидролог
Научно-исследовательский институт водного хозяйства
Будапешт

ПРОГНОЗ ПАВОДКОВ Р. ТИСЫ ПО ОСАДКАМ

Резюме

Прогноз паводков в бассейне Верхней-Тисы по методу соответственных уровней из-за малой заблаговременности является не эффективным. С целью удовлетворения требований защиты от наводнений возникла несбходимость разработки методики оперативного прогноза по осадкам.

В настоящей работе показаны два вида решения этой задачи:

а/ определение многофакторных зависимостей с помощью метода множественной графической корреляции,

б/ линейная математическая модель с концентрированными параметрами.

Сравнительная оценка двух методов проведена на основе прогнозов свыше 70 паводков. Почти третья часть проверочных прогнозов составлена на независимом материале, что обеспечивает объективность оценки.

Bartha, P. Ingenieur-Hydrologe
Forschungsanstalt für Wasserwirtschaft VITUKI
Budapest

Vorhersage von Hochwasserwellen aus Niederschlag an der Theiss

A n n o t a t i o n

Im Einzugsgebiet der oberen Theiss hat sich die Methode der zusammengehörigen Wasserstände nicht als genügend wirksam erwiesen. Aus diesem Grund musste zur Befriedigung der Bedürfnisse des Hochwasserschutzes ein operatives Vorhersagemodell erarbeitet werden, das eine Vorhersage der Hochwasserwellen ausgehend von den Niederschlägen im Einzugsgebiet ermöglicht.

Der Bericht zeigt hierfür zwei Lösungen:

a/ Bestimmung einer zeichnerischen Korrelation mit mehreren Veränderlichen
b/ lineares mathematisches Modell mit konzentrierten Parametern.

Eine vergleichende Auswertung der zwei Verfahren wird anhand von Vorhersagen für mehr als 70 Hochwasserwellen gezeigt. Rund Eindrittel der Vorhersagen baut auf unabhängiges Material auf, wodurch die Objektivität der Aussagen bei der Wertung gewährleistet ist.

В практике гидрологического прогнозирования часто применяют методы соответственных расходов и уровней. Наилучшие результаты эти методы дают на больших ровнинных реках, где русловое добегание обеспечивают достаточную заблаговременность прогноза.

Однако эти методы часто могут успешно применяться на средних и иногда на малых реках. После катастрофических паводков 1970 года в Венгрии были составлены прогностические способия по методу соответственных уровней для прогноза паводочных волн на крупных притоках Тисы и на самой Тисе выше города Вашарошнамень. Результаты проверочных прогнозов показали, что ошибки предсказания колеблются в приемлимых пределах.

Требования потребителей гидрологических прогнозов, органов по защите от наводнения более высокие чем полученные результаты. Организация защиты, в необходимых случаев эвакуация населения и имущества требует относительно много времени и естественно, что заблаговременность прогноза должна быть выше этого.

В методе соответственных уровней возможная заблаговременность прогноза лимитируется временем руслового добегания и ее увеличение возможно лишь с применением методов прогноза стока по осадкам.

В настоящем докладе кратко изложены результаты первого этапа исследований по составлению методики прогноза макисмальных уровней реки Тисы в пограничном створе у города Тисабеч.

Исходные данные:
Выше створа Тисабеч водосбор реки Тисы находится на территории СССР и СРР. По международным соглашением служба гидрологических прогнозов ВНР ежедневно получает данные об осадках

с 17 постов, данные об уровнях 18 постов. В полученных сводках даются суточные количества осадков и уровни за один или за два срока наблюдений. Водосбор реки у створа Тисабеч составляет 9707 км^2, что означает, что один осадкомерный пост должен характеризовать 571 км^2 площади. Расчет средних по водосбору осадков производился простым осреднением по 10 равномерно распределенным станциям. Метод изогиет или метод многоугольников является более точным, но их применение в оперативной работе из-за сложности расчетов оказывается затруднительным и при таком малом числе постов редко дает более качественные результаты.

Данные об уровнях створы Тисабеч были получены с поста, где установлен самописьец уровня, таким образом можно считать, что величина уровней в нижнем створе определена с достаточной точности. Расходы были рассчитаны по кривой расходов определенной для станции по измерениям произведенным на двух соседних створах Вилок и Тивадар.

Применяемые методы

Поставленная задача, разработка методики оперативных прогнозов по осадкам и исходные данные определяли возможность выбора метода.

Учитывая качество исходных данных исследования велись от применения простых корреляционных зависимостей между осадками и максимальными уровнями замыкающем створе до применения математических моделей формирования дождевых паводков.

На первом этапе были рассмотрены:

1/ метод множественной графической корреляции для

определения максимальных уровней дождевых паводков.

2/ математическая модель формирования дождевых паводков с концентр·

1/ Величина максимума дождевых паводков в определенном водосборе зависит от многих факторов, в первую очередь от строения и рельефа водосбора, характера подстилающей поверхности, величины интенсивности осадков, количества осадков и т.д.

При имеющихся данных учет интенсивности осадков оказался невозможным. Состояние подстилающей поверхности учитывалась косвенным путем, индексом предшествующего увлажнения X_{10}.

Определяемую зависимость можно записать в виде:

$$Q_{макс} = f\,/X_{макс},\ X_{10},\ Q_o\ / \qquad /1.1/$$

где:

$X_{макс}$ - максимальная суточная величина осадков

X_{10} - индекс предшествующего увлажнения

Q_o - расход воды перед началом подъема воды в замыкающем створе.

Зависимость 1.1 была определена методрм графической корреляции. Этот метод уже давно применяется в практике гидрологических прогнозов и дает хорошие результаты и при определении многофакторных нелинейных зависимостей.

Для определения зависимости 1.1 были использованы данные 114 паводков. Поскольку зависимость содержит только 3 независимых переменных, точность определения вида зависимости можно считать удовлетворительной. Оценка надежности

метода была проведена на зависимом материале за период 1960-69 гг и на независимом материале за период 1970 - -71 гг. В последнем включены данные катастрофических паводков мая 1970-го года. Таким образом можно было определить и надежность экстраполяции установленных зависимостей. В результаты проверочных прогнозов рассмотрим дальне при сравнении двух методов прогнозирования.

2/ Учитывая качество существующих исходных данных была выбрана самая простая математическая модель формирования дождевых паводков, именно линейная модель с концентрированными параметрами. Трансформацию поверхностного стока можно описать следующим уравнением:

$$Q_{/t/} = \int_0^t q_{/t-\tau/}\, P_{/t/}\, d\tau \qquad /2.1/$$

где

$q_{/t-\tau/}$ - поверхностный сток

$P_{/t/}$ - функция влияния, которая хорошо аппроксимируется функцией

$$P_{/t/} = \frac{1}{\tau\,/u-1/\,!}\Big/\frac{t}{\tau}\Big/^{u-1} e^{-\frac{t}{\tau}} \qquad /2.2/$$

здесь u и τ эмпирически определяемые параметры.

Определение поверхностного стока по осадкам по существу заключается в определении потерь на инфильтрацию, на испарение, на заполнение бессточных углублений и т.д. Не имея данных об этих процессах средний по бассейну слой поверхностного стока или точнее слой эффективных осадков определялся с помощью коэффициента стока:

$$q_{/t/} = \bar{X}_t \cdot \alpha \qquad /2.3/$$

где
$$\alpha = \frac{\sum_{i=0}^{i=t} /Q_{ti} - Q_o/}{F \cdot \sum_{i=0}^{i=t} \bar{X}_t} \qquad /2.4/$$

F - площадь бассейна.

При прогнозе гидрографа паводка определяющие коэффициента стока величины, объем осадков $F \sum \bar{X}_t$ и объем стока не известны, поэтому значение α также нужно предсказать.

Для прогноза коэффициента стока была использована следующая зависимость:

$$\alpha = \alpha_1 /X_{макс}/ + \alpha_2 /X_{10}/ + \alpha_3 /Q_o/ \qquad /2.5/$$

где: $X_{макс}$ - максимум суточных осадков

X_{10} - индекс предшествующего увлажнения

Q_o - расход воды перед началом подъема.

Определение зависимости 2.5 проводилось методом графической корреляции.

Параметры функции влияния 2.2 определялись подбором на аналоговой моделирующей машине ПР-43. Они были подобраны таким образом, чтобы ошибки определения максимальной ординаты гидрографа были минимальными. Результаты оценки величины ошибок в определении максимума показали, что они в среднем соста-

вляют около 10 % от максимальной ординаты подъема и только в очень редких случаях можно встретить большие расхождения.

Ошибки прогноза коэффициента α' значительные. Улучшение результатов оказалось безуспешным даже при введении дополнительных параметров.

Анализ и оценка полученных результатов

Оценка результатов проверочных прогнозов проведилась по данным около 70 паводков. Точность прогнозов оценивалась среднеквадратической ошибкой проверочных прогнозов.

Если сравнить точность метода графической корреляции и точность результатов математической модели, то их можно считать равной. Средняя ошибка проверочных прогнозов составляет 42,3 см и 38,4 см их среднеквадратической ошибка соответственно 52,2 см и 53,8 см. Эффективность прогноза в обоих случаев можно считать удовлетворительной.

Хотя математическая модель даже в таком упрощенном виде точнее характеризует трансформацию поверхностного стока неточное определение коэффициента стока резко снижает точность результатов.

Точность прогноза в первую очередь зависит от точности определения потерь стока и не от точности аппроксимации функции трансформации. Применяя разные функции влияния и методов их оптимизации можем изменять точность расчетов на несколько процентов или на несколько десятков процентов. При определении величины эффективных осадков или поверхностного стока можем делать ошибки на сотни процентов, особенно при малой величине коэффициента стока.

Поэтому для применения математических моделей в оперативных прогнозах нужно найти такие связи по которым надежно определяются потери.

Erstellung eines mathematischen Abflußmodelles an der österreichischen Donau

Dipl.Ing.Dr.techn.Anton Urban

Österreichische Donaukraftwerke AG

Durch Errichtung eines Flußkraftwerkes werden die Abflußverhältnisse durch den Aufstau mehr oder weniger stark beeinflußt. Gefälle, Fließgeschwindigkeiten, Wasserspiegelhöhen, der zeitliche Ablauf von Hochwässern und die damit zusammenhängenden Prozesse werden noch zusätzlich durch betriebliche Manipulationen verändert. Diese künstlichen Eingriffe in das Abflußgeschehen werden durch behördliche Vorschreibungen geregelt und es wird damit auf die vielseitigen, hauptsächlich öffentlichen Interessen Rücksicht genommen.

Das Ausschalten von größeren Retentionsräumen, das Entleeren und Wiederauffüllen von Stauräumen ist unter anderen die größte Ursache für die Schwierigkeiten bei der Erstellung einer Abflußprognose.

Schon im Projektsstadium versucht man an Hand von flußbaulichen Modellen alle diese Einflüsse festzustellen und durch gezielte Baumaßnahmen ihre negativen Auswirkungen zu mildern. Das zwingt zu einer möglichst naturgetreuen Abbildung von Hochwasserwellen in einem Modell um auch den zeitlichen Ablauf zu untersuchen. Die Simulierung solcher Wellen erfordert einen großen Meß-, Personal- und Sachaufwand und natürlich eine gute Versuchsorganisation.

Man benötigt schon eine große Erfahrung bei der Versuchsdurchführung, besonders wenn es sich zufolge des notwendigen Modellmaßstabes um ein Freiluft-Modell handelt, welches durch Wettereinflüsse weitere Schwierigkeiten und Fehlermöglichkeiten mit sich bringt.

Als Ergänzung und Weiterführung der Untersuchungen beim Kraftwerk Ottensheim-Wilhering an der österreichischen Donau hat sich das Aufstellen eines mathematischen Abflußmodelles als günstig erwiesen. Dies hat noch den großen Vorteil, daß jede Berechnung unter gleichen Voraussetzungen mit verschiedenen Bedingungen durchgeführt werden kann.

Aus den vielen Veröffentlichungen und Vorträgen der letzten Jahre ist der Fortschritt auf dem Gebiete der mathematischen Abflußmodelle zu ersehen. Deshalb will ich viele Begriffe als bekannt voraussetzen und nur grundsätzlich erwähnen.

Es wurde hier ein Differenzenverfahren mit festem Netz zur Berechnung der instationären Strömung verwendet. Aus der Kontinuitätsbedingung (1) und der Bewegungsgleichung (2) (Abb. 1 und 2) werden die Arbeitsgleichungen gewonnen.

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial F}{\partial t} = 0 \qquad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v\frac{\partial v}{\partial x} + g\frac{\partial H}{\partial x} + gJ = 0 \qquad (2)$$

Obiges System von Differentialgleichungen lösen wir nach einigen Umformungen mit einer Näherung und zwar durch Ersetzen der Differentiale durch Differenzen, wie dt durch Δt, dx durch Δx usw.

Bezeichnet man mit Δx_i den Abstand der Profile zwischen x_i und x_{i+1} (Abb. 3) so erhält man im betrachteten Ort x_i die unbekannte Wasserspiegelhöhe H_i^* und die mittlere Fließgeschwindigkeit v_i^* zum Zeitpunkt $t + \Delta t$ explizit wie folgt:

Wasserspiegelhöhe H_i^* zum Zeitpunkt $t^* = t + \Delta t$

$$H_i^* = H_i - \frac{\Delta t}{2\Delta x_i B_i}\left\{(1-\eta)v_i F_i - v_{i-1}F_{i-1} + \eta v_{i+1}F_{i+1} + \right.$$
$$\left. + \sqrt{\frac{B_i F_i}{g}}\left[v_i\left((1+\eta)v_i - v_{i-1} - \eta v_{i+1}\right) + g\left((1+\eta)H_i - H_{i-1} + \eta H_{i+1}\right)\right]\right\} \qquad (3)$$

Fließgeschwindigkeit v_i^* zum Zeitpunkt $t^* = t + \Delta t$

$$v_i^* = v_i - \frac{\Delta t}{2\Delta x_i}\left\{\sqrt{\frac{g}{B_i F_i}}\left[(1+\eta)v_i F_i - v_{i-1}F_{i-1} - \eta v_{i+1}F_{i+1}\right] + \right.$$
$$\left. + v_i\left[(1+\eta)v_i - v_{i-1} + \eta v_{i+1}\right] + g\left[(1-\eta)H_i - H_{i-1} + \eta H_{i+1}\right]\right\} - \Delta t J g \qquad (4)$$

$$\eta = \frac{\Delta x_i}{\Delta x_{i+1}} \qquad J = \frac{v_i |v_i|}{k_i^2 R_i^{4/3}}$$

Die berechneten Werte von H_i^* und v_j^* in den festgelegten Orten sind nur Näherungen welche mit Vernachlässigung der Profile

natürlich immer besser werden. Bekanntlich ist der Rechenschritt Δt proportional dem Profilabstand Δx, so daß die Profilverdichtung zufolge der steigenden Rechenzeit zu einem wirtschaftlich noch vertretbaren Grenzwert führt.

Die Werte am Beginn und Ende der Modellstrecke können aus Randbedingungen ermittelt werden, auf welche ich hier nicht näher eingehen will. Es sind dies Ganglinien von Höhe oder Durchfluß, Schlüsselkurven usw.

Die Gleichungen gelten aber nur ohne Zu- und Abfluß. Bei seitlichen Zuflüssen in einem Profil (Abb.6), deren Gesamtzahl n sein möge, erhalten wir mit Abb.7 unter der Voraussetzung gleicher Profilabstände Δx im Mündungsbereich für die Höhe und Geschwindigkeit folgende Gleichungen:

$$H_i^* = H_i - \frac{n}{n-1}\frac{\Delta t}{\Delta x B_i}\left\{v_{i-1}F_{i-1} - \frac{1}{n}\sum_n v_{i-1}F_{i-1} + \frac{1-n}{n} v_i F_i\right\} +$$
$$+\sqrt{\frac{B_i F_i}{g}}\left[v_i\left(2v_i - \frac{1}{n}\sum_n v_{i-1} - v_{i-1}\right) + g\left(2H_i - \frac{1}{n}\sum_n H_{i-1} - H_{i-1}\right)\right]\Bigg\} \quad (5)$$

$$v_i^* = v_i - \frac{1}{n+1}\frac{\Delta t}{\Delta x}\left\{\sqrt{\frac{g}{B_i F_i}}\left(2v_i F_i - \sum_n v_{i-1}F_{i-1} - v_{i-1}F_{i-1}\right) + v_i\left[(n-1)v_i - \sum_n v_{i-1} + v_i\right] +\right.$$
$$\left. + g\left[(n-1)H_i - \sum_n H_{i-1} + H_{i-1}\right]\right\} - \Delta t\, J g \quad (6)$$

Falls keine Zubringer vorhanden sind, also n = 1, entstehen die Gleichungen (3) und (4) mit konstantem Δx.

Analog hiezu kann man die Gleichungen für eine Verzweigung aufstellen.

Wichtig ist noch der seitliche Zu- und Abfluß zwischen zwei Profilen. Es ist der Fall einer Hochwasserüberflutung der Ufer. Wie Abb.9 zeigt wird bei Kraftwerken in der Niederung an der Österreichischen Donau bewußt die Dammkrone an bestimmten Stellen tiefer gelegt um noch einen Teil der Retentionswirkung zu erhalten. Die Überfallbeiwerte solcher Streichwehre kann man entweder aus den vorhergegangenen hydraulischen Modellversuchen ermitteln oder aus ähnlichen Fällen übernehmen.

Mit der Vereinfachung, dass die Komponente des Überfalles senkrecht auf die Fliessrichtung steht, ergibt sich

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial F}{\partial t} + q = 0 \quad (7)$$

und in weiterer Folge:

$$H_i^{v} = H_i - \frac{\Delta t}{2B_i x_i}\left\{\eta v_{i+1}F_{i+1} - v_{i-1}F_{i-1} + (1-\eta)v_i F_i + \Delta x_i (q_i + q_{i+1}) + \right.$$
$$\left. + \sqrt{\frac{B_i F_i}{g}}\left[v_i (v_i - v_{i-1} - \eta(v_{i+1} + v_i)) + g(H_i - H_{i-1} - \eta(H_{i+1} - H_i))\right]\right\} \quad (8)$$

$$V_i^{v} = V_i - \frac{\Delta t}{2\Delta x_i}\left\{\sqrt{\frac{g}{B_i F_i}}\left[(1+\eta)v_i F_i - v_{i-1}F_{i-1} - \eta v_{i+1}F_{i+1} + \Delta x_i (q_i - q_{i+1})\right] + \right.$$
$$\left. + v_i\left[v_i - v_{i-1} + \eta(v_{i+1} - v_i)\right] + g\left[H_i - H_{i+1} + \eta(H_{i+1} - H_i)\right]\right\} - \Delta t\, J_g \quad (9)$$

All diese theoretischen Überlegungen fanden in einen Computerprogramm ihren Niederschlag. Bei der praktischen Arbeit haben sich im Laufe der Zeit noch weitere Probleme ergeben.

Betrachtet man die verwendete Ableitung

$$\frac{\partial Q}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial x} F + \frac{\partial F}{\partial x} v$$

so sieht man, daß F eine differenzierbare stetige Funktion von x sein soll. Wie Abb.12 zeigt, ist dies bei den Profildaten eines Flusses nicht immer der Fall. Um keine großen Fehler zu begehen und damit ein Versagen der Differenzenmethode zu vermeiden, muß man die Funktionen für Fläche F, Breite B und hydraulischem Radius R glätten oder einen sehr kleinen Profilabstand wählen, welcher dann die Rechnung kostenmäßig undurchführbar macht. Umfangreiche Testrechnungen haben dies bewiesen.

In den bisher betrachteten Stauräumen der Donaukraftwerke in Österreich war es möglich, als Ausgleichskurven für diese Funktionen Gerade zu verwenden. Sie werden nach einer statistischen Methode für konstante Höhen (Abb.12) ermittelt. Man kann die Daten des Stauraumes noch einfacher beschreiben und damit die Rechnung des Computers beschleunigen. Bezeichnet man in einem kartesischen Koordinatensystem mit x die Stationierung, y = Fläche, Breite oder hydraulischen Radius R, so kann

man die Linien H = Konstant als Höhenschichtenlinien z deuten und eine Fläche mit

$$z = a_0 + a_1 x + a_2 y + a_3 x^2 + a_4 xy + a_5 y^2$$

einlegen. Mit der Bedingung, daß die Summe der Fehlerquadrate jeweils ein Minimum sein soll, ermittelt man die Koeffizienten a, b und c der Funktionen F = F (a, x, H), B = B (b, x, H) und R = R (c, x, H).

Damit ist die Geometrie des Stauraumes mit 3 x 6 = 18 Koeffizienten hinreichend genau beschrieben. Die Gültigkeit dieser Vereinfachung muß aber in jedem einzelnen Modell überprüft werden. Diese Methode ist besonders bei Rechenmaschinen mit kleinem Kernspeicherinhalt zu empfehlen, da die Unterbringung der Profildaten dort nur auf einem externen Speicher möglich sein wird.

Die Wasserspiegelhöhen und Durchflüsse des Anfangszustandes müssen bekannt sein, bzw. werden mit Hilfe der Vorwärts- und Rückwärtscharakteristiken berechnet. Das Ergebnis so einer Berechnung entspricht den Bedingungen unseres Differenzenverfahrens.

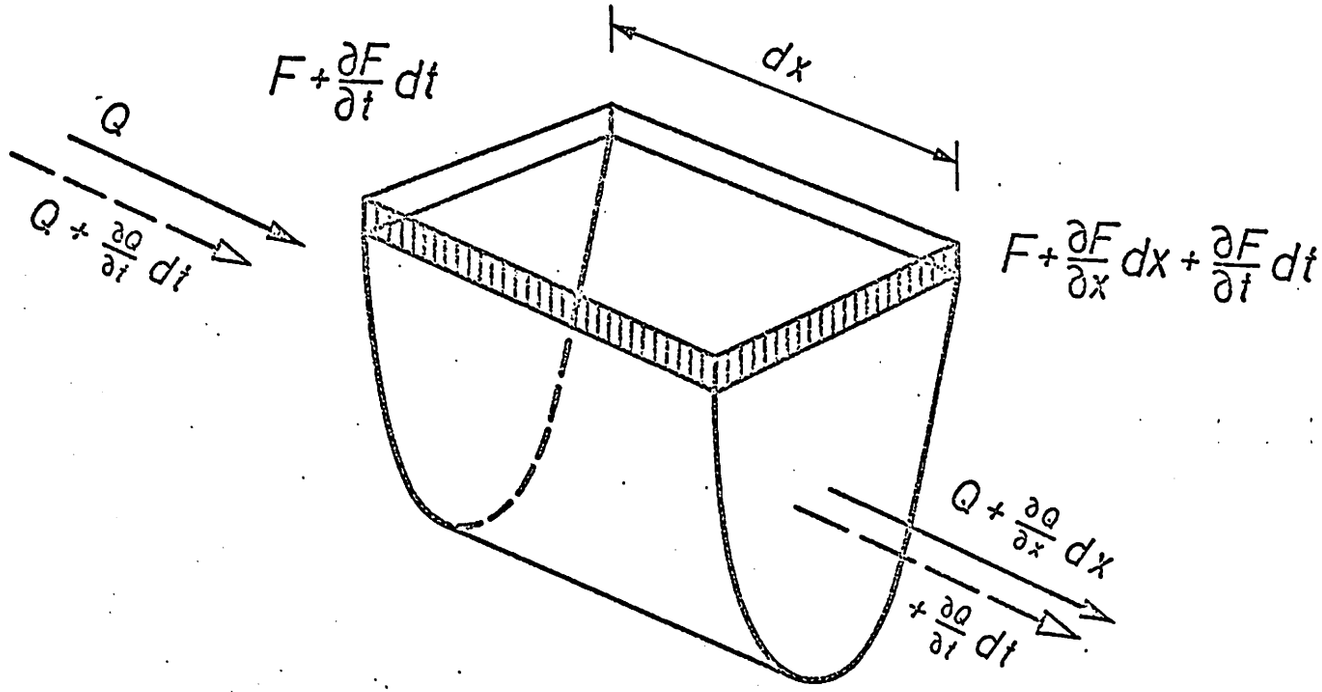
Soll ein in der Natur aufgenommener Wasserspiegel als Anfangszustand verwendet werden, so muß zunächst mit der Berechnung des Fließbeiwertes das Modell geeicht werden, das heißt der errechnete Wasserspiegel soll dem gemessenen durch Wahl des Beiwertes angepaßt werden.

Dieses Differenzenverfahren mit festem Netz bringt nicht immer den gewünschten Erfolg, da es ja nur ein Näherungsverfahren ist. Bei der Ermittlung der Spiegelschwankungen eines als Unterbecken eines Pumpspeicherwerkes dienenden Donaukraftwerkes, war die Genauigkeit des Ergebnisses unzureichend. Bei einem Fehler von 1 m^3/s am Durchflußprofil bei einem Gesamtdurchfluß von ca. 1000 m^3/s betrug der Höhenfehler pro Rechenschritt ca. 1 mm. Ein winziger Fehler, der sich aber im Laufe der Rechnung aufsummierte und so das Rechenergebnis unbrauchbar machte. Nach dem Scheitern dieser Berechnung wurde dann versucht dieses Problem mit geringeren

Profilabständen zu lösen, was aber auch nicht zum Erfolg führte, aber den Einfluß der Wegschritte zeigte. In Abb.15 sind beide Ganglinien eingetragen. Der Vergleich mit anderen Ergebnissen aus der Literatur zeigt, daß der Profilabstand nicht über die ein- bis zweifache Spiegelbreite des Profils hinausgehen soll. Das Differenzenverfahren mit festem Netz ist für plötzliche Durchflußänderungen wie sie der Pumpspeicherbetrieb mit sich bringt, nicht geeignet. Hier wäre das Charakteristikenverfahren mit beweglichem Netz anzuwenden.

Weitaus bessere Resultate liefern die Simulierungen von Hochwasserwellen. Es zeigen die Abb.16 bis 19 Vergleiche von Wasserspiegellinien und Ganglinien zwischen flußbaulichen und mathematischen Modellen von Donaukraftwerken. Es traten unter anderen auch streichwehrartige Überflutungen der Dämme ein, deren Ablauf mit Hilfe dieses Modelles verfolgt werden konnte. Die mittlere Abweichung der Wasserspiegelhöhe an den Meßstellen betrug ca. 5 - 10 cm, wobei die Streuung des vergleichbaren hydraulischen Modelles größer war. Die Abflußbilanzen hatten Fehler von 1 - 3 %.

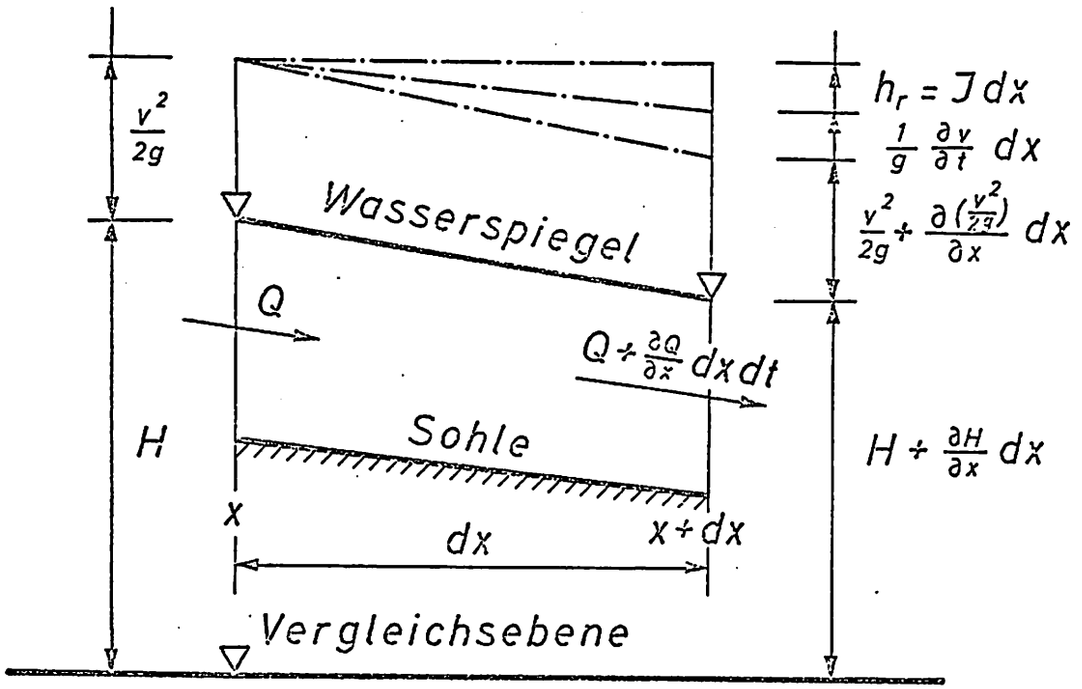
Ich habe gezeigt, daß der Ablauf des instationären Zustandes auch bei Flußkraftwerken - mit einigen Ausnahmen - mit dieser Differenzenmethode simuliert werden kann. Das Endziel dieser Berechnungen ist nicht nur die Darstellung verschiedener Betriebs- und Hochwasserzustände an der gesamten österreichischen Donau, sondern auch das Aufstellen einer Prognose für den Betrieb der Kraftwerkskette, um zu einem Optimum der Betriebsführung zu gelangen.



Volumsänderung = (Zufluß - Abfluß) · dt

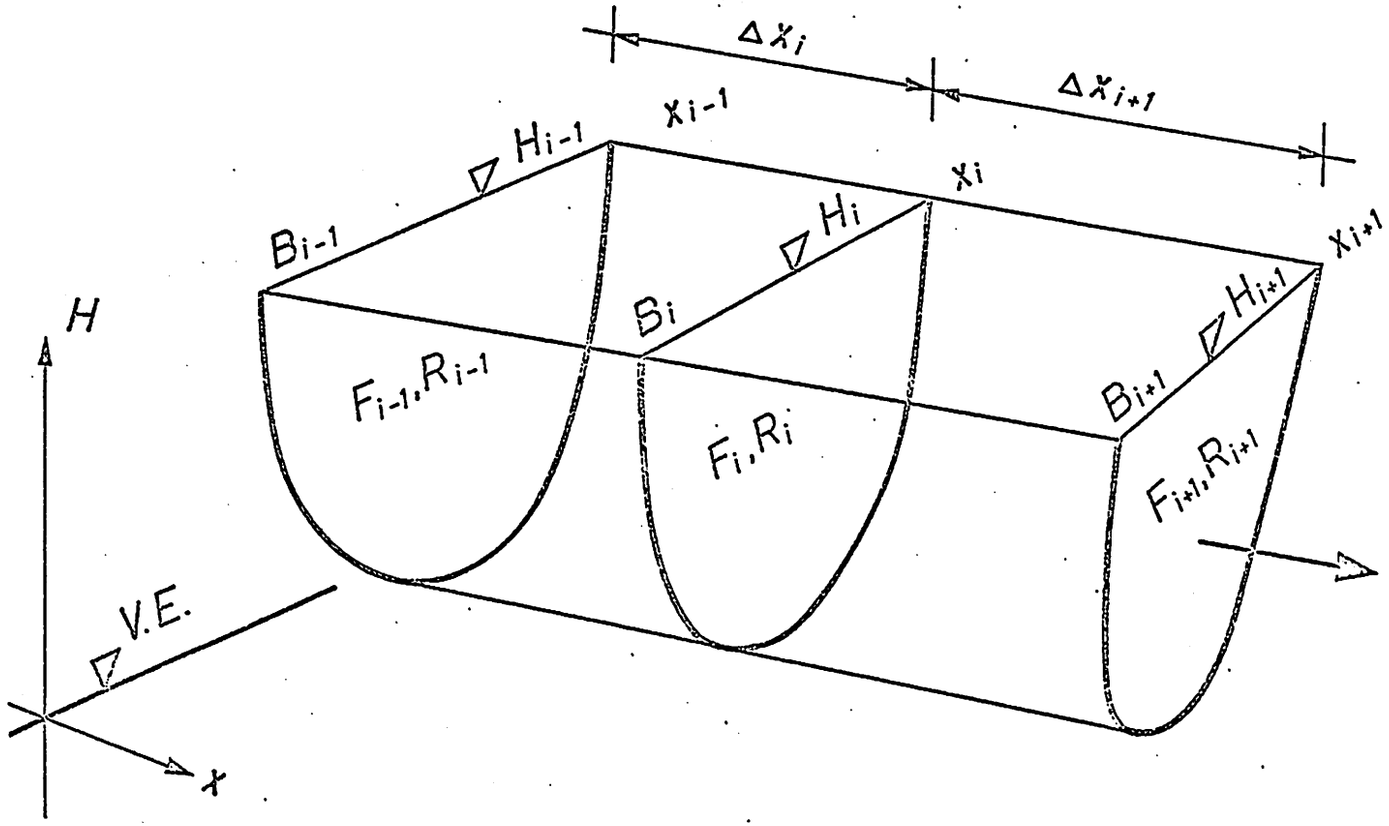
$$\frac{\partial Q}{\partial x}+\frac{\partial F}{\partial t}=0$$

DoKW D-12/1	Kontinuitätsgleichung	Mathem. Modell Abb. 1

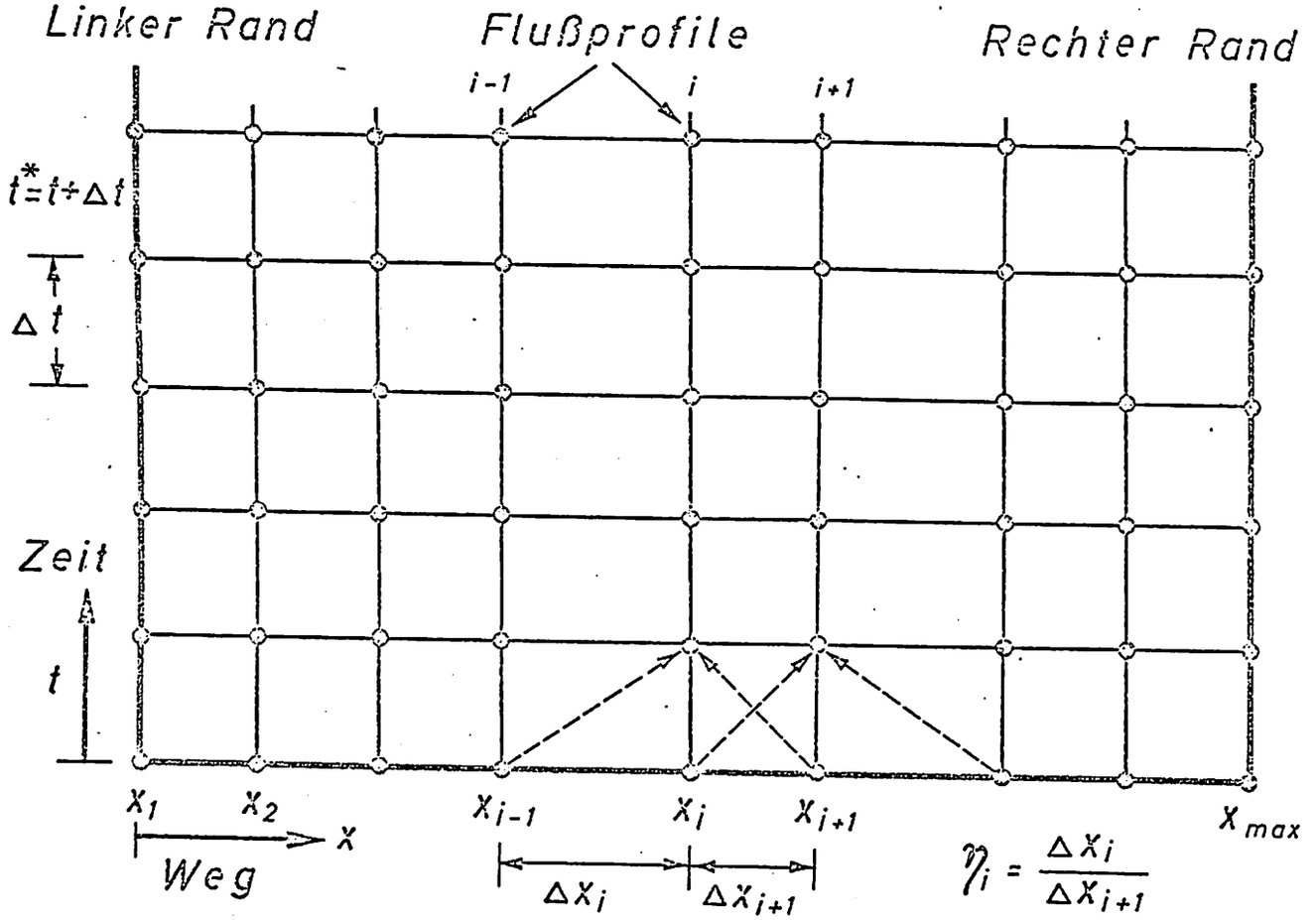


$$\frac{\partial v}{\partial t} + v\frac{\partial v}{\partial x} + g\frac{\partial H}{\partial x} + Jg = 0$$

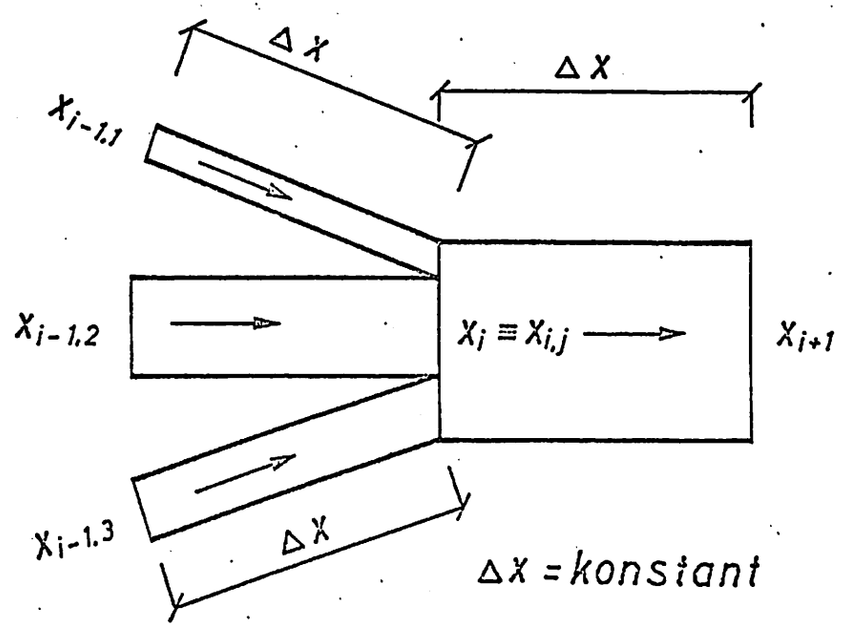
DoKW D-12/2	Dynamische Gleichung	Mathem. Modell Abb. 2



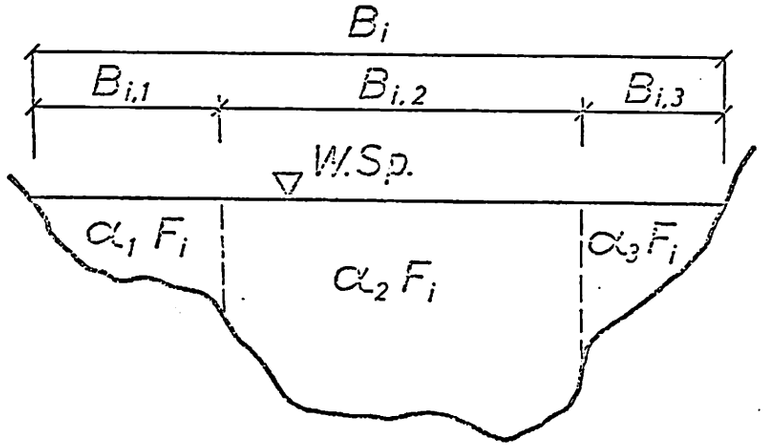
DoKW D-12/3	Profilbezeichnungen	Mathem. Modell Abb. 3



DoKW D-12/5	Charakteristiken mit festem Netz	Mathem. Modell Abb. 5



DoKW D-12/6	Zusammenfluß - Systemskizze	Mathem. Modell Abb. 6

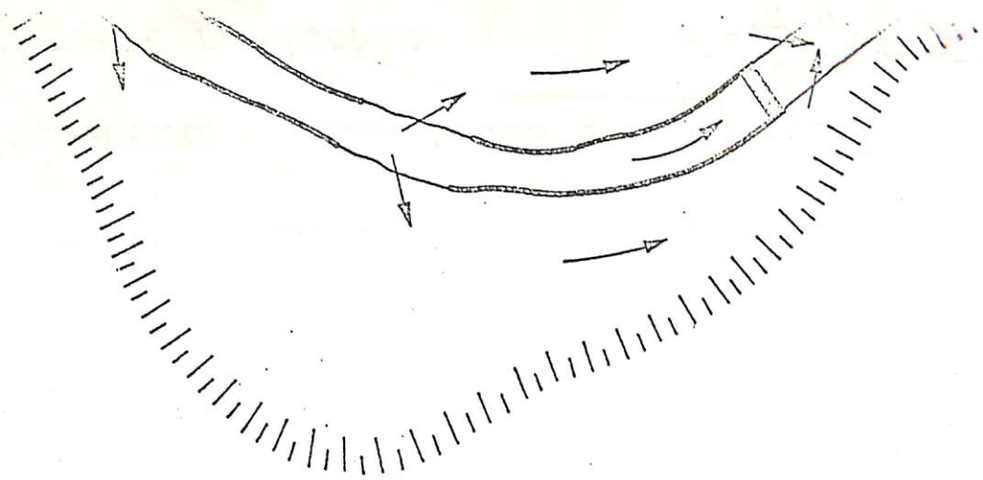


Summe der Breiten $B_i = \sum_{j=1}^{n} B_{ij}$

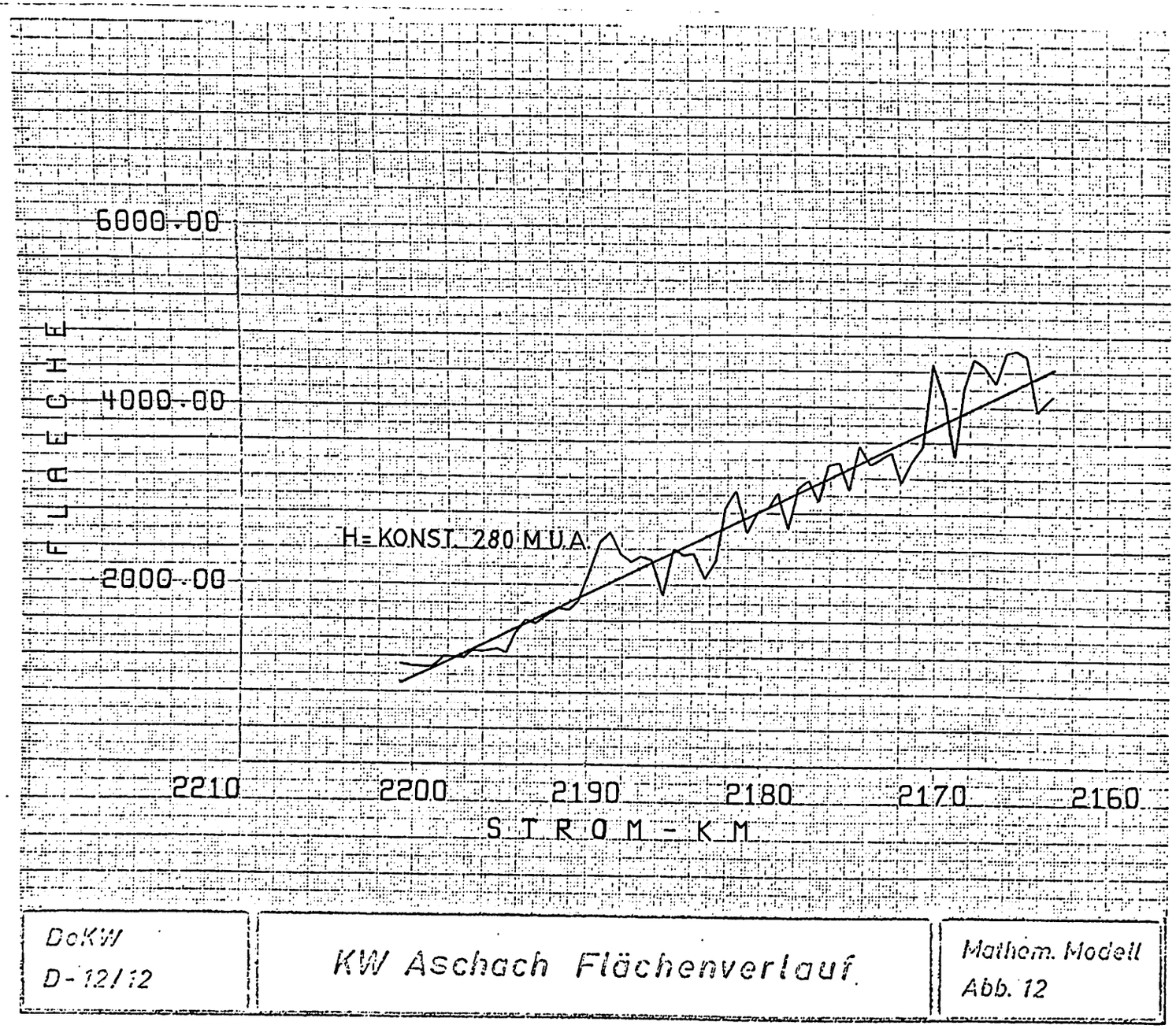
Flächenanteil des Zuflusses j $F_{ij} = \alpha_j F_i$

Summe der Flächen $F_i = \sum_{j=1}^{n} F_{ij} = F_i \sum \alpha_j$

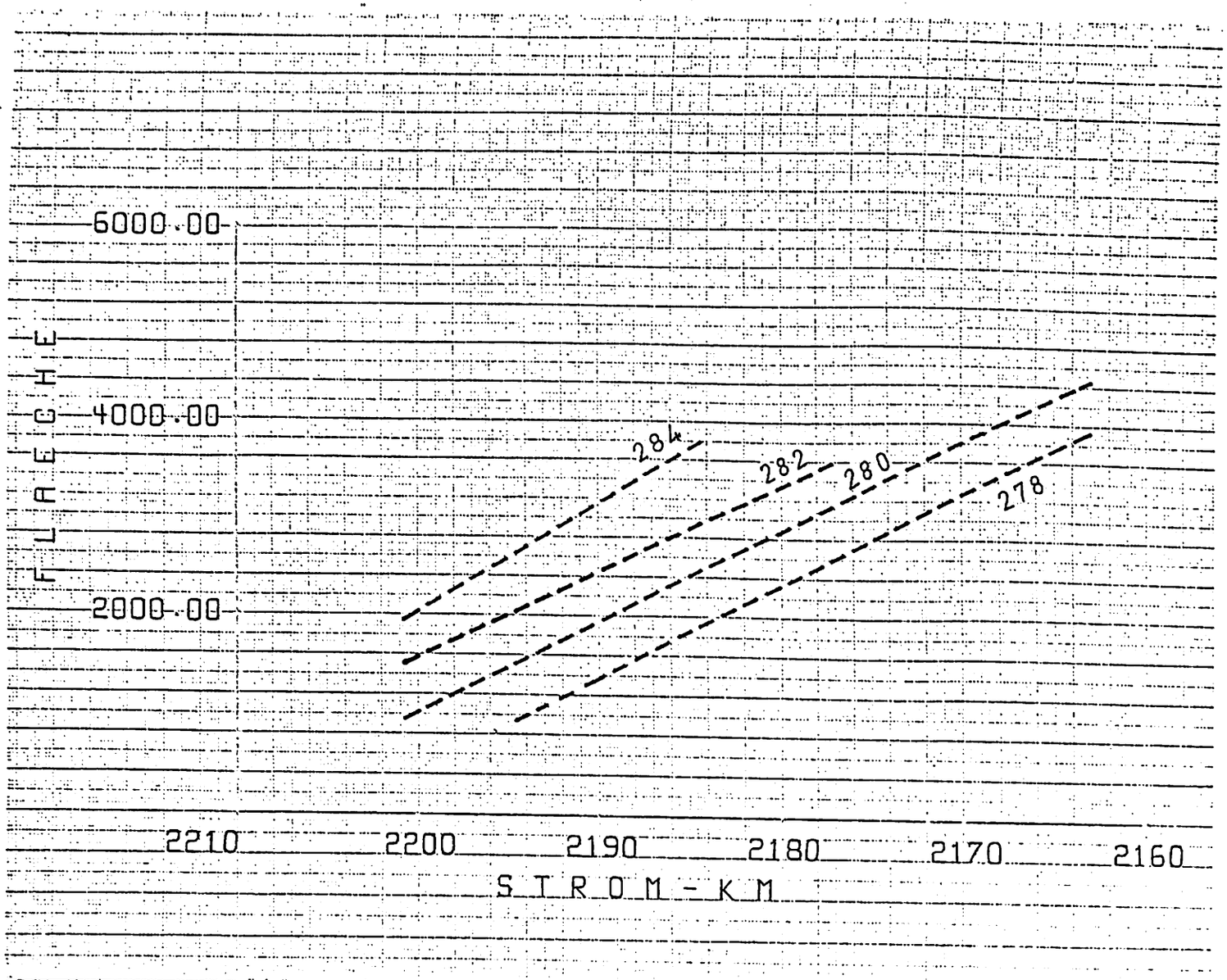
DoKW D-12/7	Zusammenfluß-Mündungsquerschnitt	Mathem. Modell Abb. 7



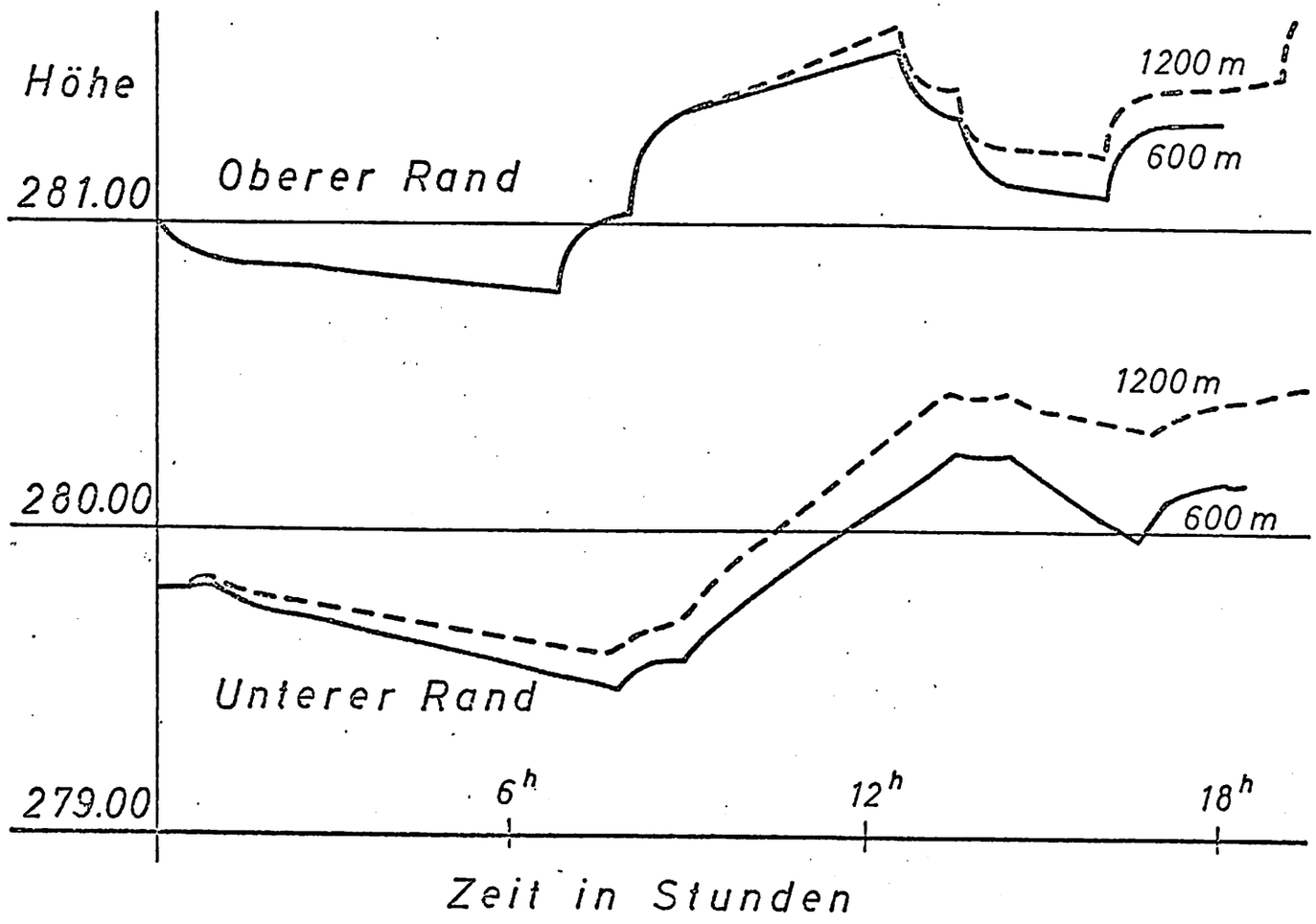
DoKW D-12/9	Überfall für Retention	Mathem. Modell Abb. 9



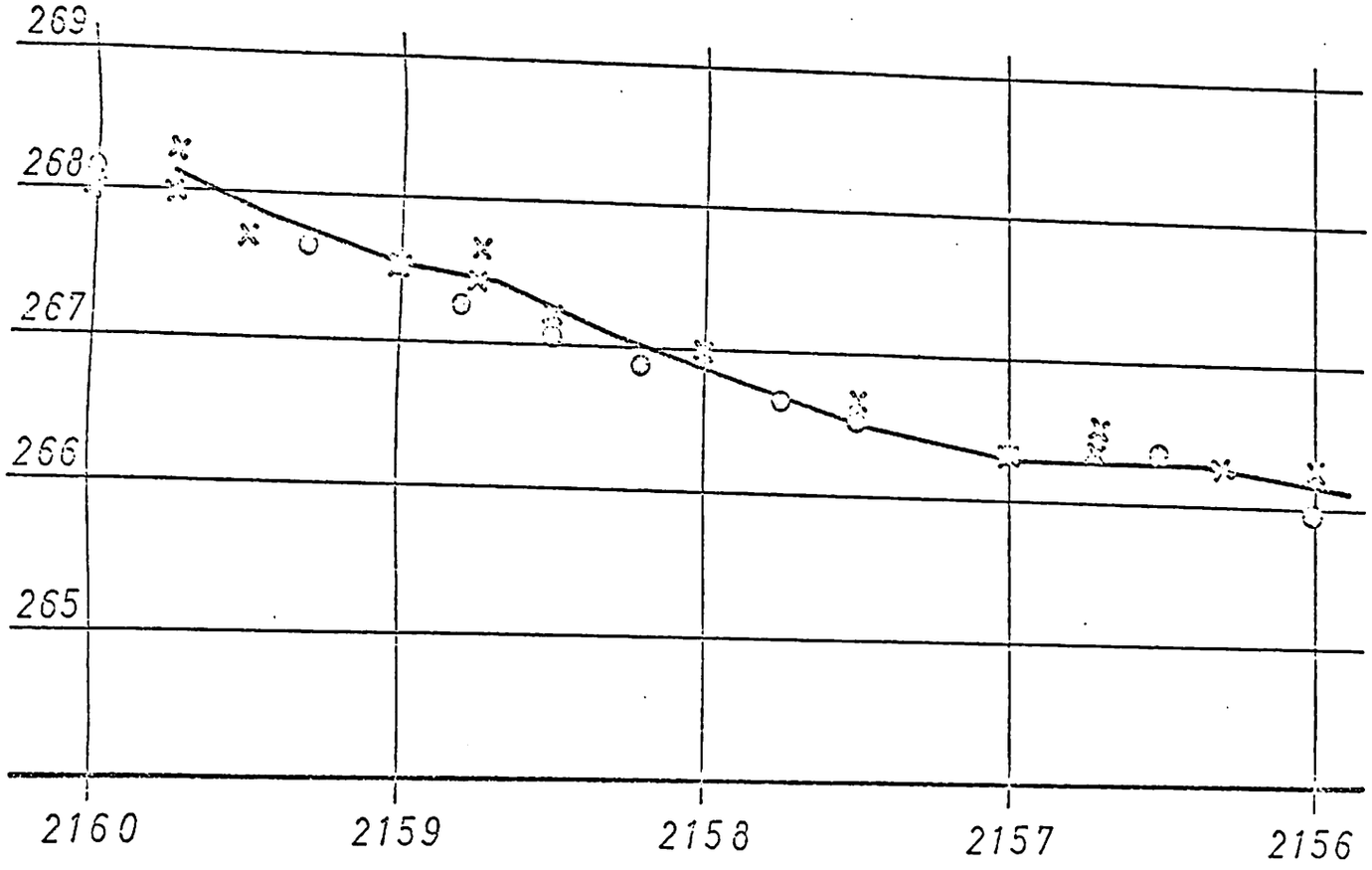
DoKW D-12/12	KW Aschach Flächenverlauf	Mathem. Modell Abb. 12



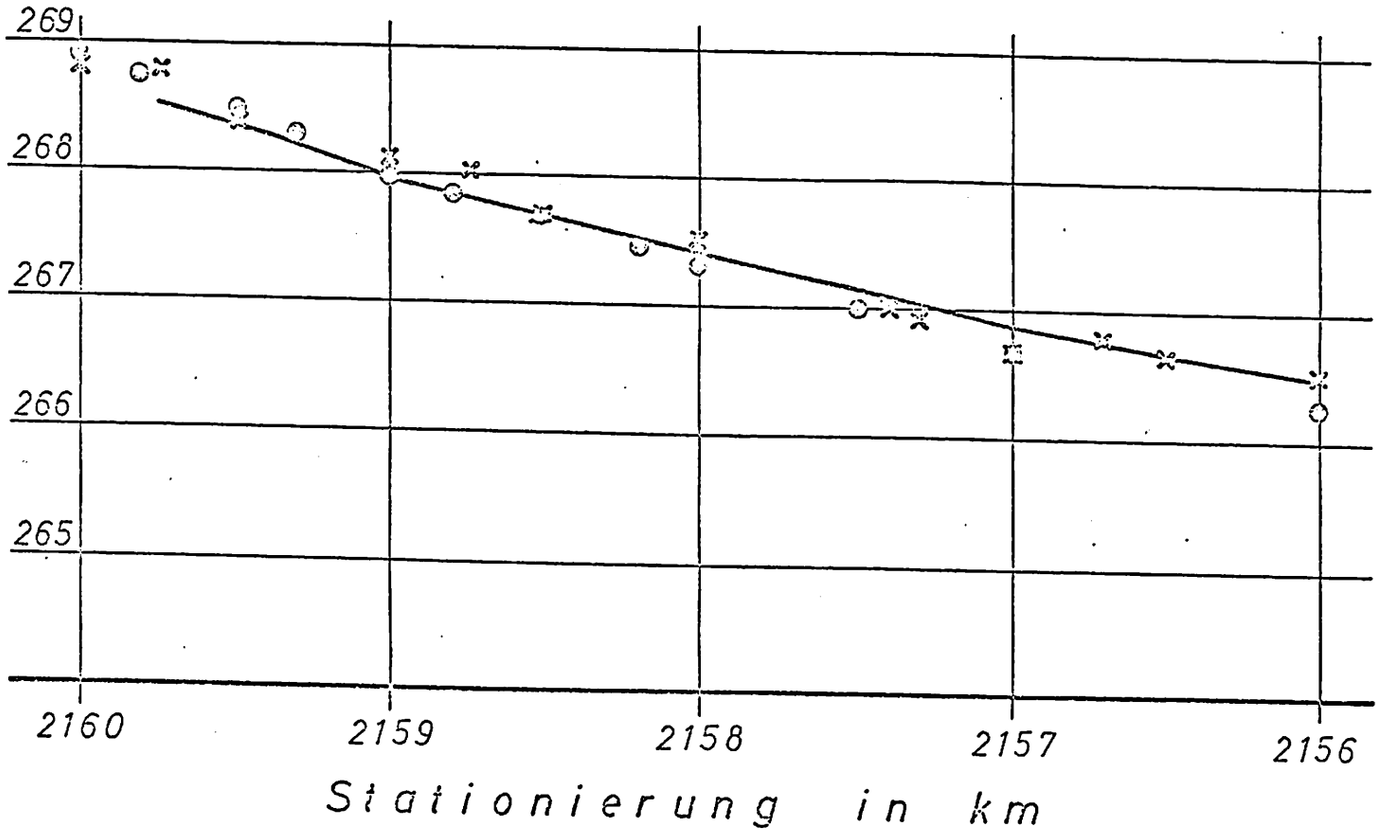
DoKW D-12/13	KW Asbach Flächenausgleich	Mathem. Modell Abb. 13



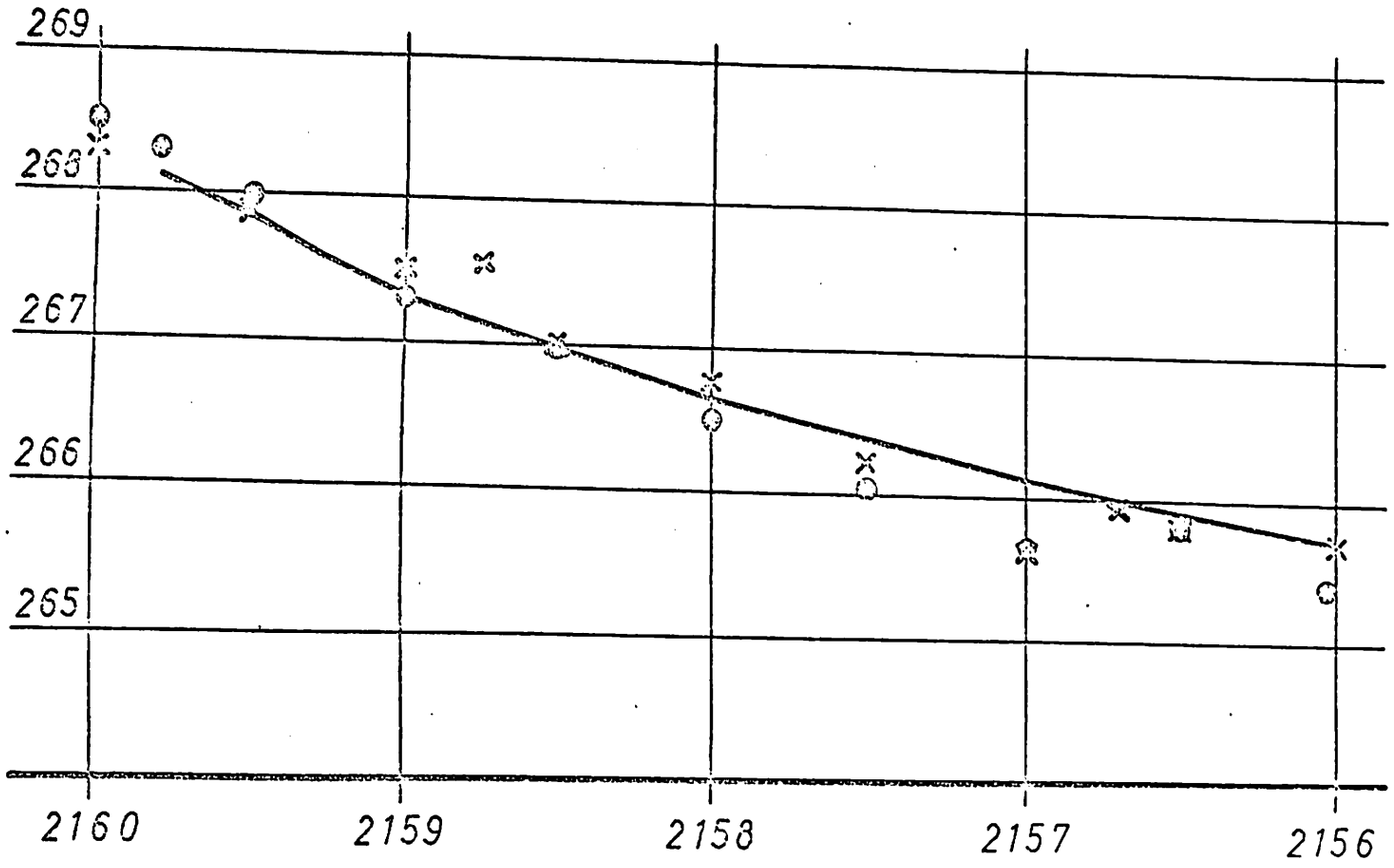
DoKW D-12/15	Wasserspiegelganglinie bei verschiedenen Profilabständen	Mathem. Modell Abb. 15



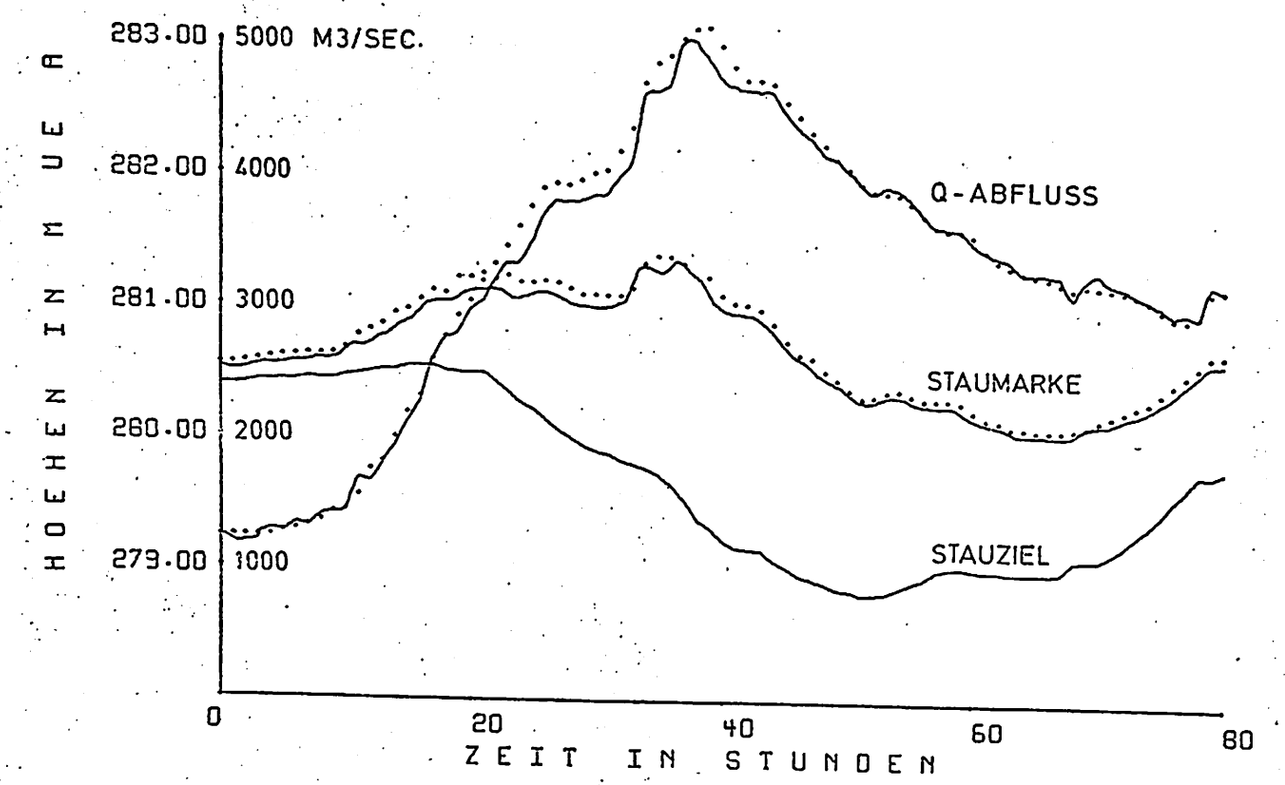
DoKW D-12/16	Modellvergleich KW Ottensheim Q = 5800 m³/s	Mathem. Modell Abb.16



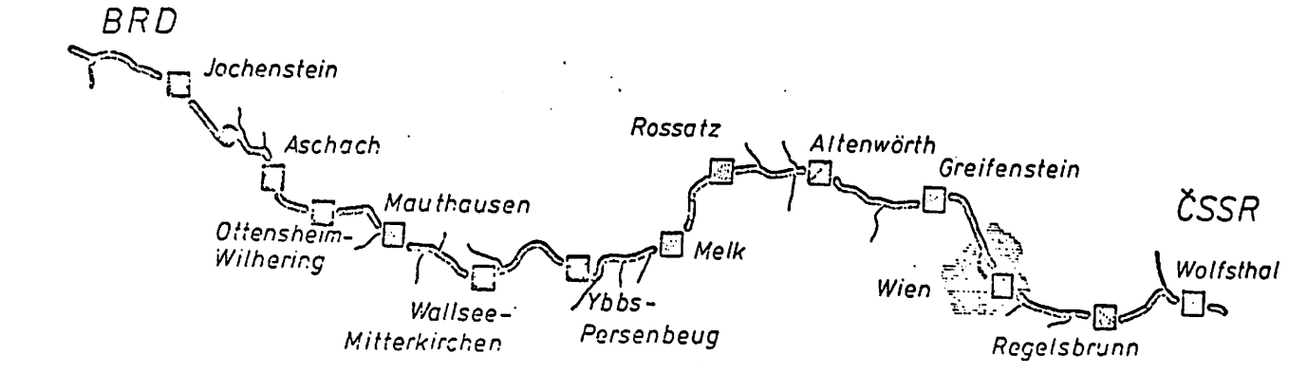
DoKW D-12/17	Modellvergleich KW Ottensheim $Q = 7500\ m^3/s$	Mathem. Modell Abb. 17

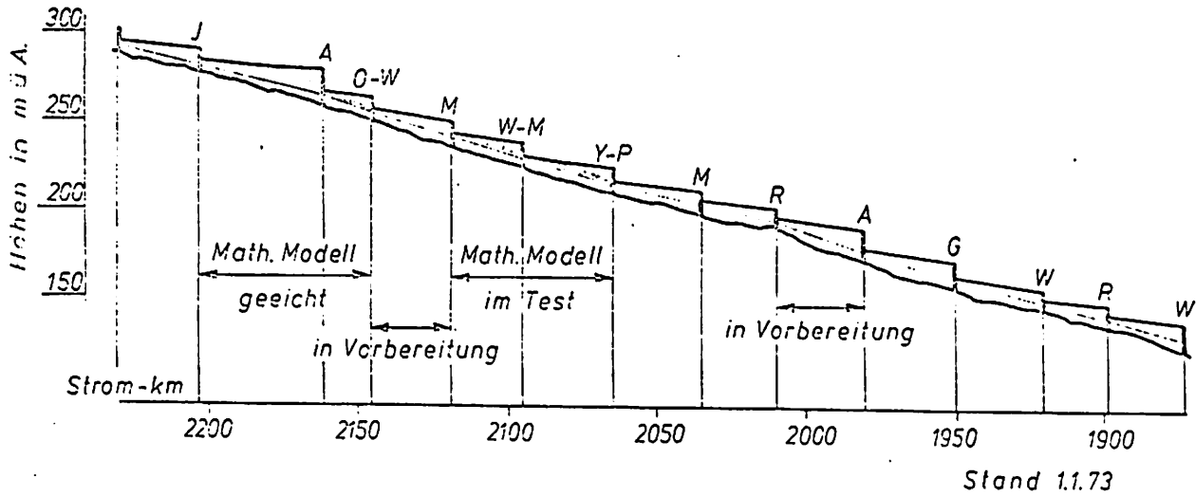


DoKW D-12/18	Modellvergleich KW Ottensheim Q = 8920 m³/s	Mathem. Modell Abb.18



DoKW D-12/19	KW Aschach HW 1970	Mathem. Modell Abb. 19





DoKW D-12/20	Stufenplan der österr. Donau	Math. Modell Abb. 20

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРОДОЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ И КРИВЫХ СВОБОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НИЖНЕГО ДУНАЯ ДЛЯ ОПЕРАТИВНЫХ ПРОГНОЗОВ

Мирча Подани

Р е з ю м е

Представляются возможности использования продольных профилей и кривых свободной поверхности воды на естественных водотоках со стабильным руслом в целях определения гидрологических данных, необходимых для принятия оперативных мер по защите против наводнения и ледовых явлений.

Использование кривых свободной поверхности воды возможно как в естественном режиме, так и в нарушенном гидротехническими сооружениями режиме стока.

В связи с расчетом кривых свободной поверхности представляется также ряд теоретических соображений, связанных с созданием математических моделей и расчетом вероятности гидрологических величин в зоне впадения притоков в главную реку.

Предпосылки

Классические методы прогнозов максимальных уровней и расходов, обоснованные, например, на принципе корреляции между соответствующими величинами на двух последовательных гидрометрических постах, дают возможность цифрового выражения гидрологических величин лишь на нижележащем створе гидрометрического поста, а для остальных створов имеются лишь качественные информации.

В условиях непрерывного роста числа объектов, расположенных

вдоль водотоков, и их экономической значимости, необходимо принимать эффективные и оперативные меры, т.е. заблаговременные меры по защите против вредных действий паводков. Почти логарифмический прирост денежного выражения и социального значения ущербов, причиняемых паводками на Дунае и других водотоках Дунайского бассейна, требует принятия соответствующих и "оперативных" мер для предотвращения этих ущербов, в известных условиях гидротехнического благоустройства бассейна, а также "активных" мер построения новых защитных сооружений.

Продольные профили водотоков с нанесением на них кривых свободной поверхности позволяют производить немедленное определение гидрологических параметров во всех створах вдоль данного водотока.

В частности, после построения продольных профилей и кривых свободной поверхности можно определить следующие характерные величины и информации необходимые для защиты против паводков, как постоянные функции от „L" - длина водотока:

- ожидаемые уровни H или расходы „Q" во всех створах вдоль реки;
- уровни воды по отношению к линии берегов;
- положение защищаемых объектов в зависимости от ожидаемых уровней;
- определение "местных" и "зональных" характерных отметок, употребляемых в рамках действий против наводнений, определяющих степень опасности и категорию необходимых мероприятий из совокупности существующих методов защиты, от простого поднятия материалов на платформы до эвакуации населения;
- определение степени обеспеченности гребня дамб и опасных зон с минимальным запасом высоты по отношению к уровню воды;
- появление случайных особых ситуаций, как например, появления заторов и зажоров, сброс расходов из водохранилищ и т.п.

- определение длины подпора на притоках в случае отсутствия гидрометрических постов на главной реке или на притоке;
- построение кривых расходов и гидрографов паводков по разработанным математическим моделям;
- получение гидравлических величин для уточнения математических моделей трансформации паводков дволь реки или влияние вновь построенных дамб защиты;
- морфологические изменения русла и вариации базиса эрозии;
- появление новых объектов в зоне влияния паводков.

Кроме вышеуказанных преимуществ продольных кривых с точки зрения "оперативной" защиты против наводнения, они представляют также особый интерес с точки зрения построения гидротехнических сооружений и установления расчетных отметок различных объектов, расположенных вдоль реки. Так, например, они позволяют:

- определить расчетные уровни дамб защиты, гребня боковых водосливов для временных объемов срезки пика паводков;
- определить отметки платформ различных объектов, расположенных вдоль реки (портовые устройства, водоприемники, спуск сточных вод и т.п.);
- уточнить необходимые работы по содержанию дамб обвалования для обеспечения единой высоты гарантии гребня над расчетным уровнем.

Перечисления преимуществ продольных профилей доказывают технико-экономическое значение расчета гидравлических величин для определенной свободной поверхности водотоков.

В связи с построением и использованием кривых свободной поверхности ниже приводится ряд соображений, на базе существующего в этой области опыта в Румынии.

Расчетная модель трансформации паводка и необходимые основные данные для этого

Расчет кривых свободной поверхности в естественном русле при данном режиме расходов осуществляется с помощью расчетной модели на базе системы уравнений Сен-Венана при неустановившемся медленно изменяющемся движении водных масс в русле:

- уравнение непрерывности

$$B\frac{\partial z}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial x}=0 \qquad (1)$$

- динамическое уравнение

$$\frac{\partial z}{\partial x}+\frac{1}{g}\cdot\frac{\partial v}{\partial t}+\frac{v}{g}\cdot\frac{\partial v}{\partial x}+\frac{Q^2}{K^2}=0 \qquad (2)$$

с обыкновенными обозначениями:

v - средняя скорость воды в расчетном створе;

z - отметка свободной поверхности воды в расчетном створе (для водомерного поста Н);

Q - расход;

$K=\frac{Q}{\sqrt{I}}$ - модуль расхода;

B - ширина русла при уровне z ;

x - расстояние вдоль реки;

t - время;

n - коэффициент шероховатости русла;

ω - активное поперечное сечение;

R - гидравлический радиус

В начальном моменте „ t_o" движение воды принимается установившимся, для которого известны функции $Z(x)$ и $Q(x)$ с предельными условиями у входного и выходного створа $x=0$ и $x=L$.

В конечном створе имеем $Q(t)$ и $Z(Q)$.

В каждом моменте „ t" в зоне впадения притоков имеется уравнение

$$Q_{iav}=Q_{iam}+Q_{iaf}$$

где:

$Qiav$ - расход ниже притока;

$Qiam$ - расход выше притока;

$Qiaf$ - расход притока

В системе уравнений Сен-Венана возможно выразить скорость „v" функции от ω и Q и в этом случае система принимает следующий вид:

$$B\frac{\partial z}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial x}=0 \qquad (9)$$

$$\frac{\partial z}{\partial x}+\frac{M}{g\omega}\frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{(M+v)Q}{g\omega^2}\frac{\partial Q}{\partial x}-\frac{vQ^2}{g\omega^3}\frac{\partial \omega}{\partial x}+\frac{\varphi_f Q^2}{K^2}=0 \qquad (10)$$

Величины коэффициентов M , v и φ_f выбираются в пределах от 0 до 1, в зависимости от предельного веса инерционных кинетических функций или функций сопротивлений (1).

Имея заранее установленные расчетные участки Δx_i общей длины „L" эта система уравнений может быть преобразована в помощью конечных разностей в алгебраический вид с „n" уравнениями и „n" неизвестными величинами Q_i'' , соответствующими времени $t+\Delta t$:

$$A_i Q_{i-1}'' + B_i Q_i'' + C_i Q_{i+1}'' = R_i$$

при $i=1$, $Q_i''=Q(t)$ где $Q(t)$ величина расхода по гидрографу

при $i=n$ $A_n Q_{n-1}'' + B_n Q_n'' = R_n$

Путем решения этой системы уравнений с помощью ЭВМ получаются значения расхода в каждом расчетном створе, а уровни определяются как функции $Z(Q_i'')$.

Представленный алгоритм был программирован на языке Фортран IV, который позволяет применять его в современных ЭВМ,и таким образом могут быть установлены уровни при данном расходе паводка. Для применения этой модели расчета необходимо располагать геометрическими и гидравлическими данными для расчетного участка русла в достаточно большом числе створов.

Расчетная модель имеет преимущество в том, что интервал времени Δt выбирается самой ЭВМ. Эта модель была применена для расчета паводков последних лет, в частности, на румынско-болгарском участке Дуная для паводка 1970 г. Участок реки между створами Четате (км 811) и Силистра (км 380) был разделен на 25 расчетных секторов длиной от 15 до 20 километров. Были использованы данные по ранее измеренным поперечным профилям, полученным для гидравлического расчета режима Дуная после обвалования. Также были известны входные гидрографы у створа Четате и гидрографы правобережных и левобережных притоков Дуная, которые определялись на территории обеих соседних стран. Имелись также гидрографы у десяти промежуточных гидрометрических станций на указанном участке.

В связи с топографическими данными, необходимыми для определения геометрических величин надо отметить, что в нашей стране еще с 1957 года начались работы по созданию километровых реперов вдоль главных водотоков, как частная сеть гидрогеодезической системы, созданной в рамках работ по водному кадастру. Эти реперы позволяют получать связанные данные между поперечниками и одновременно установить динамику русел.

Особое влияние имеет коэффициент шероховатости для русел и поймы. По известным расходам в русле (6000 м^3/сек) были получены коэффициенты n_m, которые колеблятся на участке Четате-Силистра в пределах $n_m = 0{,}02 \div 0{,}037$. Для поймы при расходе 15 000 м^3/сек коэффициенты шероховатости $n_м$ были таким образом выбраны, чтобы получить реальные кривые расходов у гидрометрических станций. Величины $n_м$ близки к 0,06. Даже значительные колебания этой величины приводят лишь к 10 - 15 см колебания расчетных уровней. Уточнение величин коэффициентов n_m и $n_м$ осуществлялось путем проверки совпадения расчетных и реальных гидрографов для 1970 г., допуская погрешность порядка 5-10 см.

Во время осуществления проверки кривых расходов было констатировано, что в условиях неустановившегося режима 1970 г они могут быть представлены как однозначные кривые расходов вследствие совпадения точек при повышении и при спаде уровней.

Кривая свободной поверхности для уровней 1970 г хорошо соответствует ранее установленным гидравлическим расчетам. Соответствующие расходы на указанном участке находятся в пределах от 14 000 до 15 600 $м^3$/сек.

Таким образом, созданная расчетная гидравлическая модель позволяет получить прогноз трансформации паводков с точными результатами при одном заданном гидрографе, т.е. определить уровни и расходы на Дунае в 30 минут с помощью ЭВМ IBM 360/40, при заданных или прогнозированных уровнях и расходах притоков.

Установление характерных отметок защиты против наводнения на базе кривых свободной поверхности

Если подсчитать расходы данной обеспеченности в различных створах на базе статистических расчетов у основных водомерных станций $Q_{p\%}$ или уровни $H_{p\%}$ на продольном профиле могут быть нанесены уровни заданной обеспеченности $H_{p_i\%}$. Так, например, представляют интерес для защиты против наводнений, как правило, уровни 10 %, 5 %, 1 % и 0,1 % вероятности появления. Эти кривые фиктивной свободной поверхности воды могут быть заданы для естественного или искусственного режима истечения после постройки дамб, обвалования или плотин. Имея расчет трасформации паводка вдоль реки, согласно вышеуказанной гидравлической модели расчета, можно нанести полученные данные на продольном профиле вместе с линиями уровней p_i % вероятности появления. Как правило, при коротких паводках и нормальной величине расхода на притоках получается пересечение указанных линий от того, что мало вероятно иметь одинаковую обеспеченность на протяжении все-

го водотока. Получается наглядное состояние степени опасности для различных защищаемых объектов, расположенных в зоне наводнений и одновременно исключается принятие мер по защите, несоответствующих действительности.

В целях принятия надежных мер по защите против наводнения и опасных явлений зимнего характера, необходимо создать заранее "план защиты" для всех объектов. При этом необходимо связать меры, а также потери причиняемые наводнениями с отметками воды. Практически невозможно брать неограниченное число отметок и, как правило, ограничиваемся лишь тремя характерными отметками. Местная отметка "внимание" (СА) определяется в створе защищаемого объекта или группы объектов на 1-2 м ниже отметки "наводнения" (СІ), при котором начинается вредное воздействие воды. Для расчета разницы между СІ и СА учитываются три основные фактора:

- скорость добегания волны паводка от вышележащего гидрометрического поста;
- амплитуда колебаний воды в створе защищаемого объекта;
- характер необходимых мероприятий (необходимое время для принятия мер).

Третья характерная отметка - отметка "эвакуации" (СЕ), при которой необходимо удалить людей и имущества из данной зоны.

Таким образом, имеем три характерные величины уровней, при которых возможно заранее установить необходимые меры для предотвращения ущербов от наводнений.

Указанным местным или локальным отметкам соответствуют три характерные зональные отметки такого же значения ($СА_z$, $СІ_z$ и $СЕ_z$). Они устанавливаются у вышележащей гидрометрической станции путем корреляции соответствующих урозней при повышении и спаде уровней. Их значение таково, что после определенного интервала времени "t_p" - время добегания в створе, защищаемого объекта, появляются местные

характерные отметки. Тем самым имеется возможность оповещать объекты об опасности.

Затруднения в применении указанного метода заключаются в том, что, как правило, не у всех объектов имеются водомерные рейки для осуществления корреляционных связей с уровнями у гидрометрических станций. Кроме того большое число объектов приводит к целой серии величин местных и зональных характерных отметок. Поэтому практично употреблять продольные профили с нанесением кривых свободной поверхности, а также кривой максимальных уровней наблюдаемых на данном водотоке.

Продольные профили для установления характерных отметок защиты должны содержать следующие данные:

- линия дна (для Дуная не требуется);
- линия берегов в зоне перехода русла к пойме;
- уровни свободной поверхности воды при различных обеспеченностях $H_p\%$ (L)
- линия максимальных реальных уровней, наблюдаемых на данной реке при одинаковой степени благоустройства;
- уровни гребня дамб;
- нулевые отметки гидрометрических постов (основные и эксплуатационные);
- минимальные отметки главных защищаемых объектов (портовые платформы, отметки ж.д. и шоссейных насыпей и т.п.);
- место впадения притоков.

Рис. 1.

После постройки продольных профилей в удобных масштабах (желательно рабочий масштаб и сокращенный масштаб) легко установить местные и по ним зональные характерные отметки защиты против наводнения путем простой интерполяции между кривыми свободной поверхности. Таким образом отпадает необходимость составления неточных корреляций

между "сигнальной" станцией и защищаемым объектом. Время добегания „$t_{бр}$" рекомендуется принимать либо на базе разработанных моделей трансформации паводков, либо как постоянную среднюю величину, подсчитанную по типовым гидрографам паводков.

Применение указанной методики в условиях Дуная, начиная с 1965 года в Румынии, полностью оправдалась. Эффективность защитных мероприятий и точность прогнозов сильно возросли.

З а к л ю ч е н и е

- Увеличение числа объектов, расположенных вдоль водотоков в зоне затопления, а также их экономической значимости требует усиления мер по защите против наводнения, т.к. потери логарифмически растут во времени.

- Применение гидравлических моделей на базе неустановившегося движения с помощью ЭВМ позволили получать, с одной стороны, кривые свободной поверхности в естественном или нарушенном режиме стока, а, с другой стороны, прогнозировать процесс трансформации паводков вдоль реки.

- Продольные профили с нанесением характерных кривых свободной поверхности позволяют быстро и точно установить местные и зональные отметки защиты против наводнения, как неизбежные данные для профилактических мер по защите. Они позволяют также исключать ошибки прогнозирования после выявления гидрографа в верхнем створе.

Разработанная программа трансформации паводков заданной величины у входного створа позволяет в очень короткий срок прогнозировать уровень и расход в любой точке расчетного участка реки, этим удлиняется период для принятия мер по защите.

- Вышеуказанная методология и приемы расчета были неоднократно проверены на нижнем Дунае в рамках действий по защите против наводнения в последние годы, когда наблюдались значительные паводки на нижнем Дунае.

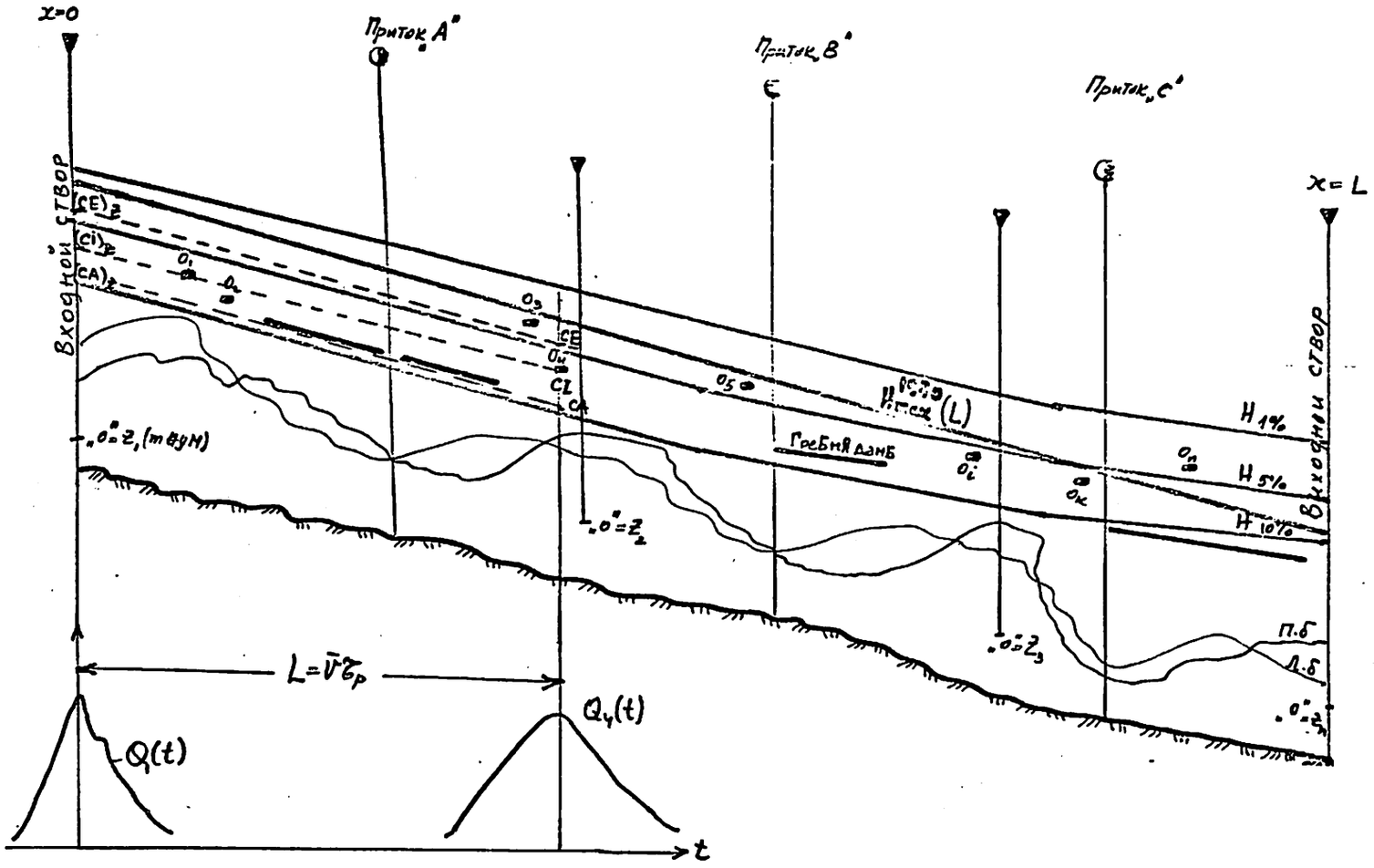

x=0
Приток „A"
Приток „B"
Приток „C"
x=L
Входной створ
Выходной створ
(CE)z
(Ci)z
(CA)z
CE
CI
CA
Гребня дамб
H 1%
H 5%
H 10%
П.б
Л.б
„0"=z1 (m ВУМ)
„0"=z2
„0"=z3
L=V̄τp
Q1(t)
Q4(t)
t

Рис. 1

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РАСХОДА ВОДЫ НА БОЛГАРСКОМ УЧАСТКЕ р. ДУНАЯ С ПОМОЩЬЮ ПОВЕРХНОСТНОЙ СКОРОСТИ

н.с. инж. Виктория Кирилова Трендафилова
Институт водных проблем
Болгарской Академии Наук

Р е з ю м е

Разработан сокращенный способ на одной точке для определения расхода воды на болгарском участке р.Дуная с помощью толькоповерхностной скорости U_o .Выводы сделани после обработки наличных данных в пяти основных ГМС по целом длине участка и проверенны с данными измерения расхода в последном времени. Вычисленный с поверхностной скоростью фиктивный расход приводится к действительному при посредстве переходного коэффициента K .Для этого коэффициента выведены зависимости от уровня воды H для каждой рассматриваемой ГМС.Определена и среднавесовая величина этого переходного коэффициента для всего бол - гарского участка реки $K_{cp} = 1,153$.

Zusammenfassung: GEKÜRZTE METHODE FÜR DIE BESTIMMUNG DER WASSERMENGEN FUR DIE BULGARISCHE DONAUS FAIL DURCH DIE OBERFLÄCHENGESCHWINDIGKEIT.

Man hat eine gekürzte Methode für die Bestimmung der Wasser-mengen für die bulgariesche Donaus fail durch ausgearbeitet,in dem man nur die Oberflächengeschwindigkeit U_o benutzt.Die Schlußfolgerungen sindnach der Bearbeitung der verfügbaren Angaben in fünf gründliche Pegeln in der ganzen Länge des Flußes gemacht und sind mit den Angaben von den Bestimmungen in den letzen Jahren geprüft worden.Die durch die Oberflächengeschwindigkeit berechnete fiktive Wassermenge ist zu der tatsächlichen Form durch den Übergangskoeffizent K herbeigeführt.Für diesen Koeffizent sing geradlinearen Abhängigkeiten von der Wasserstellung H fur von den untersuchten Pegeln abgeführt.Es ist der Mittleregewichtigkeitswert auf den Übergangskoeffizent gefunden worden für die ganze bulgarische Revier des Flußes - $K_{mitl.} = 1,153$.

I. ВВЕДЕНИЕ

Определение расходов воды в гидрометрических станциях на болгарском участке р.Дуная делается после измерения скоростей гидрометрической вертушкой и вычисления по табличной схеме.Это т.н. детальный способ,при котором скорость измеряется в пяти точках по глубине каждой скоростной вертикали.Детальном способом получены стойности всех расходов Q ,которые находятся в дневниках Гидрометричной службы УПП р.Дуная - Руссе,и которые используются в гидрологжих и водохозяйственных исследованиях.Большая трудоемкость этого способа - по времени измерения и вычисления, так как и невозможность применить его в таких "екстренных" ситуациях,как например во время поводка,привела к надобности в гидрометрической теории и практике искать какие то сокращенные способы для определения расходов.Большая часть этих сокращенных способов имеет как основание уменшение числа (точки) измерения скорости на вертикалях,т.е.упрощается выражение,по котором вычисляется средная скорость V_{cp} ; или определяется переходный коэффициент K ,который выражает переход от одной вымеренной или вычисленной скорости к средней V_{cp} .В работе I1I показаны исследования для приложении сокращенных способов для определения расхода на болгарском участке р.Дуная,в которой использовались следующие формулы для вычисления средней скорости:

$$V_{cp}' = V_{0,6t}$$
$$V_{cp}'' = \frac{1}{2}(V_{0,2t} + V_{0,8t}) \qquad (1)$$
$$V_{cp}''' = \frac{1}{4}(V_{0,2t} + 2V_{0,6t} + V_{0,8t})$$

В настоящей работе даны результаты исследования для определения расхода,используя только стойност измеренных поверхностных скоростей.Эффект этого сокращенного способа заключается в том, что скорость измеряется только в одной точке на вертикале - на поверхности,которое легче можно осуществить,и кроме этого,вычисления для определения фиктивного расхода Q_ϕ очень упрощаются.По этой причине много авторов делали свои исследевания,при посредстве именно этой поверхностной скорости,и предлагали выведены ими формулы для коэффициента K ,выражающий переход от поверхностной к средней скорости.Так например,Сибирякова I2I дает формулу:

$$K = \frac{C}{C^{2/3} + 1,6} \qquad (2)$$

где C - скоростный коэффициент Шези.

Исследования в настоящей работе сделаны после обработки наличных данных в 5-ти основных ГМС по болгарском участке р.Дуная: Ново село,Лом,Свищов,Русее и Силистра.Эти исследования сделаны в следующей последовательности:

1.Вычисление фиктивного расхода воды Q_ϕ с помощью измеренных поверхностных скоростей на каждой вертикали;

2.Определение переходного коэффициента K ,выражающий отношение этого фиктивного расхода Q_ϕ к действительному расходу $Q_д$

3.Определение величину вычисленного расхода из отношения :

$$Q_{выч} = \frac{Q_\phi}{K} \qquad (3)$$

и вычисление его отклонения от действительных данных за $Q_д$

II. ПОРЯДОК И СОДЕРЖАНИЕ РАБОТ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ РАСХОДА

1.Физически,определение фиктивного расхода с помощью только поверхностной скорости,можно представить следующим образом:

- на каждой вертикали вычисляется елементарный расход от произведения глубины t_i и поверхностной скорости v_{oi} ,т.е.:

$$q_i = v_{oi} \times t_i \qquad м^2/сек. \qquad (4)$$

- вычисляется обем воды между каждыми двумя смежными вертикалями,отстоящие на расстоянии $b_{i,i+1}$ - т.е.частичный расход, который равен:

$$Q_i = \frac{1}{2}(q_i + q_{i+1}) \times b_{i,i+1} \qquad м^3/сек. \qquad (5)$$

- подсчитав сумму этих частичных расходов по ширине B живого сечения,получается величина фиктивного расхода Q_ϕ ,полученного с помощью поверхностной скорости v_o .Это величину можно получить и графомеханическом способом - определяется посредством планиметра площадь эпюры,ограниченной линией уровня воды по ширине B ,и кривой расспределения элементарных расходов , раставленных по ширине реки на соответных расстояний $b_{i,i+1}$ и полученная величина умножается на коэффициента масштаба планиметра.

В условиях болгарского участка р.Дуная,а именно - большая ширина живого сечения B ,большое число скоростных вертикал в гидрометрическом створе,праволинейное изменение дна между смежными вертикалями - вычисление фиктивного расхода производится с большой точностью чисто аналитическим способом - путем подсчитания

сумму частичных расходов между смежными вертикалями,которые геометрически изображаются как пересеченные пирамиды с основами - епюры $V_{oi} \times t_i$ смежных вертикалях и височинами - расстояния b_i. Обем береговых отсеков изображается как пирамиды с основами - $V_{o1} \times t_1$ и $V_{on} \times t_n$ и височинами - b_1 и b_n .

2.Переходный коэффициент K в настоящей работе рассматривается не как отношение скоростей V_o : V_{cp} ,а как отношение соответствующих ими расходов.Таким образом этот коэффициент вернее выражает переход от фиктивного расхода к действительному,так как у больших рек,как р.Дунай,точнее в нижнем ее течении,величина расхода воды зависит не в первой степени только от скорости течения,но и от величины и изменчивости живого сечения профиля;глубин;уровней воды и т.д.Этого коэффициента можем назвать еще коррективом,с помощью которого можно привести величину фиктивного расхода Q_ϕ к действительному.По этому,если можем найти определенное аналити - ческое выражение этого коэффициента,или какую нибудь прочную зависимость между K и некоторой гидрометрической характеристикой створа,это и будет доказательство надежности предлагаемого сокращенного способа.Для рассматриваемого участка р.Дуная,по данным выбранных 45-ти репрезентативных* измерений,вычислены фиктивные расходы с помощью поверхностных скоростей V_o - Q_ϕ ; потом составлени отношения этих фиктивных расходов к действительным данным Q_g - т.е. определены величины переходных коэффициентов K и зависимости между этими коэффициентами K и уровнями воды H .Для рассматриваемых 5-ти основных ГМС эти зависимости получились праволинейними и имеют такой вид:

ГМС Ново село	$K = 0{,}000074H + 1{,}10$	
ГМС Лом	$K = 0{,}000138H + 1{,}10$	
ГМС Свищов	$K = 0{,}000168H + 1{,}122$	(6)
ГМС Руссе	$K = 0{,}000057H + 1{,}13$	
ГМС Силистра	$K = 0{,}000156H + 1{,}073$	

Численные коэффициенты уравнениях (6),так как и направление линии $K=f(H)$ с малым уклоном по оси „H" ,дает основания принять одну среднюю стойность этого переходного коэффициента.Для рассматриваемого участка р.Дуная этот коэффициент получен как средневесовой из всех вычисленных по (6) коэффициентов для 5-ти ГМС и имеет стойность $K_{cp} = 1{,}153$

*Представительными называются эти измерения,координаты которых наилучше лежат на криве расхода $Q = f(H)$ и на кривых зависимостей $V = \mathcal{J}(H)$ и $F = \Psi(H)$.

3.После вычисления фиктивного расхода Q_ϕ с помощью поверхностной скорости и величину переходного коэффициента K, определяется вычисленного расхода по формуле:

$$Q_{выч} = \frac{Q_\phi}{K} \qquad (7)$$

В качестве проверки применения и точности предлагаемого сокращенного метода, вычислены:

- отклонения для отдельных измерений:

$$\delta = \frac{Q_д - Q_{выч}}{Q_д} \times 100 \qquad \text{в \%} \qquad (8)$$

- вероятная ошибка для всех рассматриваемых измерений, т.е. для всего участка - по Гауссу [3]:

$$\sigma = \pm 0{,}674 \sqrt{\frac{\Sigma \delta^2}{n-1}} \qquad \text{в \%} \qquad (9)$$

Вероятная ошибка σ является показателем соответствия расчетных величин действительными измерениями. Величина σ не должна превышать 4 %.

Результат сделанных исследовании и вычислении дан в таблице 1. В графах 1,2 и 3 заносятся наличные данны для 45-ти репрезентативных измерений - ГМС, дата измерения и величина действительного расхода $Q_д$. В графах 4,5,6 и 7 заносятся результаты вычисления с помощью индивидуального переходного коэффициента /от у-ия 6/ для каждой ГМС. В графе 5 заносится стойность фиктивного расхода Q_ϕ, вычисленного с помощью поверхностной скорости V_o; в графе 6 - вычисленный расход при посредстве перехода $Q_{выч} = Q_\phi : K$. В графах 8 и 9 заносятся результаты вычисления с помощью среднего для всего участка переходного коэффициента $K_{ср} = 1{,}153$.

ТАБЛИЦА 1

ГМС	дата измерения	$Q_д$ м³/сек	K_i у-ие(6)	для K_i по у-ие (6)			для $K_{ср}$ = 1,153	
				Q_ϕ	$Q_{выч}$	δ%	$Q_{выч}$	δ%
1	2	3	4	5	6	7	8	9
с е л о	12.X.1958	3172	1,114	3633	3261	+2,80	3150	-0,70
	17.VI.1961	7494	1,137	8813	7754	+3,22	7643	-2,00
	6.V.1962	11511	1,176	12058	10434	-9,30	10457	-9,20
	21.VIII.962	3539	1,117	3890	3483	-1,30	3373	-4,70

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ново	15.V.1963	6936	1,136	7658	6744	-2,78	6641	-4,30
	7.VI.1963	6206	1,131	7131	6303	+1,56	6184	-0,40
	12.X.1964	2478	1,109	2785	2511	+1,34	2415	-2,50
	15.IV.1965	9656	1,148	10835	9441	-2,24	9397	-2,70
	28.V.1965	12062	1,157	13539	11699	-3,00	11742	-2,70
	26.VI.1965	13390	1,161	15343	13219	-1,28	13307	-0,60
Дом	30.X.1957	3510	1,136	3833	3375	-3,85	3324	-5,30
	10.X.1958	3240	1,134	3612	3185	-1,40	3132	-3,30
	20.V.1959	5624	1,156	6602	5710	+1,52	5725	+1,80
	12.X.1959	2551	1,125	3024	2688	+5,40	2622	+2,80
	7.V.1962	11573	1,206	14200	11778	+1,78	12315	+6,40
	3.VI.1962	8586	1,185	10943	9237	+7,65	9490	+10,50
	8.VI.1963	6160	1,163	7095	6100	-1,00	6153	-0,10
Свищов	23.V.1957	8421	1,210	9924	8202	-2,60	8607	+2,20
	12.IX.1957	5860	1,178	6690	5679	-3,10	5802	-1,00
	8.VIII.1958	4318	1,162	4975	4283	-1,00	4314	-0,10
	5.IX.1958	3734	1,154	4367	3785	+1,36	3787	+1,40
	1.X.1958	2675	1,139	3036	2666	-0,50	2633	-1,60
	19.V.1962	10619	1,235	12006	9722	-8,45	10412	-1,90
	24.IV.1963	10310	1,228	12700	10344	+0,30	11014	+6,80
	19.IV.1964	9129	1,216	10846	8916	-2,34	9406	+3,00
	19.IX.1964	3016	1,143	3602	3152	+4,50	3124	+3,60
Русе	7.V.1958	13007	1,172	14259	12168	-7,00	12366	-5,40
	23.V.1958	11800	1,169	14086	12054	+2,15	12216	+3,50
	30.V.1958	10689	1,166	11930	10231	-4,28	10346	-3,20
	4.VI.1958	9354	1,163	11382	9791	+4,70	9871	+5,50
	7.VIII.958	4248	1,145	4877	4248	+0,30	4229	-0,40
	8.VI.1959	6721	1,154	7788	6748	+0,40	6754	+0,50
	31.V.1960	7418	1,157	8580	7418	0,00	7441	+0,30
	19.V.1961	7291	1,156	8459	7317	+0,36	7336	+0,60
	27.IX.1962	2726	1,137	3085	2670	-2,00	2632	-3,40
	27.X.1962	2236	1,134	2420	2135	-4,50	2098	-0,20
	21.X.1963	4917	1,147	5820	5075	+3,20	5047	+2,60
	22.VII.1958	7125	1,137	7844	6900	-3,15	6803	-4,50
	23.X.1958	3225	1,098	3742	3425	+6,20	3245	+0,60

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Силистра	2.IX.1960	5800	1,123	6471	5761	-0,70	5612	-3,20
	23.V.1961	7541	1,140	8624	7566	+0,33	7479	-0,80
	24.IV.1962	13246	1,183	15505	13110	-1,10	13447	+1,50
	13.V.1962	12144	1,180	13711	11624	-4,30	11891	-2,10
	12.X.1962	2595	1,084	2776	2561	-1,30	2407	-7,20
	4.IX.1963	3674	1,098	4266	3884	+5,70	3699	+0,70

Для полученных по этому способу стойностей расхода $Q_{выч}$ и отклонений δ вычисленны вероятные ошибки по формуле (9).Стойности σ для отдельных ГМС и для всего участка р.Дуная даны в следующей таблице:

ТАБЛИЦА 2

% \ ГМС		Ново село	Лом	Свищов	Русе	Силистра	ср. для участка
для	K_i	± 2,45	± 2,70	± 2,42	± 2,28	± 2,42	± 2,47
для	$K_{ср}$	± 2,42	± 3,60	± 1,90	± 2,40	± 1,58	± 2,52

На основе полученных значений вероятной ошибки σ можно сделать заключение,что для болгарского участка р.Дуная возможно определить расходов по предлагаемому сокращенному способу.Так как для сделанных исследований исполъзовалисьналичные данны из дневниках ГМС до 1966 г.,в качестве проверки результатов сделаны те же самые вычисления с помощью данных измерений последнего времени.Результаты этих вычисления заносятся в следующей таблице:

ТАБЛИЦА 3

ГМС	дата измерения	Q_g м³/сек	K_i	для K_i от у-ния(6)			для $K_{ср}$ =1,153	
				$Q_ф$	$Q_{выч}$	δ%	$Q_{выч}$	δ%
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Н.село	11.IV.1971	9285	1,145	10639	9292	-0,01	9227	-0,60
	1.VI.1971	5287	1,126	5984	5314	-0,50	5190	-1,90
	21.VII.1971	3799	1,117	4334	3880	-2,10	3759	-1,10
Лом	14.IV-1971	2057	1,187	10264	8647	-4,50	8902	-1,70
	2.VI.1971	5147	1,153	5764	4999	-2,90	4999	-2,90
	1.VIII.1971	3602	1,137	3827	3367	-0,70	3319	-7,90

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Свищов	28.V.1967	10122	1,229	11467	9330	-7,80	9945	-1,70
	19.VI.1968	5620	1,178	6362	5392	-4,10	5509	-2,00
	12.VII.968	3862	1,155	4482	3882	-0,50	3887	-0,60
Русе	15.V.1967	11474	1,171	13404	11447	-0,04	11625	-1,30
	25.XI.1970	5388	1,148	6234	5430	-0,80	5407	-0,30
	5.XI.1971	2605	1,136	2987	2629	-0,90	2591	-0,60
Филистра	10.VI.1970	14023	1,198	16261	13573	-3,20	14103	-0,60
	10.VI.1971	5648	1,121	6690	5968	-5,60	5802	-2,70
	29.X.1969	2632	1,083	3095	2858	-8,50	2684	-2,00

Вероятная ошибка σ по формуле (9) вычислена для всех измерений - т.е. как средной для всего участка.Величина этой ошибки получается:

для K_i (от у-ия 6) - $\sigma = \pm 2{,}76\ \%$

для $K_{ср}$ $\sigma = \pm 1{,}74\ \%$

Маленкие стойности полученных вероятных ошибок и для этих, новых измерений,вполне потверждает вывода о приложимости предлагаемого способа для определения расхода на болгарском участке р. Дунай.На основе всего сказанного,можно сделать следующие выводы:

1.В гидрометричных станциях на болгарском участке р.Дунай, определение расхода воды можно сделать только с помощью поверхностной скорости V_o и переходного коэффициента K .Построенные линии зависимости $K=f(H)$ для основных ГМС по целой длине рассматриваемого участка реки очень прочные и позволяет для каждого измерения уровня H определить переходного коэффициента K с большой точностью.Таким образом осуществляетсязначительное сокращение промерных и вычислительных работ,так как на каждом измерении нужна знать только: уровня воды H ; ширину отвора B , а на каждой вертикале: глубину t_i и поверхностную скорость V_o .Сокращается и обем вычислительных работ,благодаря чего применение предлагаемого способа вполне эффективно.

2.Еще больше сокращается работа,не уменьшая при том точности ,с помощью одного,константного,среднего для всего участка переходного коэффициента K ср = 1,158.Результаты вычисления расхода показывают очень хорошою точность,которая дает основание исспользования предлагаемого сокращенного способа для определения расходов воды во всех ГМС на болгарском участке р.Дунай.

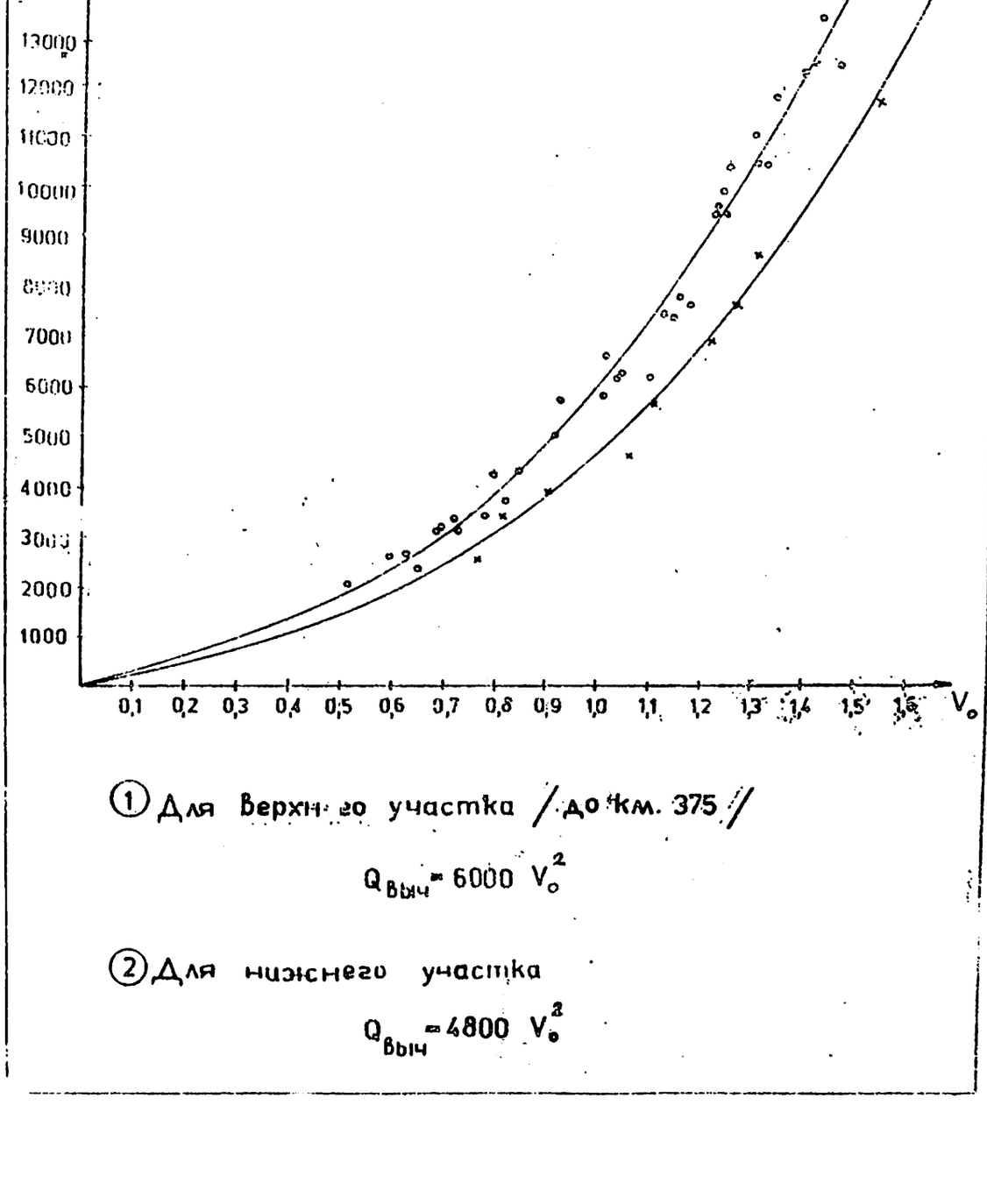
В качестве приложения в работе дается результаты вычисления корреляционной зависимости между измеренными поверхностными скоростями V_o и вычисленными по предлагаемом способе расходами Q выч.Коэффициент корреляции $r = 0,882$ говорит о наличий хорошей зависимости.Еще лучше эту зависимость выражается уравлением параболы типа $y = ax^b + c$.Полученная кривая Q выч. $= f(V_o)$ позволяет для каждой измеренной поверхностной скорости V_o получит величину Q выч. с указанной точностью.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1.Трендафилова,В.К. - Определение расходов воды на болгарском участке р.Дуная сокращенными способами."Гидрология и метеорология",1973 г.,№ 2

2.Сибирякова,Н.К. - О коэффициенте перехода от поверхностных скоростей к средним в условиях поименных створов.Труды ГТИ, вып.181/1966

3.Яковлев,К.П. - Математическая обработка результатов наблюдений.М.1950.



① Для верхнего участка /до км. 375/

$$Q_{выч} = 6000\ V_o^2$$

② Для нижнего участка

$$Q_{выч} = 4800\ V_o^2$$

ПРОГНОЗ СТОКА ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ НА ГОРНЫХ РЕКАХ БАССЕЙНА ДУНАЯ

В.М.Лыло, Л.В.Жидкова
(СССР)

Р е з ю м е

Метод прогноза хода суточного стока (уровней) дождевых паводков основан на учете запасов воды в русловой сети в различных зонах водосбора. Русловая трансформация паводков осуществляется по частным обобщенным функциям, которые учитывают распластывание гидрографа стока. Трансформационные функции изменяются в зависимости от хода уровня воды в расчетном створе.

Изменение русловых запасов прогнозируется по осадкам. Потери стока учитываются при определении сброса воды через расчетный створ. Для учета потерь используются математические выражения или метод графической коаксиальной корреляции между многими переменными. В качестве предикторов учитываются 100%-ный, фактический, предпаводочный и максимальный сток.

Рассматриваются схемы учета потерь по стоку малых рек.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die Prognosemethode des Tagesabflusses (Wasserstand) des Regenhochwassers beruht auf der Berechnung der Wasservorräte im Flusslaufnetz verschiedener Flussgebietszonen. Flusslauftransformation des Hochwassers wird nach einzelnen verallgemeinerten Funktionen durchgeführt, die Ausstreckung des Abflusshydrographen berechnen. Die Veränderung der Transformationsfunktionen hängt von der Veränderung

der Wasserhöhe im berechneten Querschnitt ab.

Die Änderung der Flusslaufvorräte wird nach Niederschlägen prognosiert. Die Abflussverluste werden bei der Bestimmung der Wassermenge, die durch den berechneten Querschnitt fliesst, berechnet. Für Verlustberechnung werden Ansätze oder die Methode der graphischen koaxialen Korrelation zwischen vielen Variablen verwendet. Als Prädikatoren werden 100%-iger und faktischer, Vorhochwasser und Maximalabfluss berechnet.

Es werden Verlustberechnungsschemas für den Abfluss kleinerer Flüsse behandelt.

Рассматривается метод прогноза паводочного стока горных рек для водосборов более 200 км^2, имеющих различную освещенность гидрометеорологическими наблюдениями. Выбор той или иной схемы определяется гидрометеорологической изученностью водосбора. Создана общая модель комплексного метода прогноза расходов (уровней) воды с заблаговременностью не менее суток, обеспечивающая своевременное принятие защитных мер при наводнениях. Точность расчетов отвечает требованию Наставления [I]. Для больших и средних рек (с площадью водосбора более 2 - 5 тыс.км^2) рекомендуется вести комплексный учет гидрометрических наблюдений и осадков, когда фактический приток в момент составления прогноза определяется на основе учета объемов воды в русловой сети, а предвычисление его на период заблаговременности производится по осадкам. Прогнозирование паводочного стока малых рек целесообразно проводить по осадкам [3]. Такой схемой прогнозирования обеспечивается заблаговременность прогноза, соответствующая полному учету цикла стокообразования и трансформации паводочной волны от подачи воды на водосбор до сброса ее через расчетный створ.

Расчет гидрографа и прогноз суточного стока дождевых паводков с учетом неровномерности водоотдачи бассейна рассмотрим на примере р.Прута у г.Черновцов, створом которого замыкается площадь водосбора 6890 км^2. Пробег и распластывание паводочной волны на реках бассейна Прута зависит от водности, наличия поймы. Чем выше паводок, тем быстрее он начинается в нижележащем створе реки, тем меньше время добегания, которое уменьшается до определенного предела, потом становится постоянным. Кратковременное увеличение добегания может наблюдаться на реках бассейна, где имеется пойма, в связи с выходом воды на нее, изъятием части воды устьевыми участками притоков и на заполнение понижений, наличием на пойме кустарника, заболоченности и других форм, увеличивающих шероховатость. Интенсивность подъема уровней

воды Прута у Черновцов наблюдается от I до 5 метров за сутки. Спад уровней воды происходит в сложных условиях, когда чаще всего на волну паводка накладывается новый паводок. Паводки в большинстве случаев бывают многомодальными. Межень на реках обычно очень кратковременная, она непрерывно нарушается прохождением дождевых паводков.

Расчетный интервал времени Δt, принятый при прогнозировании, тесно связан с условиями неравномерности поступления воды на бассейн, с регулирующей способностью русловой системы и с характером подстилающей поверхности водосбора. Расчетная единица времени должна быть меньше периода от даты выпадения наибольших осадков до даты прохождения пика паводка через замыкающий створ. Регулирующая способность водосбора Прута до Черновцов допускает использование при прогнозировании стока, в известных пределах, полусуточных и суточных расчетных интервалов. От суточной доли стокообразующих осадков, поступивших на водосбор Прута, I8 - 24% воды за тот же период сбрасывается через расчетный створ у Черновцов. При уменьшении Δt до 0,5 суток эта доля снижается до 3 - 8%. Следовательно, регулирующая роль водосбора и русловой сети Прута до Черновцов позволяет при прогнозировании дождевых паводков вести расчет стока по суточным интервалам времени с учетом 20%-ной доли стокообразующих осадков за период заблаговременности прогноза. Такая доля без существенной погрешности в конечных результатах расчета ожидаемой величины расхода (уровня) воды может учитываться по качественному прогнозу осадков.

Исходя из принятой схемы прогноза, определение притока воды проводим двумя способами: на основании учета объемов воды в русловой сети и путем установления закономерности истощения частного пополнения запасов воды в бассейне, вызванного стоком конкретных осадков.

При расчетах суммарного притока воды в русловую сеть водосбора используются данные о стоке основных рек. Этим достигается сокращение вычислительной работы при соблюдении точности расчетов. Раздельный расчет притока в русловую сеть по отдельным зонам в соответствии с условиями формирования водоотдачи и гидрологической изученностью позволяет учитывать пространственную неравномерность подачи воды на водосбор.

Бассейн Прута до Черновцов делится на два неравных частных водосбора с относительно однородными условиями формирования стока. Верхний опорный участок учитывает сток в бассейне Прута выше г.Яремчи и р.Черемоша до с.Устерик, общая площадь этих двух водосборов составляет 2097 км^2. Нижний участок, учитывающий сток на отрезке Прута ниже указанных гидростворов до Черновцов, составляет 4793 км^2. Приток

воды в русловую систему определяется по уравнению водного баланса. С верхней зоны водосбора суммарный приток ($q_в$) получаем по уравнению:

$$q_в \Delta t = (\bar{Q}_1 + \bar{Q}_2)\Delta t \pm (\Delta W_1 + \Delta W_2) \qquad (I)$$

где $\bar{Q}_1$ и $\bar{Q}_2$ - средний за время Δt расход воды Прута у Яремчи и Черемоша у Устерик; ΔW_1 и ΔW_2 - соответственно изменение объема воды на верхних участках за период Δt .

На основе учета русловых запасов воды также получим приток воды на нижней части водосбора ($q_н$) по формуле:

$$q_н \Delta t = \Delta \bar{Q}_{н-в} \Delta t \pm \Delta W_н , \qquad (2)$$

где $\Delta \bar{Q}_{н-в}$ - разность средних за период Δt расходов воды Прута в створе у Черновцов ($\bar{Q}_3$) и в верхних створах ($\bar{Q}_1 + \bar{Q}_2$); $\Delta W_н$ - изменение объема русловых запасов воды на нижнем участке за период Δt . Величина $\Delta W_н$ определяется по кривым объемов $W_н(Q_{ср})$, где

$$Q_{ср} = \frac{Q_1 + Q_2 + Q_3}{2} \qquad (3)$$

При использовании наблюдений за стоком воды в указанных трех створах суммарный приток в русловую сеть всего водосбора ($q_с$) получим по равенству:

$$q_с \Delta t = \bar{Q}_3 \Delta t \pm \sum_{i=1}^{i=3} \Delta W , \qquad (4)$$

где $\sum_{i=1}^{i=3} \Delta W$ - суммарное изменение объема русловых запасов воды Прута выше Черновцов.

Метод прогноза хода стока паводков основан на учете трансформации суммарного притока воды в русловую сеть водосбора, вычисленного по уравнениям (I) и (2). Русловая трансформация при движении воды по руслу к замыкающему створу рассчитывается в соответствии с предложенными в работе [2] трансформационными функциями $p(\tau; n)$. Эти функции определяются методом последовательного приближения, путем изменения параметров τ (время руслового добегания на характерном участке) и n (числа характерных участков) и контролируется по сходимости рассчитанных гидрографов паводков с фактическими.

Расход воды Прута у Черновцов получаем по сумме двух долей, каждая из которых определяется по частным функциям $p(\tau; n)$. На заданную дату t расход воды определяется по формуле:

$$Q_{3,t}=\sum_{\tau_1=1}^{\tau_{1,м}} q_{в,t-\tau_1+1}\cdot p_1(\tau_1;n_1)+\sum_{\tau_2=1}^{\tau_{2,м}} q_{н,t-\tau_2+1}\cdot p(\tau_2,n), \qquad (5)$$

где τ_1, τ_2 и n_1, n_2 – время добегания и число характерных участков, учитываемых в трансформационных функциях соответственно для верхней и нижней зон водосбора; $\tau_{1,м}$ и $\tau_{2,м}$ – максимальное время добегания воды по руслу, соответствует числу ординат функции p_i (τ_i ; n_i). При значительном расчетном интервале Δt приток воды в русловую сеть малых горных водосборов можно характеризовать расходами воды.

Учет пространственной неравномерности поступления воды в русловую сеть по двум зонам водосбора улучшает результаты расчетов по сравнению с теми, которые можно осуществить согласно полученного по уравнению (4) суммарного притока воды. Вместе с тем значительное влияние на форму гидрографа стока оказывает регулирующее влияние поймы и русло реки. Характеризовать многочисленные быстроизменяющиеся факторы изменения гидрографа стока одной общей функцией p (τ ; n) обычно не удается. Регулирующие условия поймы изменяются в зависимости от фазы паводка и водности реки. Пойма не только регулирует движение паводочной волны, но и вызывает перераспределение стока на фазах подъема и спада паводков, поэтому изменение условий руслового регулирования в зависимости от объема воды, содержащегося в русловой сети, рекомендуется учитывать переменными кривыми p (τ ; n).

Долю стока воды Прута у Черновцов от притока воды в русловую сеть верхней зоны ($Q_{в,t}$) согласно первому члену правой части уравнения (5) на заданную дату t получим по формуле:

$$Q_{в,t} = 0{,}20(Q_{1,t}+Q_{2,t}) + 0{,}39(Q_{1,t-1}+Q_{2,t-1}) +$$
$$+ 0{,}21(Q_{1,t-2}+Q_{2,t-2}) + 0{,}12(Q_{1,t-3}+Q_{2,t-3}) + 0{,}08(Q_{1,t-4}+Q_{2,t-4}). \qquad (6)$$

Постоянные коэффициенты правой части уравнения (6) соответствуют ординатам кривой добегания с параметрами $\tau_в$ =I,5 и $n_в$ =I. Как видно из формулы (6), 20% доли от поступившего притока воды за первый суточный интервал сбрасывается через расчетный створ на Пруте у Черновцов за тот же срок. Условия руслового регулирования в значительной мере изменяются при расходах воды выше 300 м^3/с и в расчетах следует использовать функцию p (τ ; n) с параметрами $\tau_в$ =I и $n_в$ =I. В этом случае расчет частного

гидрографа проводим по формуле:

$$Q_{в,t} = 0{,}42\left(Q_{1,t} + Q_{2,t}\right) + 0{,}37\left(Q_{1,t-1} + Q_{2,t-1}\right) + \\ + 0{,}15\left(Q_{1,t-2} + Q_{2,t-2}\right) + 0{,}06\left(Q_{1,t-3} + Q_{2,t-3}\right). \qquad (7)$$

При значительной водности реки доля от поступившего притока воды в русловую сеть верхней зоны водосбора в первый расчетный интервал Δt достигает 42%.

Расчет трансформации притока воды в русловую сеть нижней части водосбора проводим по кривой с параметрами $\tau_н$ =0,5 и $n_н$=I по формуле:

$$Q_{н,t} = 0{,}53 q_t + 0{,}33 q_{t-1} + 0{,}10 q_{t-2} + 0{,}04 q_{t-3}. \qquad (8)$$

Формула (8) используется для всего диапазона колебания уровня воды. Доля стока от водоотдачи воды в русловую сеть нижней зоны за период заблаговременности прогноза возрастает до 53%.

Для подбора функций $p\ (\tau\ ;\ n)$ принят период наблюдений с I959 по I970 г., которого оказалось вполне достаточно для надежных обобщений. Анализу подвергнуты 30 многомодальных паводков или более 500 среднесуточных расходов воды, в том числе выдающиеся паводки I959, I964 и I970 г. Критерий применимости метода прогнозирования и качества прогнозов $\frac{S}{\sigma}$ =0,28, где S - средняя квадратичная погрешность проверочных прогнозов; σ - среднее квадратичное отклонение изменения расхода (уровня) воды за период заблаговременности прогноза. Проверочные прогнозы достаточно хорошо укладываются в критерий, обусловленный допустимой ошибкой [I].

Надежный прогноз суточного стока для горных рек с площадями водосборов до 3 - 9 тыс.км^2 на основе учета суммарного притока воды в русловую сеть можно получить только при наличии методики экстраполяции хода притока воды на один расчетный интервал. В нашем примере для этого необходимо иметь ориентировочные данные по стоку на трех опорных гидростворах с заблаговременностью одни сутки.

В первом приближении для определения объема стока (среднесуточного расхода воды) дождевых паводков на малых реках используется зависимость $y\left(\sum_{t_{пп}-\tau_б}^{t_м} x\ ;\ Q_{пп}\right)$, где y - объем стока за паводок; $\sum_{t_{пп}-\tau_б}^{t_м} x$ - осадки, начало суммирования которых производится от даты $t_{пп}$ - времени наступления минимального предпаводочного расхода воды $Q_{пп}$, с опережением на время бассейнового добегания

$\tau_б$. Осадки суммируются до даты прохождения пика паводка $t_м$. Время окончания суммирования осадков можно также принимать со сдвижкой на время добегания ($t_м - \tau_б$). В отдельных случаях следует учитывать только эффективные осадки (за вычетом начальных потерь). Установлено, что начальные потери на водосборах рек верхней части Прута и Тисы при предпаводочном стоке $y_{пп} \leq$ I мм достигают 20 - 25 мм, а при $y_{пп} \geq$ 3 мм уменьшаются до 2 - 5 мм.

Для построения зависимостей y ($\sum_{t_{пп}-\tau_б}^{t_м} x_i$; $Q_{пп}$) исследовано для каждого гидроствора отдельных рек Карпат и Закарпатья не менее 60 - I00 различных по объему и продолжительности паводков, в том числе и многомодальных. При формировании сложных паводков последние расчленялись на ряд одномодальных по кривым $Q_{t+\Delta t}$ (Q_t). Глубокая подземная составляющая питания рек принималась постоянной. Для отдельных значительных по площади регионов получены территориально общие зависимости.

В качестве показателя влагонасыщенности бассейна к началу выпадения паводкообразующих осадков может быть принят индекс предшествующего увлажнения бассейна J, являющийся функцией осадков предшествующего I5 - 30 дневного периода, начиная с ($t_{пп} - \tau$) дня. Для рек Карпат индекс J вычисляется по формуле:

$$J = \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \ldots + \beta_n x_n , \qquad (9)$$

где x - количество осадков, выпавших за n дней до рассматриваемого дождя; β - коэффициент, характеризующий затухание влияния осадков предшествующего периода, принятый в форме $\beta = K^n$ (K - географический параметр, равный 0,95).

Индекс предшествующего увлажнения, вычисленный для ряда рек бассейнов Прута и Тисы, изменяется в широких пределах. Минимальные его значения составляют 2 - 5 мм. В тех случаях, когда осадки выпадают в конце предшествующего расчетного периода, он возрастает до I00 мм и более.

Для предвычисления суточного стока Прута у Черновцов разработан метод прогноза, который учитывает процессы формирования паводка, происходящие в целом на водосборе. Общая схема расчета и прогноза гидрографа стока паводков по осадкам сводится к решению ряда частных задач: установлению подачи воды на водосбор, расчету потерь и гидрографа притока в русловую сеть бассейна, расчету русловой трансформации притока и сброса воды через расчетный створ.

Поступление воды на поверхность водосбора представляется в виде

графика хода осадков во времени x (t) по бассейну или отдельным его частям. Средний слой осадков на частных водосборах Прута до Черновцов вычисляется как средняя арифметическая величина из показаний 8 пунктов в верхней горной зоне и 2 пунктов в нижней зоне.

При неравномерном распределении дождемерной сети отдельные метеостанции объединяются по группам, исходя из их удаленности от замыкающих зону створов, залесенности, заболоченности, высотного положения, развития гидрографической сети, расположения по отношению к ведущим воздушным потокам и экспозиции склонов. Вес показаний каждой станции или группы станций выражается в долях единицы, согласно полученным коэффициентам корреляции зависимостей стока замыкающего створа и осадков данной метеостанции.

Как указывалось выше, водосбор Прута выше Черновцов по однородности физико-географических и гидрологических условий разделен на две части: верхнюю (площадь 2097 км^2) и нижнюю (площадь 4793 км^2).

Расчет ординат гидрографа распределения притока Ψ (τ_c) произведен на основании учета закономерности истощения частного пополнения запасов воды в бассейне, вызванного стоком конкретных осадков. Закономерность истощения установлена по наиболее крутым спадам паводков, соответствующим случаям отсутствия водоподачи. Использован ход стока паводков и кривые истощения $Q_{t+\Delta t}$ (Q_t) по гидростворам Прута у Яремча и у Черновцов и Черемоша у Устерик. В зависимости от амплитуды изменения расходов воды для каждого гидроствора было установлено по пять вариантов распределния Ψ (τ_c). Отклонение ординат от средних значений не превышает 10%. Средние ординаты вычислены как средняя арифметическая величина из относительных ординат, полученных для трех гидростворов, рассчитанных по всей амплитуде изменения расходов воды.

Величина и количество ординат Ψ (τ) зависит от физико-географических особенностей бассейна. Внутрипочвенное и поверхностное регулирование суточной величины осадков в горном бассейне Прута до Черновцов происходит в течение трех суточных расчетных интервалов. В первый расчетный интервал времени в русловую сеть поступает 67% осадков того же периода.

Принято целесообразным рассматривать потери стока с учетом условий, сложившихся в момент сброса воды через замыкающий створ. Стопроцентный приток воды в русловую сеть ($q_{100\%}$) для частного водосбора на заданную дату получаем по формуле

$$q_{100\%,t} = \alpha m \sum_{\tau=1}^{\tau_{cм}} x_{t-\tau_c+1} \Psi(\tau_c), \qquad (10)$$

где α - коэффициент размерности; m - коэффициент, учитывающий долю площади частного водосбора по отношению ко всей площади бассейна; $\tau_{c,м}$ - максимальное время склонового добегания, численно равное количеству ординат графика распределния притока $\Psi(\tau_c)$ (табл. I).

Таблица I

Ординаты графика распределения притока воды в русловую сеть бассейна Прута до Черновцов

Водосбор		Единицы измерения	Коэффициент, учитывающий размерность и долю стока	Распределение ординат $\Psi(\tau_c)$		
характеристика	площадь, км²			Ψ_1	Ψ_2	Ψ_3
Общая	6890	мм	I	0,670	0,230	0,I00
		м³/с	79,75	53,99	I8,I0	7,66
частная верхняя	2097	мм	0,30	0,20I	0,069	0,030
		м³/с	23,92	I6,20	5,43	2,29
частная нижняя	4793	мм	0,70	0,469	0,I6I	0,070
		м³/с	55,83	37,79	I2,67	5,37

Русловая трансформация максимально возможного притока воды в гидрограф I00%-ного стока рассчитывается по переменным или элементарным русловым трансфрмационным функциям $\rho(\tau_\rho; n)$; оптимальные параметры τ_ρ и n устанавливаются подбором по наилучшему соответствию рассчитанного и фактического гидрографа паводка и контролируется по соотношению:

$$Q_{100\%} \geq Q_\Phi - Q_0, \qquad (II)$$

где $Q_{100\%}$ - I00%-ный сток; Q_Φ - фактичекий расход воды; Q_0 - глубокая подземная составляющая стока, за величину которой принят минимальный летний расход воды.

Гидрограф I00%-ного стока вычисляется по уравнению:

$$Q_{100\%,t} = \sum_{\tau=1}^{\tau_{\rho,м}} q_{100\%,t-\tau_{\rho+1}} \rho(\tau, n), \qquad (I2)$$

где $\tau_{\rho,м}$ - максимальное время руслового добегания, численно равное количеству ординат функций $\rho(\tau_\rho)$.

Для расчета доли стока с верхней зоны бассейна Прута приняты две элементарные трансформационные функции с параметрами $\tau_\rho = I$, $n = I$ и $\tau_\rho = 2$, $n = 2$ с коэффициентом корреляции $\gamma = 0,5$. С ниж-

ней части водосбора сток учитывается русловой трансформационной функцией с параметрами τ_p =0,5 и n =I.

Формулы (I0) и (I2) используются для подбора трансформационных функций. При выпуске прогнозов одновременно учитывается влияние склонового и руслового регулирования путем расчета трансформации осадков непосредственно в гидрограф I00%-ного стока. Ординаты (табл. 2) бассейновой трансформационной функции $R(\tau_\delta)$ получим по распределению ординат $\Psi(\tau_c)$ и $p(\tau_p; n)$.

Таблица 2

Ординаты обобщенных бассейновых трансформационных функций для верхней и нижней части водосбора Прута до Черновцов ($м^3/с$)

Зона	Распределение ординат $R(\tau_\delta)$						
	R_1	R_2	R_3	R_4	R_5	R_6	R_7
Верхняя	I3,57	24,44	I9,60	II,96	5,96	2,86	I,36
Нижняя	28,70	26,97	I4,78	5,79	2,80	0,7I	

Максимально возможный расход воды в замыкающем створе вычисляется по уравнению:

$$Q_{100\%,t} = a\sum_{\tau=1}^{\tau_{\delta,M}} X_{t-\tau_\delta+1} \cdot R(\tau_\delta), \qquad (I3)$$

где $\tau_{\delta,M}$ – максимальное бассейновое время добегания, численно равное количеству ординат функции $R(\tau_\delta)$.

Потери стока и их распределение во времени учитываются при сопоставлении хода суточных величин фактического и вычисленного I00%-ного стока через коэффициенты соответствия φ или путем построения коаксиальной зависимости ряда факторов, характеризующих потери дождевого стока. Коэффициент φ представляет собой отношение объема стока за расчетный интервал времени $\Delta t < \tau$ к объему максимально возможного стока за тот же период. Он характеризует влияние на сток ряда факторов, в том числе потерь, временного задержания воды на поверхности бассейна и в русловой сети и др.

Получены математические выражения для перехода от I00%-ного стока к прогностическим расходам воды или используется метод графической коаксиальной корреляции между многими переменными. В качестве предикторов учитываются: на подъеме паводков – I00%-ный сток пери-

ода заблаговременности и в день выпуска прогноза, фактический сток в момент выпуска прогноза, предпаводочный расход; на фазе спада паводков - 100%-ный сток на период заблаговременности прогноза, максимальный паводочный сток и расходы воды в замыкающем створе в момент выпуска прогноза.

Применимость изложенной схемы проверена на различных реках, расположенных в разнообразных физико-географических условиях формирования стока .

Предусматривается схема, в которой потери стока учитываются по территориально общей зависимости для малых рек с относительно однородными условиями формирования дождевого стока. Для бассейна Прута выше Черновцов построена коаксиальная зависимость $P\ (\mathcal{I}, N, X)$, где P - потери стока за паводок; $\mathcal{I}$ - индекс предшествующего увлажнения бассейна; N - календарный номер декады, в течение которой наблюдался паводок; X - паводкообразующие осадки. Для малых рек при суточном расчетном интервале времени неравномерность выпадения осадков во времени не учитывается. Методика позволяет определять потери стока и распределение их во времени. Доказано наличие аналогичных зависимостей для других регионов Карпат и Закарпатья. Рассмотренные зависимости построены по данным наблюдений на отдельных реках за 100 - 150 паводками. При этом учитываются как простые, одномодальные, так и сложные, многомодальные паводки. Схемой предусматривается фоновый учет потерь для показательных бассейнов всего региона.

Следует заметить, что рассмотренная выше зависимость $y\left(\sum_{t_{нп}-\tau}^{t_м} x; Q_{нп}\right)$ также дает возможность получить величину водоотдачи бассейна (или потерь стока) за каждую расчетную единицу времени. Значения y для каждой расчетной величины $\sum x$ снимаются с графика связи, по ним определяются соответствующие приращения Δy .

Рассмотренная комплексная схема для выпуска оперативных прогнозов очень проста, имеет преимущество по отношению к другим методам. Для применения метода используется минимум гидрометеорологических данных (только об осадках и стоке воды). Она вполне применима для выпуска прогнозов зимних паводков. В этом случае процесс формирования талого стока, для его предвычисления в первом приближении, характеризуется водностью показательных бассейнов. При разработке метода прогнозирования хода стока дождевых паводков выполнено основное правило, которое заключается в простоте применяемых расчетных формул, рабочих графиков и методов определения исходных параметров.

Литература

I. Наставление по службе прогнозов, раздел 3, часть I. Гидрометеоиздат, Л., I962.
2. Калинин Г.П. и Милюков П.И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс. Труды ЦИП, вып.66, I958.
3. Лыло В.М. Комплексный метод прогноза дождевых паводков. Труды ДВНИГМИ, вып.29, I968.

ПРОГНОЗ СУТОЧНОГО СТОКА ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ ГОРНЫХ РЕК КАРПАТ

Л.М.Козинцева, В.И.Кулинич

(СССР)

Р е з ю м е

Метод прогноза хода суточного стока дождевых паводков по осадкам разработан на примере рек Карпат. Приток воды в русловую сеть бассейна определяется на основе учета истощения влагозапасов по кривым истощения.

Движение волны паводка рассчитывается с помощью переменных или элементарных русловых трансформационных функций, которые зависят от времени добегания.

Для перехода от рассчитанного 100%-ного гидрографа к прогнозу стока с учетом заблаговременности используются различные методы определения потерь: графические зависимости между 5-6 предикторами, а также схема расчета по стоку малых рек.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die Prognosemethode des Tagesabflusses nach Niederschlägen wird am Beispiel einer Reihe der Karpatenflüsse ausgearbeitet. Wasserzufluss ins Flusslaufnetz des Beckens wird anhand der Berechnung der Ersehöpfung der Wasservorräte nach Erschöpfunskurven bestimmt.

Die Wellenbewegung des Hochwassers wird durch Variablen oder elementare Flusslauftransformationsfunktionen berechnet, die von der Zulaufzeit abhängig sind.

Für Übergang vom 100%-igen berechneten Hydrographen zu Abflussprognose mit Berücksichtigung der Frühzeitigkeit werden verschiedene Bestimmungsmethoden der Verluste verwendet, und zwar, graphische Abhängigkeit zwischen 5-6 Prädikatoren sowie Berechnungsschema für den Abfluss kleinerer Flüsse.

Район Карпат характеризуется частыми значительными ливнями, во время которых суточное количество осадков достигает 100 мм и более. Непрерывные дожди здесь могут продолжаться около полусуток и даже превышать этот период. При этом, как отмечает П.Ф.Вишневский [1], наиболее интенсивная часть ливня длится не более 2-3 часов, после чего дождь ослабевает, а затем может снова усилиться. Значительные осадки характеризуются неравномерностью выпадения по территории и во времени.

Такой характер выпадения осадков определяет прохождение на реках Карпат довольно частых (до 10-15 в течение теплого периода в отдельные многоводные годы) паводков различной продолжительности, которая в многомодальных паводках достигает 10-15 суток.

Наиболее высокие паводки наблюдаются обычно в июле; интенсивность подъема уровней воды при этих паводках достигает 0,7 м/ч (1969 г.), спада - 0,5-0,6 м/сут.

Частые дождевые паводки и причиняемый ими ущерб народному хозяйству делают актуальной задачу разработки метода расчета и прогноза гидрографа стока дождевых паводков на этих реках. Общее решение этой задачи можно свести к решению ряда частных вопросов - к определению подачи воды на водосбор, определению потерь этой воды, расчету гидрографа притока в русловую сеть речного бассейна и расчету гидрографа стока в замыкающем бассейн створе.

Современная гидрометеорологическая изученность бассейнов рек Карпат позволяет решить все эти вопросы, за исключением определения потерь дождевых вод. Поэтому, согласно рекомендации [4], при разработке методов прогнозов гидрографов паводков расчитывается трансформация осадков в максимально возможный гидрограф стока без предварительного расчета стокообразующих осадков и потерь. Переход от этого так называемого стопроцентного гидрографа стока к прогнозному гидрографу осуществляется при сбросах стока через замыкающий водосбор створ.

Рассмотренная теоретическая схема применена нами для разработки метода прогнозов гидрографов дождевых паводков рек Карпат, осуществленной на примере рек бассейнов Быстрицы до пос.Ямницы (площадь

водосбора 2450 км^2), Сирета до г.Сторожинца (642 км^2) и Днестра до пос.Раздола (5700 км^2).

Разнообразие рельефа, почвенного и растительного покрова в бассейнах этих рек, а также наличие больших уклонов местности и хорошо развитой ручейковой сети способствуют быстрому сбросу воды в русловую сеть. Паводковые воды при движении по русловой сети претерпевают значительную трансформацию, причиной возникновения которой является тормозящее воздействие русла и поймы на приток. Регулирующее воздействие на сток до момента поступления воды в русло рек оказывает и бассейн. Поэтому одним из центральных вопросов при разработке метода прогноза является расчет поступления дождевых вод в русловую систему, а также определение роли склонового регулирования в общем процессе формирования гидрографа паводка.

Исходными материалами для прогнозирования хода стока дождевых паводков служат данные наблюдений за стоком и осадками. Обычно за 3-7 лет на горных реках наблюдается по 15-25 одномодальных и многомодальных дождевых паводков, имеющих различные по величине максимумы, объем и продолжительность. Следовательно, за сравнительно короткий период наблюдений можно получить достаточно исходных данных для разработки схемы прогнозирования гидрографа.

Подача воды на водосбор принимается равной осадкам, которые осредняются по бассейну или его частным площадям известными в гидрологии методами. В нашем исследовании осадки вычислены как среднеарифметическое из показаний ряда станций (трех в бассейне Сирета, семи в бассейне Днестра и четырех в бассейне Быстрицы).

В основу расчета притока воды в русловую сеть положен метод, базирующийся на учете истощения влагозапасов в бассейне [2]. Закономерность истощения устанавливается по наиболее крутым спадам паводков, соответствующим случаям отсутствия воды на водосборе. По кривым истощения устанавливаются ординаты графика распределения притока при заданных начальных расходах воды. Полный объем притока от осадков за каждую расчетную единицу распределяется в пределах ряда интервалов. Делением каждого частного объема q_i, на полный объем $\sum q_i$ получим относительные характеристики распределения этого объема во времени ψ_i

$$\psi_i = a \frac{q_i}{\sum_{i=1}^{m} q_i}, \qquad (1)$$

где a - коэффициент размерности.

Количество ординат ψ и их величина мало изменяются в зависи-

мости от максимального расхода в замыкающем створе. Это дает основание в расчетах принять осредненные их значения по всему диапазону колебаний уровня воды для всех паводков (табл. I).

Таблица I

Ординаты графика притока в русловую систему для бассейнов Быстрицы и Сирета

Река	Пункт	Ординаты		
		Ψ_1	Ψ_2	Ψ_3
Быстрица	Ямница	0,720	0,220	0,060
Сирет	Сторожинец	0,750	0,200	0,050

Как видно из табл. I, осадки, поступающие на водосборы Быстрицы и Сирета в течение одного расчетного интервала времени, полностью сбрасываются в русловую сеть в течение трех расчетных интервалов времени, из них 72-75% в первый интервал.

В соответствии с графиком распределения притока $\psi(t)$ и ходом во времени осредненных по водосбору осадков $x(t)$, приток воды в русловую сеть $q_i(\tau)$ за каждый расчетный интервал получаем как сумму долей 100%-ного притока от осадков, выпавших на водосбор в различные расчетные интервалы времени.

Распластывание волны притока и гидрограф паводка рассчитываются с помощью трансформационных функций $P(\tau, n)$ [3], параметры которых τ и n определяются методом последовательного приближения (τ - время добегания на характерном участке, n - число характерных участков).

Окончательный вариант кривых распределения притока и руслового добегания подбирается и контролируется по соотношению:

$$Q_{100\%} \geqslant Q_{\phi} - Q_{o}, \qquad (2)$$

где $Q_{100\%}$ - 100%-ный расход; Q_{ϕ} - фактический расход воды; Q_{o} - часть стока, которая не связана с осадками, формирующими данный паводок.

Сток в замыкающем створе всего водосбора или долю стока с частной

площади бассейна за расчетный интервал времени получим по формуле:

$$Q_t = \alpha \sum_{i=1}^{i=\tau_{pm}} q_i(t)\, p_i(\tau, n) , \qquad (3)$$

где α – коэффициент размерности, τ – русловое добегание на характерном участке, τ_{pm} – максимальное время руслового добегания, численно соответствует числу ординат русловой трансформационной функции.

Расчет гидрографа 100%-ного стока показан на примере Быстрицы у Ямницы. В разных вариантах расчета гидрографа осадки вычислялись двумя способами – как средняя арифметическая величина из показаний расположенных в бассейне четырех метеорологических станций или же учитывалась неравномерность их выпадения на водосбор, для чего последний был разделен на две части и средняя величина осадков определялась для каждой из этих частей отдельно.

Пропускная способность пойменного русла учитывается тремя трансформационными кривыми с параметрами: τ_1 =0,75, n_1 =1; τ_2 =1, n_2 =1; τ_3 =1,5 n_3 =1. Коэффициенты коррекции установлены согласно рекомендации [4] путем подбора при соблюдении неравенства (2). Проверка схемы проведена на последнем этапе расчета сброса воды через замыкающий створ. Ординаты кривых руслового добегания и коэффициенты коррекции даны в табл. 2.

Таблица 2

Ординаты русловых трансформационных функций для бассейна Быстрицы у Ямницы

Параметры			Ординаты						
τ	n	γ	P_1	P_2	P_3	P_4	P_5	P_6	P_7
0,75	1	0,33	0,480	0,342	0,100	0,040	0,020	0,013	0,005
1	1	0,33	0,419	0,368	0,139	0,050	0,014	0,007	0,003
1,5	1	0,33	0,180	0,369	0,197	0,109	0,068	0,047	0,030
Обобщенная			0,360	0,360	0,145	0,066	0,035	0,022	0,012

По обобщенной кривой руслового добегания на заданную дату t расход воды Q_t согласно [4] получим по формуле:

$$Q_t = 0{,}360\, q_t + 0{,}360\, q_{t-1} + 0{,}145\, q_{t-2} + 0{,}066\, q_{t-3} + 0{,}035\, q_{t-4} + 0{,}022\, q_{t-5} + 0{,}012\, q_{t-6} . \qquad (4)$$

Из формулы (4) видно, что за первые сутки через замыкающий створ сбрасывается 36% притока воды, поступившей в русловую систему. Сброс в русловую систему происходит за 7 суток. На период заблаговременности прогноза осадки ориентировочно учитываются по качественному прогнозу погоды. Формула (4) необходима только при подборе трансформационных функций. При прогнозировании стока используется бассейновая трансформационная функция $R(\tau)$, ординаты которой вычисляются как сумма произведений каждой ординаты $\Psi(t)$ на все ординаты функции $\rho(\tau,n)$.

С учетом бассейновой трансформационной функции гидрограф 100%-ного стока паводка рассчитывается непосредственно по распределению средних по бассейну осадков $x(t)$. Кривая $R(\tau)$ отражает все виды трансформации.

Параметры τ и n уравнения (3) можно менять и в зависимости от изменения русловых запасов воды, которые характеризуются среднесуточными расходами воды в замыкающем створе. Это позволяет учитывать изменения трансформации паводка, связанные с временной аккумуляцией воды русловой системой, поймой и устьевыми участками притоков на подъеме паводков и соответствующим увеличением водности на спаде паводков.

Вопрос учета потерь стока в условиях Карпат является сложным и с количественной стороны еще недостаточно изученным для применения в практике гидрологических прогнозов. На основании многочисленных исследований потерь жидких осадков предложен ряд схем расчета, основанных на экспериментальных и теоретических данных. К этим схемам относятся способы определения объемных коэффициентов стока, учета потерь впитывания по осадкам или предпаводочному расходу воды в замыкающем створе, учета предшествующего увлажнения бассейна.

Отличительной чертой принятой нами схемы является то, что потери стока учитываются после трансформации подачи воды на водосбор в гидрограф 100%-ного стока в замыкающем створе. Для перехода от 100%-ного стока к рассчитанному используется ряд практических приемов, позволяющих косвенными показателями учесть потери стока и их распределение во времени.

Одним их этих приемов является использование коэффициента соответствия φ, учитывающего отношение фактических расходов воды в замыкающем створе за расчетный интервал Δt к 100%-ному стоку. Коэффициент соответствия характеризует влияние на сток целого ряда факторов: потерь стока, временного задержания воды на поверхности бассейна и русловой сети. Величины этого коэффициента уменьшаются по мере увеличения расходов воды и увеличиваются при уменьшении

расходов воды во время паводка.

Переход от 100%-ного стока к расчетному осложняется необходимостью предвычисления коэффициента соответствия на период заблаговременности прогноза. Для его расчета используются зависимости, учитывающие тенденцию в ходе коэффициента.

Вторым приемом пересчета 100%-ного гидрографа стока в расчетный при оптимально наивыгоднейшем соответствии фактических и рассчитанных расходов воды и в предвычислении последних на некоторый период является метод коаксиальной графической корреляции, который позволяет учесть влияние на сток одновременно нескольких факторов, а также влияние одного и того же фактора при различных значениях других факторов [4].

Увлажненность бассейна характеризуется минимальным предпаводочным расходом воды или индексом предшествующего влагонакопления, а русловые запасы воды - расходами воды в день выпуска прогноза, которые с достаточной точностью отражают тенденцию хода стока на подъеме и спаде паводка. Расход воды в момент времени $t + \Delta t$ является функцией объема воды в русловой сети по состоянию на интервал времени t . На спаде паводков скорость опорожнения запасов воды в русловой сети характеризуют максимальные расходы воды за паводок. Коаксиальные зависимости косвенно учитывают распределение потерь стока внутри паводка; построение их производится с учетом заблаговременности прогнозов.

Для учета потерь и их распределения во времени рекомендуется также учитывать сток показательных бассейнов (малых рек). Начальные потери в бассейнах этих рек учитываются по зависимости $y = f(x, Q_{пп})$, где y - сток, x - осадки, $Q_{пп}$ - минимальный предпаводочный расход воды [4]. Для характеристики потерь стока P для малых водосборов устанавливаются территориально общие зависимости $P(J, N, x)$, где $P = x - y$, J - индекс, учитывающий предшествующее состояние водообеспеченности водосбора, и N - сезон.

Подводя итог выполненному исследованию можно отметить, что сложность определения потерь стока во время дождевого паводка за отдельные расчетные единицы времени приводит к необходимости расчета гидрографа по максимально возможному 100%-ному стоку. Изложенные способы наиболее полно учитывают сложившиеся гидрометеорологические условия.

Выполненные исследования показывают, что методика прогноза стока на основе учета осадков пригодна для расчета гидрографа стока дождевых паводков применительно к рекам Карпат.

Литература

I. Вишневський П.Ф. Зливи і зливовий стік на Україні. Наукова думка, Київ, 1954.
2. Гуревич М.И. Элементарный приток в русловую сеть и генетическая формула стока. Труды ГГИ, вып. 61, 1957.
3. Калинин Г.П., Милюков П.И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс. Труды ЦИП, вып. 66, 1958.
4. Гарцман И.Н., Лыло В.М., Черненко В.Г. Паводочный сток рек Дальнего Востока. Труды ДВНИГМИ, вып. 34, 1971.

Über statistische Zusammenhänge zwischen mehrtägigen Niederschlagssummen in Stationen verschiedener Flußeinzugsgebiete im Donauraum

Von Konrad Cehak
Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien, Österreich

Es werden vom Metorologen oft Prognosen verlangt, die Perioden überdecken sollen, für die die Kenntnis der statistischen Zusammenhänge zwischen verschiedenen Klimaelementen notwendig ist. Die modernen Speicher- und Verarbeitungsmittel lassen Untersuchungen dieser Art nun zu, ohne daß jedoch die Schwierigkeiten, die in der Natur der Sache liegen, dadurch zu beheben sind. Daher wird in einem großen Teil der Fälle das Ergebnis der Voruntersuchung "nur" darin bestehen, daß gezeigt wird, daß einer gegebenen Prognosenanforderung aus den klimatologischen Gegebenheiten heraus nicht stattgegeben werden kann.

Ein für die Praxis sicher sehr wichtiger Prognosenwunsch ist der, Abflüsse oder Wasserstände auf lange Zeit vorherzusagen. Dabei soll unter diesem Zeitbegriff "lange Zeit" ein Zeitraum von wenigstens einer Woche verstanden werden. Für diese großen Zeitabschnitte ist der Einsatz von Methoden, die auf der Physik des Vorganges beruhen, nicht mehr einzusetzen, da die Einflüsse der Randbedingungen so zahlreich und unüberschaubar werden, daß sie den Ablauf der Kausalitätskette überdecken.

Soll man Abflußprognosen etwa für die Frühjahrsmonate geben, dann kommen als Einflußelemente und damit als Prediktoren etwa die folgenden Elemente in Betracht:

- Niederschlagsmengen in den Zeitabschnitten vor dem Prognosentermin
- Schneehöhen und Schneedichten als Maß für das gespeicherte Wasser
- Anteil des festen Niederschlages, vor allem in den Gebirgsgebieten
- Verlauf von Lufttemperatur und Luftfeuchtigkeit, zur Erfassung des Abschmelzens

Aus diesen angeführten Elementen soll im Folgenden nur der Niederschlag, d.h. die Niederschlagssummen, herausgegriffen werden. Seine statistischen Eigenschaften beeinflussen jedenfalls die Möglichkeit von Abflußprognosen in einem hohen Ausmaß, daher sind sie vor allem anderen zu betrachten.

Natürlich sollten im Hinblick auf Abflußprognosen Gebietssummen des Niederschlages betrachtet werden. Diese Gebietsniederschläge werden im allgemeinen durch einen Summationsprozeß aus den Messungen an einer relativ geringen Zahl von Meßstationen erhalten. Dieser Summationsprozeß beinhaltet letztlich die Regressionsbeziehung der Summe mit den Messungen an einzelnen Stationen, die als repräsentativ für ein größeres Gebiet gelten sollen. Für diese Untersuchung wird von dieser Regressionsbeziehung in extremer Weise Gebrauch gemacht, indem für den verfolgten Zweck jeweils nur eine Station ein Flußgebiet oder einen Meßraum charakterisieren soll. Die Wesenszüge des Problems lassen sich auch auf diese Weise klarstellen und der Rechenaufwand bleibt in Grenzen, die die Durchführbarkeit der Studie nicht behindern.

Die für die Studie verwendeten Abflußwerte wurden den Jahrbüchern des Hydrographischen Zentralamtes Wien entnommen, die Niederschlagsbeobachtungen entstammen dem Lochkartenarchiv der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik Wien, auf deren Rechenanlage IBM 1130 die Berechnungen durchgeführt wurden.

Als Abflußstation wurde Wien - Nußdorf verwendet, für die Niederschläge wurden die Beobachtungen der in Tab. 1 enthaltenen Stationen benutzt. Dabei fand der Zeitraum von 1948 bis 1965 Verwendung.

Aus den täglichen Beobachtungen wurden Zehntage- und Fünftagesummen der Niederschläge, bzw. Mittelwerte des Abflusses aus derselben Zeit gebildet. Dabei wurden jeweils die dritten Dekaden oder sechsten Pentaden eines Monats erweitert oder gekürzt, wenn der Monat mehr oder weniger als 30 Tage aufwies. Um für die späteren Untersuchungen den Jahresgang und die verschiedene Länge der Perioden zu eliminieren, wurden für jede der 36 Dekaden oder 72 Pentaden das Mittel und die Streuung über die 18 Jahre gerechnet und dann jeder Einzelwert durch seinen entsprechenden standardisierten Wert

$$y(i,j) = \frac{x(i,j) - \bar{x}(j)}{s(x(j))}$$

ersetzt, wobei $x(i,j)$ der Meßwert aus der Pentade oder Dekade j im Jahr i ist, $\bar{x}(j)$ der Mittelwert der Beobachtungen aus der Pentade oder Dekade j und $s(x(j))$ die Streuung der Beobachtungen aus der Pentade oder Dekade j ist. Diese standardisierten Werte $y(i,j)$ weisen nun keinen Jahresgang mehr auf und sind auch unabhängig von der Länge der betrachteten Meßperiode.

Zunächst sei die Korrelation der gleichzeitigen Dekadenniederschläge untereinander und mit den Abflußmengen der Donau bei Wien -

Nußdorf betrachtet. In Tab. 2 sind die Korrelationskoeffizienten dieser Werte zusammengestellt. Es zeigt sich erwartungsgemäß, daß die Stationen der westlichen Einzugsgebiete (Alpenstationen) nur gering mit denen der weiter im Osten gelegenen Stationen des Alpenvorlandes korreliert sind. Dagegen herrscht noch eine relativ hohe Korrelation dieser Stationen mit den Stationen des Alpeninneren vor. Bemerkenswert ist die geringe Korrelation der Ennstalstation mit den Stationen im Alpenvorland und im Donautal. Die niedrigen Korrelationskoeffizienten zwischen dem Donauabfluß und den Stationen des Alpenvorlandes weist darauf hin, daß den Abflußmengen aus dem Alpenraum ein bedeutend höheres Gewicht zuzuordnen ist als den Niederschlagsmengen, die nahe der Donau, speziell nahe der Abflußmeßstelle fallen. Über die statistische Signifikanz dieser Korrelationskoeffizienten ist keine Aussage zu machen, da die Niederschlagsdekadensummen nicht als normal verteilt angesehen werden können.

Die größten Abflußmengen - Niederschlags - Korrelationen bestehen mit den Stationen des Traun-, Inn- und Lecheinzugsgebietes. Dies ist verständlich, da dies auch die Gebiete sind, die absolut die größten Niederschlagsmengen aufweisen.

Als nächstes seien die Autokorrelationsfunktionen der verschiedenen Beobachtungsreihen betrachtet. Hier zeigt sich ein wesentlicher Unterschied zwischen den Niederschlagsreihen und der Abflußreihe. Die Abflußreihe zeigt ein langsames Abklingen der Autokorrelationskoeffizienten und dann ein Schwanken um Null (Abb. 1), während die Autokorrelationsfunktionen der Niederschlagsmengen vom Wert eins bei der Zeitverschiebung ("lag") null auf Werte unter o,1 abfallen gleich ab der Zeitverschiebung eins. Tab. 3 enthält die Autokorrelationskoeffizienten zur Zeitverschiebung eins, Abb. 2 gibt die ganze Autokorrelationsfunktion für Wien - Hohe Warte als Beispiel dieser Funktionen wieder.

Die Autokorrelationsfunktionen der Niederschlagsmessungen sind praktisch Indikatoren dafür, daß die Niederschlagsdekadensummen einen "Weißen Lärm Prozeß" darstellen. Dieser weiße Lärm hat nur für die Bergstation Feuerkogel einen von null verschiedenen Autokorrelationskoeffizienten von rund o,3. Man kann also, von der Bergstation abgesehen, annehmen, daß die Niederschlagsdekadensummen statistisch betrachtet voneinander unabhängig sind.

Die Autokorrelationsfunktion der Abflußmengen entspricht wohl nicht ganz der eines Markow-Prozesses, kann aber in erster Näherung

als solche gelten. Bei 19 und 2o Dekaden Zeitverschiebung (zwischen sechs und sieben Monaten) erreicht sie nochmals Werte von rund o,2. Dies ist erklärbar durch die Tendenz zu Niedrigwasser in den Winter- und Sommermonaten einerseits und durch die Tendenz zu höherer Wasserführung im Frühling und Spätherbst anderseits.

Die Querkorrelationskoeffizienten der Niederschlagsdekadensummen der einzelnen Stationen untereinander weisen praktisch alle denselben Gang mit der Zeitverschiebung auf: Von dem in Tab. 2 gegebenen Wert zur Zeitverschiebung null, der im allgemeinen über o,3 liegt, fallen sie in positiver und negativer Richtung auf Werte zwischen -o,1 und +o,1 ab, wobei das Vorzeichen rhytmischen Änderungen unterworfen ist. Wegen der Kleinheit des Betrages dieser Querkorrelationskoeffizienten sind die Zusammenhänge, die durch sie zwischen zeitlich verschobenen Dekadenniederschlagssummen zweier Stationen angezeigt werden, so schwach, daß man sie nicht gut für prognostische Zwecke ausnützen kann. Ein Beispiel für diese Querkorrelationsfunktionen ist in Abb. 3 wiedergegeben. Die Querkorrelationsfunktionen sind symmetrisch in der Zeit zwischen den Stationen, d.h. der positive Teil (Abhängigkeit der Werte der Station A von künftigen der Station B) der Querkorrelationsfunktion zwischen der Station A und der Station B ist der negative Teil (Abhängigkeit der Werte der Station B von vergangenen der Station A) der Querkorrelationsfunktion zwischen der Station B und der Station A.

Bei den Querkorrelationskoeffizienten des Abflusses bei Wien und den Niederschlägen in den verschiedenen Stationen ändert sich das Bild. Abb. 4 zeigt ein Beispiel für diese Querkorrelationsfunktionen. Wie aus dem physikalischen Zusammenhang zu erwarten ist, sind Querkorrelationskoeffizienten, die den Abfluß mit dem künftigen Niederschlag an einer Station verbinden, sehr klein. Die Querkorrelationskoeffizienten jedoch, die den Abfluß mit vergangenen Niderschlägen verbinden, fallen nur mehr oder weniger langsam von dem Wert, den sie bei der Zeitverzögerung null aufweisen, gegen null ab. Tab. 4 gibt die Dekaden an, bis zu welchen die Querkorrelationskoeffizienten noch über o,1 liegen, dazu nochmals den Wert des Querkorrelationskoeffizienten bei der Zeitverschiebung null. Es ist ersichtlich, daß die weiter zurückliegenden Niederschläge noch einen Einfluß auf die Wasserführung aufweisen. Dabei ist die Speicherung in den Berggebieten noch für einen zeitlich längeren Einfluß verantwortlich als die in den Voralpen und Talstationen fallenden und dort teilweise gespeicherten Nieder-

schläge, denn bei den für den Alpenbereich repräsentativen Stationen ist noch der 9. oder 1o. Querkorrelationskoeffizient (3 bis 3,3 Monate) zwischen Niederschlag und Abfluß größer als o,1, während bei den Voralpenstationen die Querkorrelationsfunktion schon nach einer Zeitverschiebung von vier bis sieben Dekaden (1,3 bis 2,3 Monate) unter den Wert o,1 sinkt.

In Tab. 4 sind auch noch die Dekaden mit dem größten Querkorrelationskoeffizienten zwischen Abfluß und Niederschlägen angeführt. Zumeist sind die Querkorrelationen bei einem zeitlichen Unterschied von einer Dekade größer als die gleichzeitigen Korrelationen. Dabei ist der Unterschied am größten für die in den westlichen Alpen gelegenen Stationen, was durch den weiten Zuflußweg erklärbar wird.

Bei einigen Stationen zeigen sich auch wieder größere Querkorrelationskoeffizienten zwischen dem Niederschlag und dem Abfluß bei Wien für Zeitunterschiede von sechs bis acht Monaten (Tab. 5). Es sind dies vor allem Stationen, die für den Alpenraum repräsentativ sind, allerdings auch die Stationen des Mühlviertels und des oberösterreichischen Alpenvorlandes. In diesen beiden Fällen ist die Größe des Querkorrelationskoeffizienten physikalisch kaum deutbar, während bei den Alpenstationen der höhere Querkorrelationskoeffizient auf die Speicherung durch Schnee und Eis deuten kann. Dabei ist aber auch wieder die Kleinheit des Betrages der Korrelationskoeffizienten zu berücksichtigen, sodaß man nicht zu viel von einer Verwendung derselben in prognostischer Hinsicht erwarten dürfte. Jedenfalls sind die Korrelationen des Abflusses mit den gleichzeitigen und unmittelbar vor der Abflußdekade gefallenen Niederschlägen bei weitem größer und können daher den Erfolg einer Langfristprognose sehr beeinträchtigen, falls man sie nach diesen Betrachtungen überhaupt vornimmt.

Tab. 1. Liste der verwendeten Niederschlagsstationen.

Name	charakteristisch für
Vils	Lech-Einzugsgebiet
Hochserfaus	Inn-Einzugsgebiet, Alpen
Innsbruck	Inn-Einzugsgebiet
Bad Ischl	Traun-Einzugsgebiet
Feuerkogel	Traun-Einzugsgebiet, Alpen
Kremsmünster	Traun-Einzugsgebiet, Voralpen
Großraming	Enns-Einzugsgebiet
Freistadt	Mühlviertel
St. Pölten	Traisen-Einzugsgebiet, Alpenvorland
Wien - Hohe Warte	Donautal

Tab. 2. Korrelationskoeffizienten zwischen den Niederschlagsdekadenwerten und den Abflußwerten (Wert x 1oo).

Station	1	2	3	4	5	6	7	8	9	1o	11
1 Vils	1oo	66	64	63	49	67	38	56	41	45	3o
2 Hochserfaus	-	1oo	76	56	39	5o	33	52	33	37	27
3 Innsbruck	-	-	1oo	57	37	58	37	47	35	37	3o
4 Bad Ischl	-	-	-	1oo	64	81	55	6o	52	54	41
5 Feuerkogel	-	-	-	-	1oo	58	29	4o	52	47	38
6 Kremsmünster	-	-	-	-	-	1oo	58	7o	63	66	36
7 Großraming	-	-	-	-	-	-	1oo	51	36	35	29
8 Freistadt	-	-	-	-	-	-	-	1oo	59	58	28
9 St. Pölten	-	-	-	-	-	-	-	-	1oo	7o	26
1o Wien - Hohe Warte	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1oo	29
11 Wien - Nußdorf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1oo

Tab. 3. Autokorrelationskoeffizienten zur Zeitverschiebung 1 für die Niederschlags- und Abflußreihen.

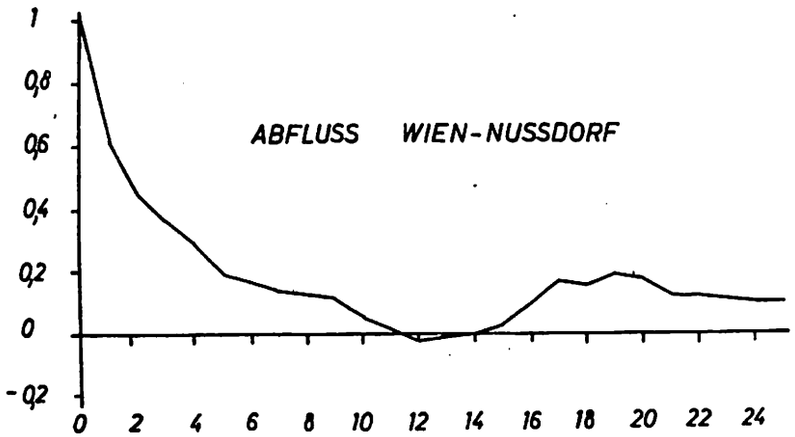
Station	Autokorrelationskoeffizient
Vils	o,o5
Hochserfaus	o,o4
Innsbruck	o,o7
Bad Ischl	o,o4
Feuerkogel	o,33
Kremsmünster	o,o3
Großraming	-o,o1
Freistadt	-o,o2
St. Pölten	o,14
Wien - Hohe Warte	o,o6
Wien - Nußdorf	o,62

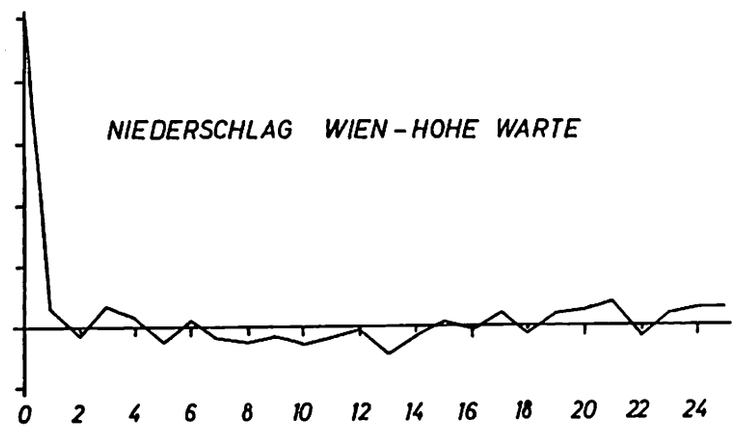
Tab. 4. Querkorrelationskoeffizienten des Abflusses bei Wien mit dem Niederschlag zur Zeitverschiebung null (q_o), Nummer der Dekade (n), welche als letzte einen Querkorrelationskoeffizienten (q_n) von wenigstens o,1 mit dem Abfluß bei Wien aufweist, q_n, Nummer des größten Querkorrelationskoeffizienten (n_{max}) und Wert desselben (q_{max}).

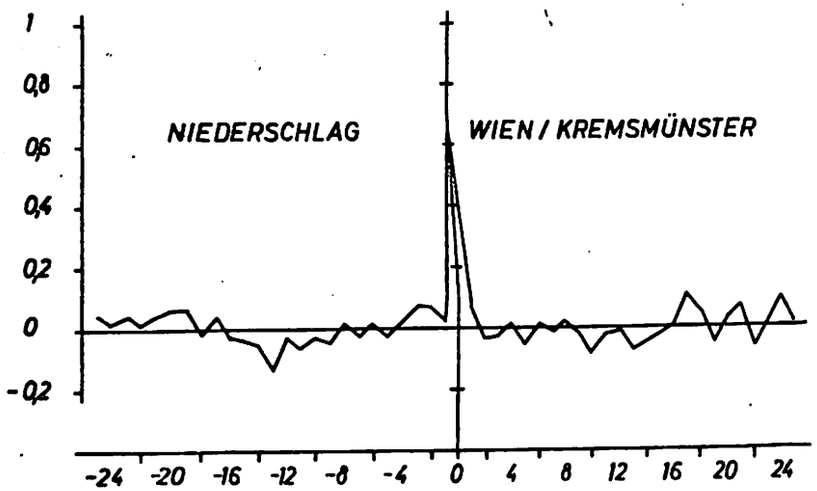
Station	q_o	n	q_n	n_{max}	q_{max}
Vils	o,3o	9	o,11	1	o,37
Hochserfaus	o,27	9	o,12	1	o,33
Innsbruck	o,3o	4	o,2o	1	o,33
Bad Ischl	o,41	6	o,11	1	o,43
Feuerkogel	o,38	1o	o,1o	1	o,4o
Kremsmünster	o,36	7	o,1o	1	o,42
Großraming	o,29	1o	o,1o	0	o,29
Freistadt	o,28	9	o,17	1	o,32
St. Pölten	o,26	9	o,14	1	o,29
Wien - Hohe Warte	o,29	6	o,11	1	o,31

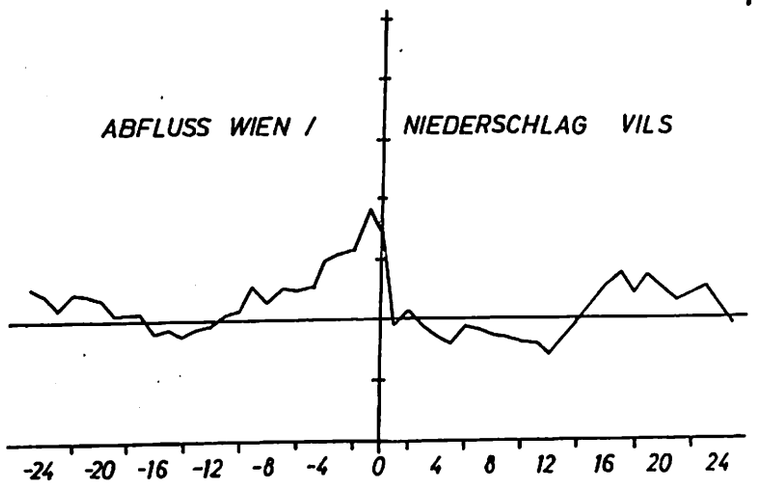
Tab. 5. Dekaden in weiterem Abstand von der Abflußdekade, welche einen Querkorrelationskoeffizienten zwischen Niederschlag und Abfluß von mehr als o,1 aufweisen.

Station	n	q_n
Vils	25	o,11
Feuerkogel	17	o,1o
Kremsmünster	21	o,11
Großraming	17	o,11
	21	o,1o
	24	o,1o
	25	o,11
Freistadt	21	o,1o


ABFLUSS WIEN-NUSSDORF
1
0,8
0,6
0,4
0,2
0
-0,2
0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24


NIEDERSCHLAG WIEN-HOHE WARTE
0 2 4 6 8 10 12 14 16 18 20 22 24


NIEDERSCHLAG WIEN / KREMSMÜNSTER
1
0,8
0,6
0,4
0,2
0
-0,2
-24 -20 -16 -12 -8 -4 0 4 8 12 16 20 24


ABFLUSS WIEN / NIEDERSCHLAG VILS
-24 -20 -16 -12 -8 -4 0 4 8 12 16 20 24

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПЕРЕНОСА ВЛЕКОМЫХ НАНОСОВ В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ ДУНАЯ

Д-р инж. Константин Бондар
Институт метеорологии и гидрологии
Бухарест - Румыния

Как известно, в гидравлике как экспериментальные, так и теоретические исследования, подтверждают тот факт, что в течении воды способность переноса наносов зависит от размера частиц наносов и от степени турбулентности течения. Специалисты по гидравлике вывели ряд уравнений, количественно выражающих расход наносов, переносимых течением во взвешенном состоянии или по дну. Различие условий и гипотез, по которым предполагалась каждая из соответствующих функций, привели к тому, что результаты, полученные при применении этих формул в расчетах, также значительно различаются. Вследствие этого, автор настоящей работы пытался для нижнего течения Дуная (в пограничном участке или протекающем по территории СРР), конкретно исследовать природный феномен гидравлического переноса наносов, для определения расходов грубых наносов (состоящих из частиц более 0,1 мм), учитывающий специфические условия Дуная.

Данные, накопленные из прямых измерений, позволили определить две эмпирические закономерности, выражающие зависимость расхода грубых наносов (донных и взвешенных) в нижнем течении Дуная.

Первая эмпирическая закономерность относится к расходам грубых наносов, переносимых течением Дуная в донном слое[ж]. С этой целью коррелировались средние элементарные расходы воды (q), со средними элементарными расходами донных наносов (r_F). На рисунке 1 проиллюстрированы соответствующие пункты корреляции.

ж) Измерения расходов грубых донных наносов в русле проводились при помощи аппарата, берущего пробы грубых перемещающихся наносов в прилегающем слое ложа русла, толщиной примерно в 2,5 см.

На первый взгляд пункты корреляции кажутся значительно сильно разбросанными. Более внимательный анализ данных, полученных при помощи измерений, показал, что пункты корреляции (q, r_F) группируются по средним глубинам (H) сечений, где производятся измерения. Поэтому на рисунке 1 около каждого пункта корреляции подписывалось среднее значение (H). Это позволило и в дальнейшем нанести на рисунок 1 кривые одинаковой глубины, отражающие зависимость среднего элементарного расхода грубых донных наносов (r_F) от среднего элементарного расхода воды (q) в зависимости от средней глубины русла (H). Таким образом, из множества полученных прямыми измерениями данных грубых донных наносов, проведенных в различных сечениях вдоль русла нижнего Дуная, был получен эмпирический закон, выражающий средний элементарный расход грубых донных наносов (r_F), в зависимости от среднего элементарного расхода воды (q) и средней глубины русла (H).

Другой эмпирический закон переноса грубых наносов по нижнему Дунаю вытекает из обработки натурных измерений расходов грубых наносов, переносимых во взвешенном состоянии (рис.2).

Способ составления диаграммы на рисунке 2 аналогичен способу, представленному на рисунке 1.

Из сравнения этих двух рисунков можно заметить сходство формы этих двух функций. На обоих рисунках можно заметить, что для сечения русла средней глубиной (H), средние элементарные расходы грубых наносов (донных или взвешенных) увеличиваются по криволинейному закону по мере увеличения среднего элементарного расхода воды (q).

Для каждого сечения с постоянной средней глубиной (H), существует определенное критическое значение специфического среднего расхода воды (q), при котором начинается перенос грубых наносов, донных или взвешенных. Критические расходы в начале переноса грубых взвешенных наносов больше, чем при переносе грубых донных наносов.

Сравнение этих двух рисунков указывает на сходство формы соответствующей функции и косвенно, на сходство гидравлических явлений, вызывающих перенос грубых наносов в нижнем течении Дуная. Для общего анализа гидравлики явлений, эти две функции могут быть записаны в следующем виде:

$$r_F = F_1 (q, H) \quad (1)$$

$$r_S = F_2 (q, H) \quad (2)$$

Обе вышеуказанные функции в качестве независимой переменной включают элементарный расход воды (q), который, как известно, является параметром турбулентности течения воды. Конкретные очень высокие значения, которыми характеризуются как расход грубых взвешенных наносов, так и расход грубых донных наносов, говорят о значительном переносе грубых частиц наносов, поднимаемых со дна русла на различную глубину. Значения интенсивности турбулентных процессов в водном потоке являются очень важными в этом случае т.к. частицы грубых наносов, залегающие на дне русла, под влиянием вертикальной составляющей пульсации скорости течения, теряют устойчивость и отрываются от дна, вовлекаясь водным потоком в горизонтальное перемещение. Автор подчеркивает, что только незначительное количество грубых частиц со дна русла увлекается донным течением (перекатыванием и скольжением) по дну русла. С этой точки зрения, термин "влекомые" наносы, применяемый для массового переноса грубых наносов вблизи дна русла, кажется несоответствующим. Также является ошибочным мнение некоторых гидрологов о наличии в водотоке определенной зависимости между расходами влекомых наносов и расходами взвешенных наносов. Как показали измерения, тесная связь между расходами этих двух категорий наносов невозможна, так как происхождение в русле и условия переноса вышеуказанных наносов почти полностью различны. Поэтому невозможна никакая корреляция между расходами этих двух категорий наносов. Можно дать наглядный пример в этом смысле. Известно, что 1970 год для Дуная характеризовался очень большим стоком, с расходами воды, которые достигли и превысили значения 15.000 $м^3$/сек.

В первой половине 1970 года русло Дуная не было еще закрытым у Железных Ворот. Против ожидания, сток мелких взвешенных наносов по Дунаю в 1970 году был ниже среднего многолетнего значения примерно на 20%. Но зато сток грубых наносов (донных и взвешенных) по Дунаю достиг исключительно высоких значений из-за большой скорости течения Дуная.

В заключение работы, в отношении условий и характеристик переноса мелких и грубых наносов вдоль русла нижнего Дуная, даются следующие уточнения диаграмм, представленных на рисунка 1 и 2.

Они являются действительными только для условий Дуная и водотоков, в которых гранулометрический состав грубых наносов по дну

русла является идентичным или сходным с гранулометрическим составом наносов в Дунае.

На основе диаграмм, представленных на рисунках 1 и 2, можно рассчитать сток грубых наносов по участкам Дуная, имея средние значения элементарного расхода воды (q) и глубины русла. Эти две диаграммы носят предварительный характер, являясь первой попыткой оценки стока грубых наносов по руслу Дуная в зависимости от жидкого стока и морфометрических элементов русла.

Для более углубленного изучения переноса наносов по руслу нижнего течения Дуная, необходимы совместные усилия придунайских стран, для увеличения числа сечений, где производятся измерения и увеличения повторяемости проведения гидрологических наблюдений по единой методике и при использовании одинаковой аппаратуры.

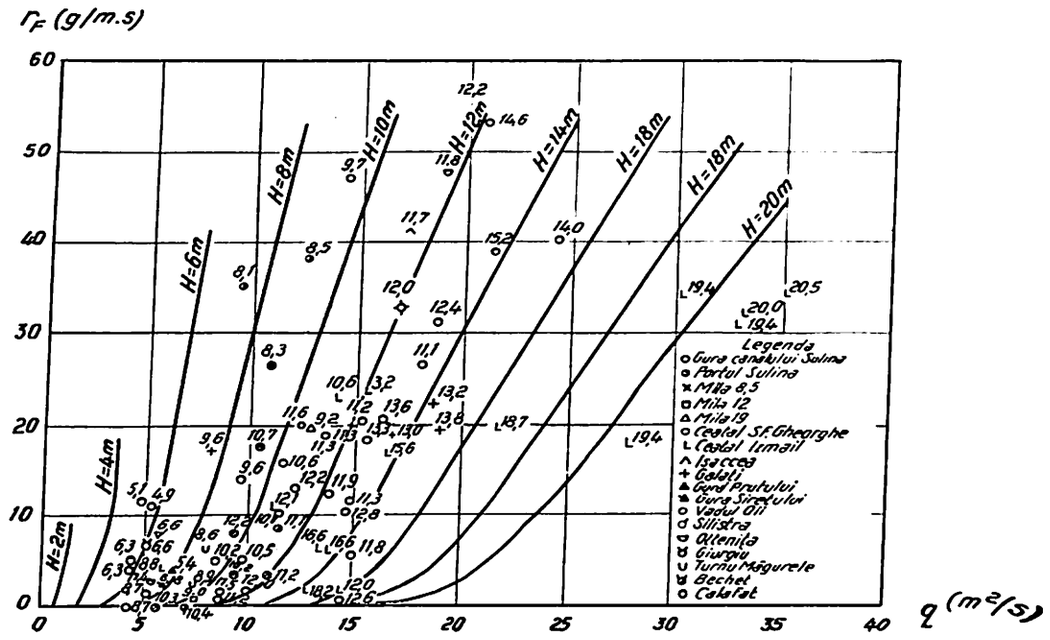

r_F (g/m.s)
q (m²/s)
H=2m
H=4m
H=6m
H=8m
H=10m
H=12m
H=14m
H=18m
H=18m
H=20m
Legenda
Gura canalului Sulina
Portul Sulina
Mila 8,5
Mila 12
Mila 19
Ceatal Sf. Gheorghe
Ceatal Ismail
Isaccea
Galati
Gura Prutului
Gura Siretului
Vadul Oii
Silistra
Oltenita
Giurgiu
Turnu Magurele
Zecher
Calafat

Fig. 1

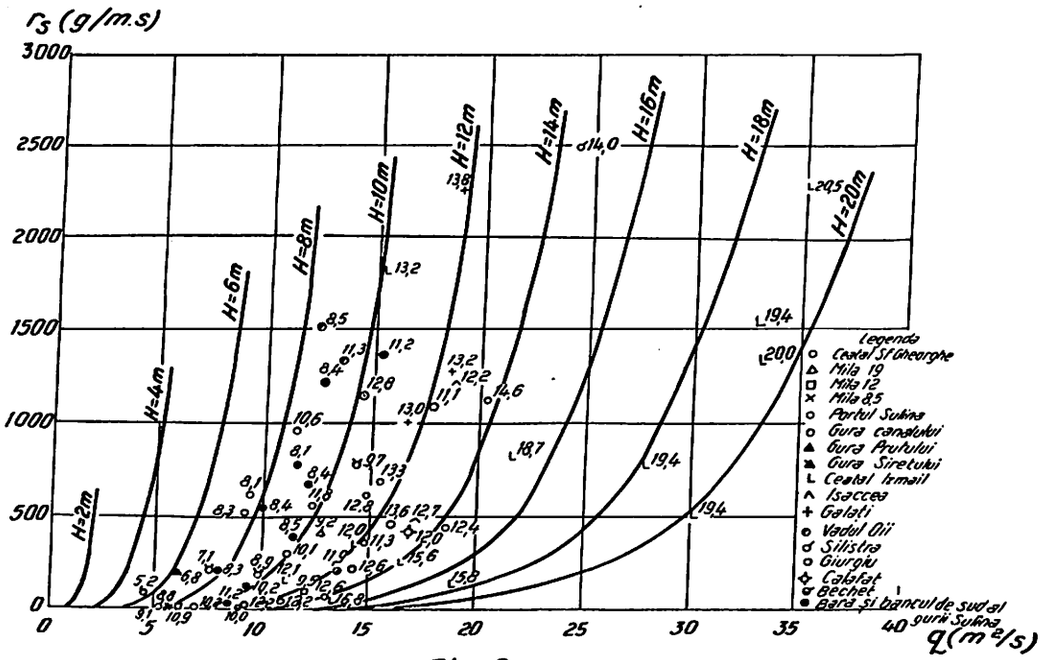

r_S (g/m.s)
q (m²/s)
H=2m
H=4m
H=6m
H=8m
H=10m
H=12m
H=14m
H=16m
H=18m
H=20m
Legenda
Ceatal Sf. Gheorghe
Mila 19
Mila 12
Mila 8,5
Portul Sulina
Gura canalului
Gura Prutului
Gura Siretului
Ceatal Ismail
Isaccea
Galati
Vadul Oii
Silistra
Giurgiu
Calafat
Zecher
Bara si bancul de sud al gurii Sulina

Fig. 2

ПРОГНОЗ СТОКА У ВХОДНЫХ СТВОРОВ ВОДОХРАНИЛИЩА НА ДУНАЕ У ЖЕЛЕЗНЫХ ВОРОТ С УЧЕТОМ НЕРАВНОМЕРНОСТИ ПРИТОКА В РУСЛА

В.В.Климова

(СССР)

Р е з ю м е

Излагается способ прогноза паводков по притоку в речную сеть, вычисленному по гидрометрическим данным для трех участков бассейна Дуная до Богоево и двух участков Тисы до Сегеда и Савы до Сремска Митровицы. Расчет добегания воды производится отдельно для каждой площади.

Ежедневные расходы воды предсказываются по зависимостям, учитывающим расходы воды в верхних створах и приток на участках.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Es wird die Methode der Hochwasservorhersage unter Berücksichtigung des Zuflusses in das Flussnetz dargelegt. Der Zufluss wird nach den hydrometrischen Ergebnissen von drei Flusstrecken berechnet. Diese Strecken sind: der Fluss Donau bis Bogojevo, der Fluss Theiß bis Szeged und der Fluss Sava bis Sremska Mitrovica. Die Berechnung der Anlaufzeit erfolgt gesondert für jedes Einzugsgebiet.

Tägliche Wassermengen werden mit Hilfe der Zusammenhänge vorhergesagt, die Wassermengen der oberen Flussquerschnitte und den Zufluss einzelner Flusstrecken berücksichtigen.

Модель формирования паводков, предложенная Г.П.Калининым и П.И.Милюковым [I], предусматривает учет неравномерности стока по площади бассейна. Согласно этой модели, расход воды в нижнем створе слагается из долей стока, поступающих с различной степенью трансформации с разноудаленных межизохронных площадей. Чем дальше находятся от замыкающего створа такие площади, тем больше трансформируется их сток при движении его по руслам рек.

Неравномерность стока по территории бассейна при прогнозе паводков наиболее просто учитывается с помощью расчетов притока воды в речную сеть отдельно для нескольких частей бассейна и трансформации этого притока к нижнему створу. Для каждой части бассейна по расходам воды определяется приток в речную сеть, который с помощью кривых добегания, характеризующих последовательность перемещения объемов воды по реке, пересчитывается в значения расходов воды в замыкающем створе. Сумма таких расходов с каждой части бассейна дает общий расход воды в замыкающем створе.

В работе излагается методика прогноза стока, поступающего через входные створы в водохранилище ГЭС на Дунае у Железных Ворот. Она учитывает неравномерность поступления воды в речную сеть на нескольких частях бассейна. За входные створы приняты: Богоево на Дунае, Сегет на Тисе и Сремска Митровица на Саве. Бассейн Дуная до Богоево (площадь 251593 км^2) разделен на три участка: исток - Братислава (131338 км^2), Братислава - Будапешт (53429 км^2), Будапешт - Богоево (66826 км^2). В бассейне Тисы до Сегеда (площадь 138408 км^2) выделено два участка: исток - Полгар (62723 км^2) и Полгар - Сегет (75685 км^2). Река Сава до Сремска Митровицы (площадь водосбора 87996 км^2) также разделена на два участка: исток - Язеновак (29565 км^2) и Язеновак - - Сремска Митровица (58431 км^2).

Подсчет русловых объемов воды W для вычисления суточных их изменений (необходимых при определении притока воды в речную сеть выделенных частей бассейна) производится по расходам воды в ряде створов, расположенных в бассейнах Дуная, Тисы и Савы:

$$W_I = 6{,}0\,Q_1 + 3{,}0\,Q_2 + Q_3, \qquad (1)$$

$$W_{II} = 1{,}5\,(Q_3 + Q_4), \qquad (2)$$

$$W_{III} = 2{,}0(Q_4 + Q_5), \tag{3}$$

$$W_{IV} = 3{,}0Q_6 + Q_7 + 4{,}0Q_{10}, \tag{4}$$

$$W_V = 0{,}8Q_7 + 1{,}5Q_8 + 0{,}7Q_9 + 1{,}8Q_{11} + 5{,}7Q_{12}, \tag{5}$$

$$W_{VI} = 2{,}5(Q_{13} + Q_{19}) + Q_{14} + 0{,}5Q_{15}, \tag{6}$$

$$W_{VII} = 0{,}5(Q_{15} + Q_{18}) + Q_{16} + Q_{17} + 2{,}5(Q_{21} + Q_{22}) + 3{,}5(Q_{20} + Q_{23}). \tag{7}$$

Индексами при W обозначены участки на реках (I - III - Дунай, IУ - У - Тиса и УI - УП - Сава). Цифрами у расходов воды Q обозначены створы на этих реках: I - Регенсбург, 2 - Линц, 3 - Братислава, 4 - Будапешт, 5 - Богоево на Дунае; 6 - Тивадор, 7 - Полгар, 8 - Солнок, 9 - Сегет на Тисе; I0 - Ченгер на р.Самос, II - Ястелек на р.Задьва, I2 - Мако на р.Марош; I3 - Радеча, I4 - Загреб, I5 - Яженовак, I6 - Словянский Брод, I7 - Зупания, I8 - Сремска Митровица на р.Саве; I9 - Сисинек на р.Купа, 20 - Бос.Нови на р.Уна, 2I - Бен.Луку на р.Врбас, 22 - Дабой на р.Босна, 23 - Зворник на р.Дрине.

Приток воды в речную сеть q для принятых участков определяется по формулам

$$q_I = \bar{Q}_3 + \frac{\Delta W_I}{\Delta t}, \tag{8}$$

$$q_{II} = Q_4 - Q_3 + \frac{\Delta W_{II}}{\Delta t}, \tag{9}$$

$$q_{III} = Q_5 - Q_4 + \frac{\Delta W_{III}}{\Delta t}, \tag{I0}$$

$$q_{IV} = \bar{Q}_7 + \frac{\Delta W_{IV}}{\Delta t}, \tag{II}$$

$$q_V = Q_9 - Q_7 + \frac{\Delta W_V}{\Delta t}, \qquad (12)$$

$$q_{VI} = \bar{Q}_{15} + \frac{\Delta W_{VI}}{\Delta t}, \qquad (13)$$

$$q_{VII} = Q_{18} - Q_{15} + \frac{\Delta W_{VII}}{\Delta t}. \qquad (14)$$

В результате анализа условий добегания воды на каждом из выделенных участков речной сети выявлены исходные кривые добегания руслового стока $R_i(\tau)$ и $z_i(\tau)$. Кривая $R_i(\tau)$ позволяет рассчитывать добегание притока с боковой площади участка к нижнему его створу. С помощью кривой $z_i(\tau)$ производится расчет трансформации расходов воды от верхнего до нижнего створа участка. Каждая из этих кривых определяется подбором по лучшему соответствию рассчитанных и фактических расходов воды в нижних створах участков. От правильности их подбора зависит точность расчета расходов воды в промежуточных и замыкающих створах на Дунае, Тисе и Саве. С помощью исходных распределений определяются частные кривые добегания $R'_i(\tau)$, которые позволяют производить расчет трансформации притока от каждого участка непосредственно к замыкающему створу. Такие кривые для Дуная до Богоево получены ранее [6]. Исходные и вычисленные по ним частные кривые добегания стока для выделенных частей бассейнов Тисы и Савы приведены в табл. I. Частные кривые добегания для верхних частей бассейнов Тисы и Савы получены в результате расчета трансформации ординат исходных $R_i(\tau)$ распределений для этих частей при помощи $z_i(\tau)$ на нижних участках. Для нижних участков исходные кривые $R_2(\tau)$ одновременно являются и частными.

Приток от каждой верхней и нижней частей бассейнов Тисы и Савы по соответствующим кривым добегания (табл. I) трансформируется к замыкающим створам у Сегеда и Сремска Митровицы. Такие расчеты дают удовлетворительную сходимость вычисленных и фактических расходов воды у Сегеда и Сремска Митровицы. Это служит основанием применения такого способа расчета к прогнозу стока паводков.

Методика прогноза расходов воды во время дождевых паводков предусматривает учет фактического притока воды в русла, вычисленного по наблюденным расходам до момента выпуска прогноза, и предсказанного на последующее время по типовым спада, начиная с максимума общего для

верхних и нижних частей притока. Типовые кривые спада получены по данным ряда паводков и представлены в виде уравнений

$$q_{I,t+1} = 0{,}80\, q_{I,t}\,, \tag{I5}$$

$$q_{II,t+1} = 0{,}80\, q_{II,t}\,, \tag{I6}$$

$$q_{III,t+1} = 0{,}80\, q_{III,t}\,, \tag{I7}$$

$$q_{IV,t+1} = 0{,}88\, q_{IV,t}\,, \tag{I8}$$

$$q_{V,t+1} = 0{,}74\, q_{V,t}\,, \tag{I9}$$

$$q_{VI,t+1} = 0{,}77\, q_{VI,t}\,, \tag{20}$$

$$q_{VII,t+1} = 0{,}86\, q_{VII,t}\,. \tag{21}$$

где $q_{i,t+1}$ и $q_{i,t}$ – приток воды в русло каждого участка бассейнов Дуная, Тисы и Савы в момент t и на сутки вперед (t + I). По этим уравнениям начиная с момента максимума притока воды ото дня ко дню предсказывается приток на несколько суток. Приток, вычисленный по фактическим расходам воды и предсказанный на последующее время, используется для прогноза хода дождевого паводка у Богоево, Сегеда и Сремска Митровицы.

По методике такого расчета и прогноза гидрографа можно получить уравнения для предсказания расходов воды с постоянной заблаговремен-

ностью, начиная с момента максимума притока. Порядок вычисления коэффициентов в прогностических уравнениях сводится к замене неизвестных величин расходов воды и притока известными их величинами к моменту прогноза.

Для примера приводится уравнение, позволяющее рассчитывать расходы воды на Тисе у Сегеда Q_9 с заблаговременностью трое суток

$$Q_{9,n+3} = 0,22Q_{7,n+2} + 0,28Q_{7,n+1} + 0,22Q_{7,n} + 0,16Q_{7,n-1} + \\ + 0,12Q_{7,n-2} + 0,33q_{V,n+3} + 0,28q_{V,n+2} + 0,23q_{V,n+1} + 0,16q_{V,n}. \qquad (22)$$

В этом уравнении неизвестные к моменту прогноза величины расходов воды у Полгара $Q_{7,n+2}$ и $Q_{7,n+1}$ определяются по притоку воды в речную сеть на верхнем участке

$$Q_{7,n+2} = 0,10q_{IV,n+2} + 0,22q_{IV,n+1} + 0,18q_{IV,n} + 0,15q_{IV,n-1} + \\ + 0,13q_{IV,n-2} + 0,10q_{IV,n-3} + 0,08q_{IV,n-4} + 0,04q_{IV,n-5}. \qquad (23)$$

$$Q_{7,n+1} = 0,10q_{IV,n+1} + 0,22q_{IV,n} + 0,18q_{IV,n-1} + 0,15q_{IV,n-2} + \\ + 0,13q_{IV,n-3} + 0,10q_{IV,n-4} + 0,08q_{IV,n-5} + 0,04q_{IV,n-6}. \qquad (24)$$

Коэффициентами при расходах и притоке в уравнениях служат ординаты кривых добегания $\tau_i(\tau)$ и $R_i(\tau)$, приведенные в табл.I.

Ожидаемые величины притока рассчитываются по типовой кривой на одни и двое суток. Подставив их значения в формулу (22), получим уравнение для прогноза расходов воды Тисы у Сегеда с заблаговременностью трое суток по известным в момент составления прогноза данным

$$Q_{9,n+3} = 0,22Q_{7,n} + 0,16Q_{7,n-1} + 0,12Q_{7,n-2} + 0,18q_{IV,n} + 0,08q_{IV,n-1} + 0,07q_{IV,n-2} + \\ + 0,06q_{IV,n-3} + 0,05q_{IV,n-4} + 0,03q_{IV,n-5} + 0,01q_{IV,n-6} + 0,61q_{V,n}. \qquad (25)$$

Подобным образом получены уравнения для расчета и прогноза ежедневных расходов воды рек Дуная, Тисы и Савы с заблаговременностью до пяти суток. Коэффициенты при значениях притока и расходов воды на верхних участках в этих уравнениях приведены в табл. 2, 3. Умножая величины исходных аргументов на эти коэффициенты и суммируя произведения, получим ожидаемые расходы воды с той или иной заблаговременностью. Использование в этих уравнениях величин расходов и притока воды по ряду участков реки дает возможность при прогнозе расходов воды количественно учитывать неравномерность распределения стока в бассейне.

Литература

1. Калинин Г.П., Милюков П.И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс. Труды ЦИП, вып. 66, 1958.
2. Левин А.Г. Учет неравномерности отдачи бассейна с помощью частных кривых добегания. Метеорология и гидрология, № 3, 1966.
3. Руководство по гидрологическим прогнозам, вып. 1. Краткосрочные прогнозы расходов и уровней воды на реках. Гидрометеоиздат, Л., 1964.
4. Сапожников В.И. Приближенный способ учета неравномерности поступления воды в речную сеть при прогнозе стока. Метеорология и гидрология, № 9, 1964.
5. Сапожников В.И. Учет неравномерности притока воды в русла при прогнозе паводков р.Витима у г.Бодайбо. Труды ГМЦ СССР, вып.72, 1971.
6. Сапожников В.И., Климова В.В. Краткосрочный прогноз притока в водохранилище ГЭС на реке Дунае у Железных Ворот по гидрометрическим данным. Сборник докладов VI конференции придунайских стран по гидрологическим прогнозам. Киев, 1972.

Таблица I

Ординаты кривых добегания для расчета паводков Тисы у Сегеда и Савы у Сремска Митровицы

Тиса				Сава			
Исток–Полгар			Полгар–Сегед	Исток–Язеновак			Язеновак–Сремска Митровица
$R_1(\tau)$	$\tau_2(\tau)$	$R'_1(\tau)$	$R_2(\tau)$	$R_1(\tau)$	$\tau_2(\tau)$	$R'_1(\tau)$	$R_2(\tau)$
0,I0	0	0	0,33	0,I2	0	0	0,I0
0,22	0,22	0,02	0,28	0,22	0,25	0,03	0,20
0,I8	0,28	0,07	0,23	0,2I	0,30	0,09	0,28
0,I5	0,22	0,I2	0,I6	0,I8	0,23	0,I5	0,22
0,I3	0,I6	0,I5		0,I4	0,I5	0,I8	0,I4
0,I0	0,I2	0,I6		0,09	0,07	0,I8	0,06
0,08		0,I5		0,04		0,I5	
0,04		0,I3				0,II	
		0,I0				0,07	
		0,06				0,03	
		0,03				0,0I	
		0,0I					

Таблица 2

Коэффициенты в уравнениях для прогноза расходов воды Дуная у Богоево

Заблаговременность, сутки	Приток и расходы воды, $м^3/с$	Коэффициенты						
		n	$n-1$	$n-2$	$n-3$	$n-4$	$n-5$	$n-6$
I	q_{III}	0,26	0,25	0,25	0,18	0,05		
	Q_4	0,11	0,18	0,21	0,18	0,15	0,11	0,06
2	q_{III}	0,45	0,25	0,18	0,05			
	Q_4	0,18	0,21	0,18	0,15	0,11	0,06	
	q_{II}	0,05	0,03	0,02	0,01			
	Q_3	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	
3	q_{III}	0,62	0,18	0,05				
	Q_4	0,21	0,18	0,15	0,11	0,06		
	q_{II}	0,15	0,07	0,04	0,01			
	Q_3	0,08	0,07	0,06	0,04	0,02	0,01	
	q_I		0,01					
4	q_{III}	0,67	0,05					
	Q_4	0,18	0,15	0,11	0,06			
	q_{II}	0,29	0,02	0,04	0,02			
	Q_3	0,11	0,12	0,09	0,05	0,03	0,01	
	q_I	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01		
5	q_{III}	0,58						
	Q_4	0,15	0,11	0,06				
	q_{II}	0,41	0,10	0,05	0,01			
	Q_3	0,16	0,14	0,10	0,06	0,03	0,01	
	q_I	0,07	0,04	0,03	0,02	0,01		

Таблица 3

Коэффициенты в уравнениях для прогноза расходов воды Тисы у Сегеда и Савы у Сремска Митровицы

Заблаговременность, сутки	Приток и расходы воды, $м^3/с$	Тиса коэффициенты							Приток и расходы воды, $м^3/с$	Сава коэффициенты					
		n	$n-1$	$n-2$	$n-3$	$n-4$	$n-5$	$n-6$		n	$n-1$	$n-2$	$n-3$	$n-4$	$n-5$
I	q_V	0,52	0,23	0,16					q_{VII}	0,29	0,28	0,22	0,14	0,06	
	Q_7	0,22	0,28	0,22	0,16	0,12			Q_{15}	0,25	0,30	0,23	0,15	0,07	
2	q_V	0,62	0,16						q_{VII}	0,52	0,22	0,14	0,06		
	Q_7	0,28	0,22	0,16	0,12				Q_{15}	0,30	0,23	0,15	0,07		
	q_{IV}	0,07	0,04	0,03	0,03	0,02	0,02	0,01	q_{VI}	0,08	0,05	0,04	0,04	0,02	0,01
3	q_V	0,61							q_{VII}	0,67	0,14	0,06			
	Q_7	0,22	0,16	0,12					Q_{15}	0,23	0,15	0,07			
	q_{IV}	0,18	0,08	0,07	0,06	0,05	0,03	0,01	q_{VI}	0,22	0,10	0,09	0,06	0,04	0,01
4	q_V	0,46							q_{VII}	0,72	0,06				
	Q_7	0,16	0,12						Q_{15}	0,15	0,07				
	q_{IV}	0,31	0,11	0,09	0,08	0,05	0,03	0,01	q_{VI}	0,29	0,14	0,10	0,07	0,03	0,01
5	q_V	0,33							q_{VII}	0,68					
	Q_7	0,12							Q_{15}	0,07					
	q_{IV}	0,43	0,12	0,10	0,07	0,04	0,02	0,01	q_{VI}	0,42	0,14	0,10	0,05	0,02	0,01

Kurzfristige Abflußprognose für den Zufluß zum Stauraum der Innstufe Passau-Ingling

Dr.-Ing. GERHARD MUNDT, DKJ und ÖBK, Passau/Simbach, BRD

KURZFASSUNG

Das Innkraftwerk Passau-Ingling, 4,2 km oberhalb der Einmündung des Inn in die Donau gelegen, bildet das Schlußglied der fünfstufigen Kraftwerkskette "Unterer Inn". Für die Betriebsführung dieses Kraftwerkes, das ein Einzugsgebiet von 26 070 km^2 besitzt, ist zwingend eine präzise 8stündige Abflußprognose erforderlich.

In dem Vortrag wird dargelegt, warum diese Prognose auf den Abflußwerten charakteristischer Pegelstellen und nicht auf Niederschlagsbeobachtungen aufgebaut wurde und an Hand statistischen Materials über die in 7 Betriebsjahren gewonnenen Ergebnisse berichtet.

Das Innkraftwerk Passau-Ingling, 4,2 km oberhalb der Einmündung des Inn in die Donau gelegen, bildet das Schlußglied der fünfstufigen Kraftwerkskette "Unterer Inn", die den Flußabschnitt unterhalb der Salzachmündung energiemäßig ausnützt. Es wurde in den Jahren 1962 bis 1965 errichtet.

Die hydrologischen Hauptdaten dieses Kraftwerkes sind:

Einzugsgebiet.....	26 070 km^2
Wasserführung bei	
niedrigstem Niederwasser (NNQ).....	195 m^3/s
Mittelwasser (MQ).....	746 m^3/s
höchstem Hochwasser (HHQ)	7 400 m^3/s.

Die Besonderheiten des Rückstauraumes dieses Kraftwerkes, der bei 14,6 km Gesamtlänge u. a. die Ausläufer des bayerisch-böhmischen Grundgebirges durchbricht, machen bereits bei kleineren Hochwässern eine Stauabsenkung erforderlich, die mit zunehmender Wasserführung maximal 3 m erreicht. Mit

Rücksicht auf die unmittelbar unterhalb des Kraftwerkes gelegene Stadt Passau sowie auf die Belange der Donauschiffahrt sind behördlicherseits strenge Auflagen bezüglich der für die Absenkung zusätzlich abzugebenden Wassermengen ergangen, die nur erfüllt werden können, wenn eine mindestens 8stündige präzise Vorhersage der Wasserführung des Inn vorliegt.

Bei der Konzipierung des Prognosesystems konnte sich die für den Betrieb des Kraftwerkes zuständige Österreichisch-Bayerische Kraftwerke Aktiengesellschaft (ÖBK) auf Erfahrungen stützen, die während der Bauzeit der oberliegenden Stufen sowie speziell im Zusammenhang mit dem Betrieb des 56,9 km oberhalb Passau-Ingling gelegenen Innkraftwerkes Braunau-Simbach gesammelt worden waren. Für das letztgenannte Kraftwerk wurde seit Jahren eine 6stündige Prognose durchgeführt, die sich auf die Messung des Durchflusses des weitere 98,8 km flußaufliegenden Innkraftwerkes Wasserburg, auf den 70,6 km oberhalb gelegenen Salzach-Pegel Salzburg und den 64,8 km oberhalb gelegenen Saalach-Pegel Siezenheim, für die Pegelschlüssel vorliegen, stützt und somit die Hauptzubringer einschließt. Von dem 22 700 km^2 großen Einzugsgebiet des Innkraftwerkes Braunau-Simbach werden durch die genannten 3 Meßstellen 17 559 km^2 erfaßt (Anlage 1). Die Zuflüsse aus dem Zwischeneinzugsgebiet zwischen den 3 genannten Meßstellen und dem Kraftwerk selbst werden näherungsweise nach folgendem Differenzsystem bestimmt:

$$Q^{t+6}_{B/S\ (Prog)} = \left(Q^{t}_{Wasserbg.} + Q^{t}_{Salzburg} = Q^{t}_{Siezenh.}\right) + \left[Q^{t}_{B/S} - \left(Q^{t-6}_{Wasserbg.} + Q^{t-6}_{Salzb.} + Q^{t-6}_{Siezenh.}\right)\right]$$

Von der Stufe Braunau-Simbach bis zur Stufe Passau-Ingling erfährt das Einzugsgebiet nochmals eine Vergrößerung um 3 383 km^2, die sich ziemlich gleichmässig auf das rechts- und linksufrige Gebiet aufteilen, jedoch infolge unterschiedlicher Topographie auch ein unterschiedliches Abflußverhalten aufweisen.

Am rechten Ufer münden die Flüsse Mattig, Mühlheimer Ache, Antiesen und Pram in den Inn ein, letztere zwischen der Stufe Schärding-Neuhaus und der Stufe Passau-Ingling, während linksufrig zunächst große Schottergebiete mit nur unbedeutendem oberirdischen Abfluß und entsprechend verzögertem Grundwasserabfluß den Fluß begleiten. Als einziger nennenswerter Zubringer ist hier die Rott zu nennen, die 1 205 km^2 entwässert und an die Stauwurzel von Passau-Ingling in den Inn eintritt.

Nachdem die zwischen den Innstufen Braunau-Simbach und Passau-Ingling einmündenden Flüsse bereits für sich allein in der Lage wären, die im Zusammenhang mit der Absenkung des Staues in Passau-Ingling zugelassene Wassermehrabgabe zu liefern und sehr kurze Hochwasseranlaufzeiten aufweisen, waren eingehende Überlegungen erforderlich, wie man diese Gebiete mit einem wirtschaftlich vertretbaren und möglichst geringen Rechenaufwand mit hinreichender Genauigkeit erfassen könnte. Es wurde zunächst daran gedacht, über eine Anzahl von Regenmessern die Niederschläge einer zentralen Auswertung zuzuführen und aus den Niederschlägen die zugehörigen Abflüsse zu

ermitteln. Dieses Verfahren, das heute häufig Anwendung findet, wurde von der ÖBK jedoch aus folgenden Gründen verworfen:

1. Gleichen Niederschlägen entsprechen keineswegs gleiche Abflußspenden. Je nach Bodensättigung, Vegetation und Grundwasserhöhe kann der gleiche Niederschlag bei gleicher Intensität völlig vom Boden aufgenommen werden, ohne daß es zu einem erkennbaren oberirdischen Abfluß kommt oder es kann, speziell bei gefrorenem Boden, eine Hochwasserwelle ausgelöst werden.

2. Bei Schneeüberdeckung ist der Abfluß nicht exakt erfaßbar, da wegen der unterschiedlichen Schneeverhältnisse in den verschiedenen Höhenstufen der Einzugsgebiete keine einheitlichen Auswirkungen der Niederschläge zu erwarten sind. Letztere können vom Schnee aufgesaugt und damit kompensiert werden, sie können aber ebenso bei Einbeziehung der Schneeschmelze unter bestimmten Voraussetzungen zu einer starken Erhöhung des Wasserablaufes führen.

3. Die Abflußbereitschaft des Flachlandes ist in der vegationslosen Zeit etwas größer als in den Sommermonaten, insbesondere während Tauwetterperioden und unmittelbar nachher. Bedingt durch das Zusammenwirken von Schnee- und Regenabfluß unter besonderen Bedingungen ist das mittlere Winterhochwasser der Inn-Zubringer größer als das mittlere Sommerhochwasser.

4. Bei sommerlichen Gewitterregen ist es denkbar, daß einige Regenstationen sehr hohe Werte anzeigen, während wenige hundert Meter daneben kein Niederschlag vorhanden ist. Man kann daher einem Regenmesser in einem solchen Falle kein festumrissenes Gebiet zuordnen.

Die nachstehenden Beispiele zeigen für 2 charakteristische Pegelstellen Haging an der Antiesen und Mühlham an der Rott auf, wie sich die Abflußwerte bei gleichen Niederschlägen verhalten haben.

Beiden Meßstellen gemeinsam ist die Tatsache, daß die Abflüsse nicht unmittelbar von den Niederschlägen abhängig sind. Anlage 2 zeigt das Verhalten der Abflußwerte zu den Niederschlägen für den Pegel Haging an der Antiesen im Monat Juli 1968 auf. In der Anlage 3 sind sämtliche HQ-Ereignisse der Jahre 1966/68/70 dargestellt. Es zeigt sich, daß bei gleichen Niederschlägen der Abfluß in extremen Fällen (Februar 1970) fast das 2ofache des Minimalwertes betragen kann. In den Anlagen 4 und 5 sind die Verhältnisse am Pegel Mühlham an der Rott dargestellt. Hier fällt besonders der Februar 1968 aus dem üblichen Rahmen heraus und erreicht etwa den 4ofachen Wert bei gleichem Niederschlag des gemessenen Minimalwertes. Somit steht fest, daß zumindest für die speziellen Verhältnisse dieses Zwischeneinzug gebiet eine Ermittlung des Abflusses aus den Niederschlägen unmöglich ist.

In verschiedenen Vorträgen und Diskussionen anläßlich der vorangegangenen hydrologischen Konferenzen kam zum Ausdruck, welche Schwierigkeiten darin zu suchen sind, daß bei gegebener Niederschlagshöhe der oberirdische Abfluß, unter anderem auch von der Geländeneigung, der Geologie des Einzugsgebietes, der Flußlänge, den Intensitätsschwankungen u.s.f. abhängig ist.

Alle diese Schwierigkeiten konnten wir dadurch umgehen, daß wir uns statt mit der Auswertung von Niederschlägen unmittelbar mit der Auswertung je eines rechts- und linksufrigen charakteristischen Pegels - Haging an der Antiesen und Mühlham an der Rott - begnügten. Dabei gilt der Pegel Haging als Repräsentativpegel für die Flüsse Mattig, Mühlheimer Ache, Antiesen und Pram, die zur Gruppe der Hausruckabflüsse zusammengefaßt wurden, da der Schwerpunkt ihrer Quellgebiete in dem relativ niederen Gebirgsstock "Hausruck" liegt. Im weiteren ist der Pegel Haging nicht nur als repräsentativ für den Hausruckabfluß, sondern in erster Annäherung auch für die Wirkung des innnahen Gebietes anzusehen. Repräsentativ für das linksufrige Gebiet ist Mühlham an der Rott.

Von dem eingangs erwähnten Zuwachs des Einzugsgebietes zwischen der Innstufe Braunau-Simbach und Passau-Ingling von rund 3 370 km^2 wird der Hauptteil durch die beiden Führungspegel unmittelbar erfaßt und die über ihre Pegelschlüsselkurven ermittelten Abflußmengen mit gewissen Einschränkungen als maß-

gebend für das jeweilige Einzugsgebiet der betreffenden Zubringer an ihren Einmündungen in den Inn angesehen. Die Pegel sind so angeordnet, daß die Laufzeit einer Hochwasserwelle zwischen ihnen und der Stufe Passau-Ingling gleich ist der Laufzeit einer Hochwasserwelle im Inn von Wasserburg bis Passau-Ingling bzw. in der Salzach und in der Saalach von Salzburg und Siezenheim bis Passau-Ingling. Man erhält dort daher unmittelbar die einander zugeordneten Überlagerungswerte der Hochwasserwellen. Während der Druchfluß durch das Innkraftwerk Wasserburg jederzeit über ein werkseigenes Kabelnetz direkt abgefragt werden kann, stehen die Pegelwerte des Salzachpegels Salzburg und des Saalachpegels Siezenheim ständig in der "Wasserleitstelle" des Kraftwerkes Braunau-Simbach an. Die Zwischengebietspegel Haging und Mühlham wurden von uns, in Zusammenarbeit mit den zuständigen staatlichen Dienststellen, als Anrufpegel ausgebildet und können über Postmietleitungen jederzeit abgefragt werden. Solange sich der Abfluß am Inn in einem gewissen Sicherheitsabstand von der kritischen Wassermenge bewegt, werden diese Pegelstände von einem Schaltwärter 4 mal täglich eingeholt. Mit steigender Wasserführung wird die Anwählzeit bis auf 1 Stunde verringert. Nach Bedarf können die Prognose-Intervalle zeitlich noch weiter verkürzt werden.

Durch die Wahl charakteristischer Pegel mit einem entsprechend großen Einzugsgebiet besteht eine gewisse Gewähr dafür, daß örtliche Ereignisse, die für den Abfluß des Inn ohne wesentliche Bedeutung sind, von selbst eliminiert

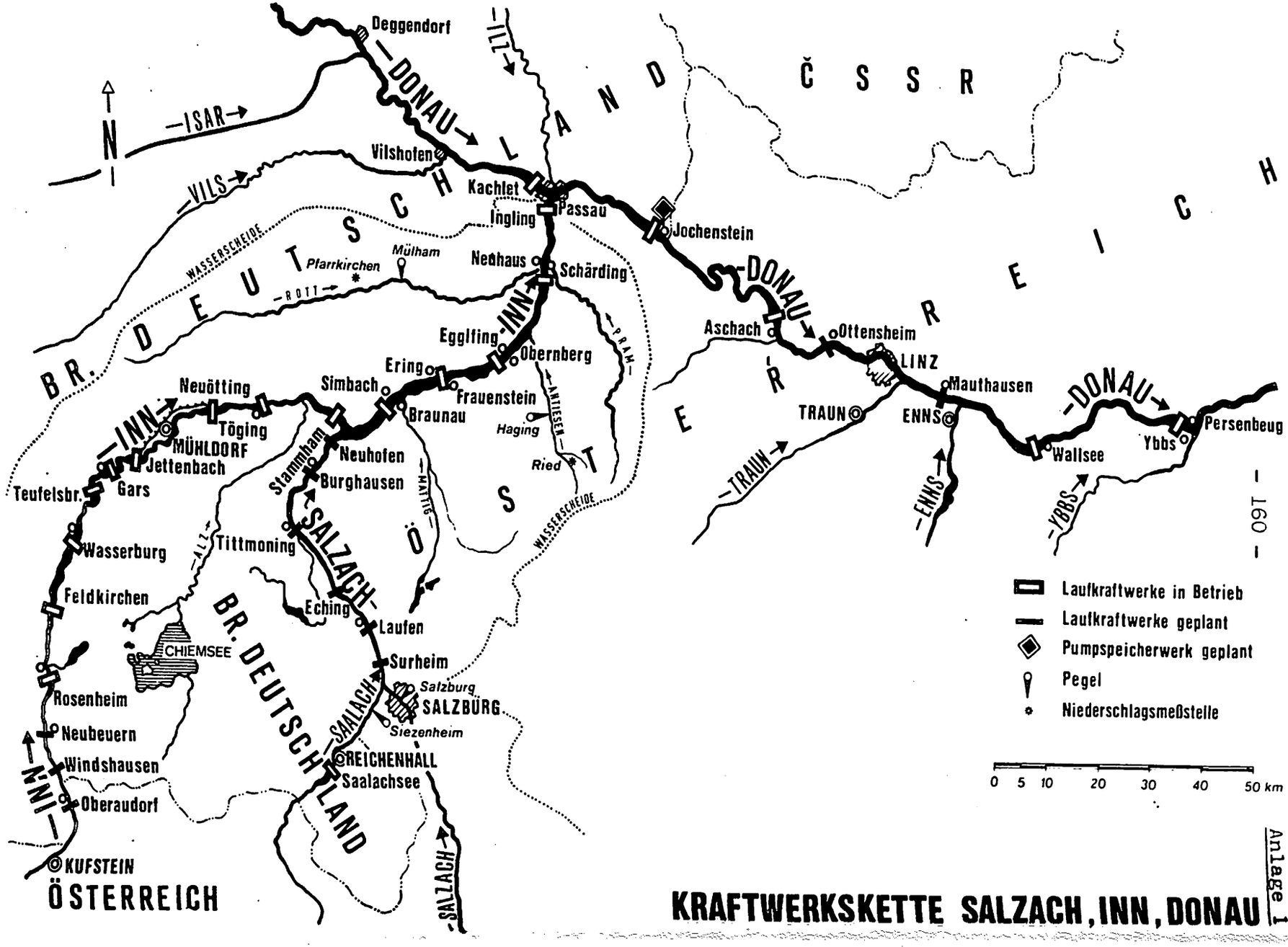
werden, andererseits jedoch auch Schneeschmelzen ohne weiteres klar in Erscheinung treten. Die jederzeit verfügbaren Pegel- bzw. Abflußwerte von 5 Meßstellen in Verbindung mit den Durchflußangaben der Kraftwerke Braunau-Simbach, Schärding-Neuhaus und Passau-Ingling werden nicht über einen Rechner, sondern im Normalfall, d.h. unterhalb des für die Stauregelung Passau-Ingling kritischen Bereiches, vom Schaltwärter ausgewertet. Steigt die Wasserführung so weit an, daß nach Prognose der Innstufe Braunau-Simbach in Passau-Ingling eine Absenkung notwendig erscheint, übernehmen Ingenieure die weitere Auswertung der Pegelanzeigen mit Erstellung der laufenden Prognosen und regeln von einer gesonderten "Wasserleitstelle" in Braunau-Simbach aus die notwendige Stauraumentleerung in Passau-Ingling.

Das für die Innstufe Passau-Ingling vorgesehene Stauregelungsverfahren setzt in erster Linie voraus, daß Anschwellungen im Zufluß zum Stauraum rechtzeitig durch das Prognoseverfahren angezeigt werden. Es muß daher im Sinne einer zuverlässigen Vorhersage seitens der Wasserleitstelle dafür gesorgt sein, daß bei steigendem Abfluß aus dem Zwischeneinzugsgebiet die Veränderung desselben berücksichtigt werden kann.

Bei der Auswertung können sich die Ingenieure neben den genannten Daten weitere Informationen von meteorologischen Dienststellen, befreundeten Kraftwerksgesellschaften sowie werkseigenen Niederschlagsmessern einholen und in ihre

Überlegungen miteinbeziehen. Durch diese sinngemäße Auswertung aller Daten ist es möglich gewesen, die 8-Stunden-Prognose stets mit der für unsere Zwecke notwendigen Genauigkeit zu erstellen. Aus Anlage 6 ist ersichtlich, daß die Fehler im Mittel bei rund 5 % lagen und nur für jeweils 1 Stunde 10 % überschritten.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß sich das gewählte System - statt Niederschlagsmessung charakteristische Pegel zu verwenden - für unsere Verhältnisse bestens bewährt hat. Es dürfte sich in diesem Kreis erübrigen darauf hinzuweisen, daß der Zweck die Mittel bestimmt und für die jeweils vorliegenden Verhältnisse das bestgeeignetste System auszuwählen und zu entwickeln ist.

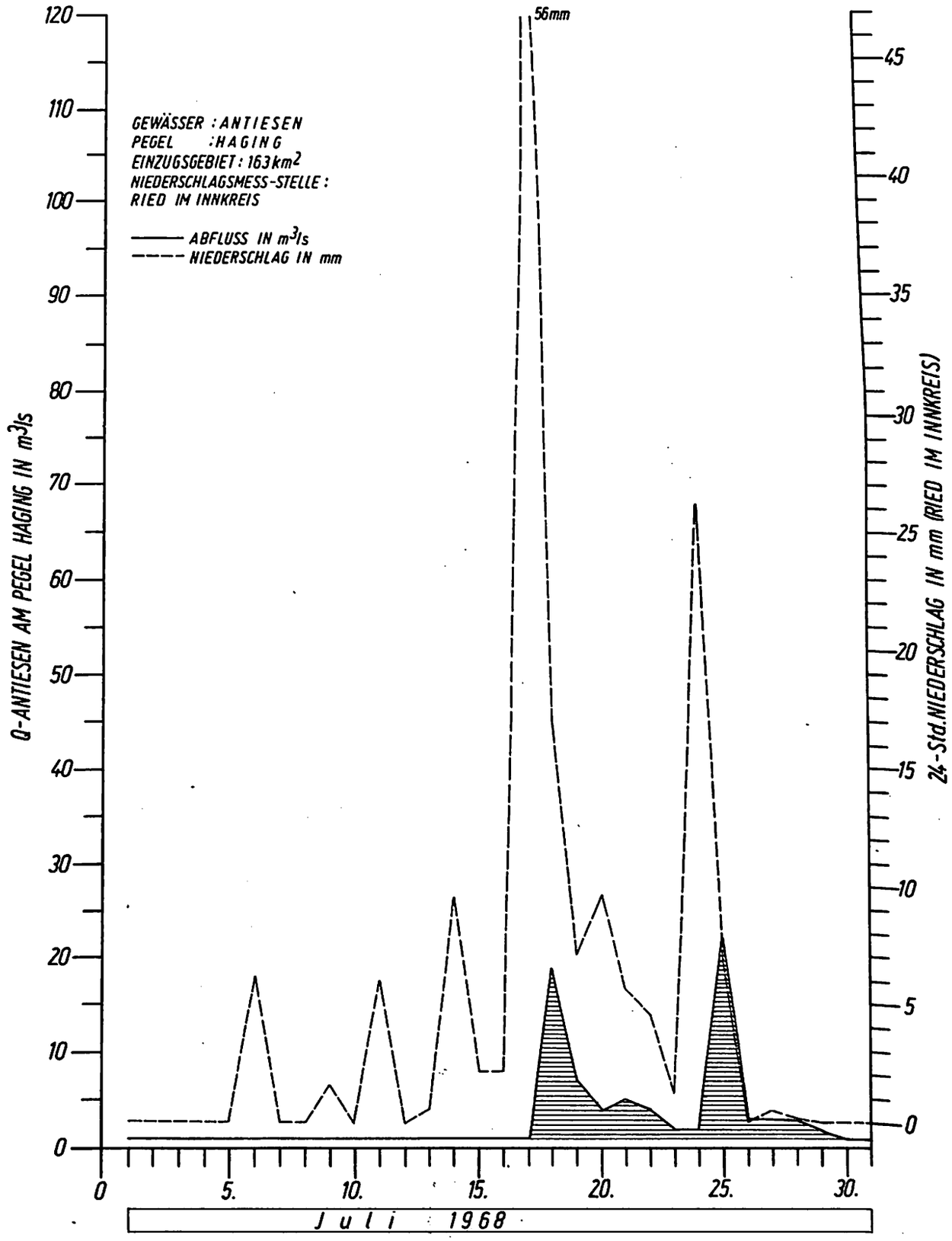


KRAFTWERKSKETTE SALZACH, INN, DONAU

Anlage 1

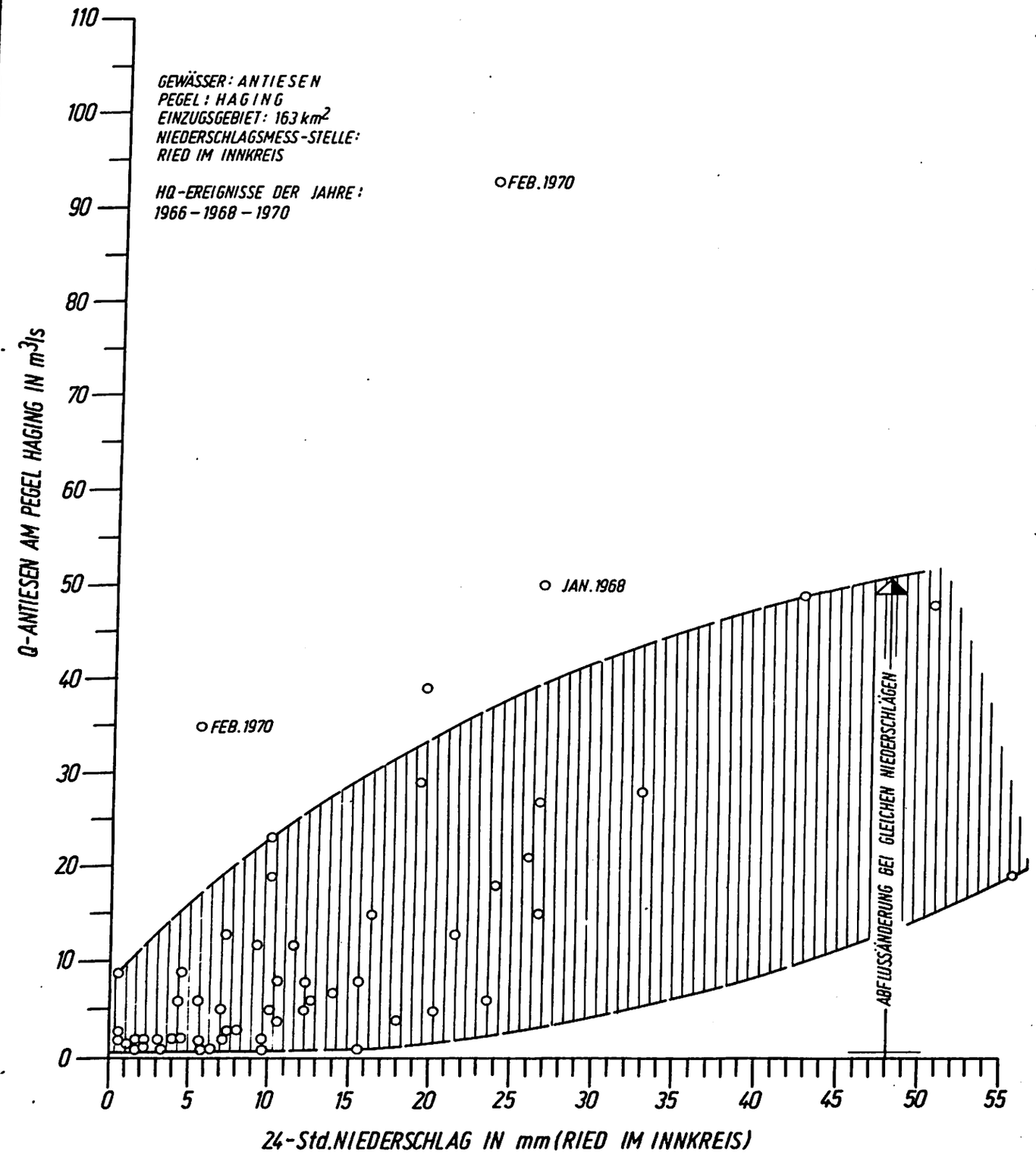
Anlage 2

VERHALTEN DER ABFLUSSWERTE ZU DEN NIEDERSCHLÄGEN



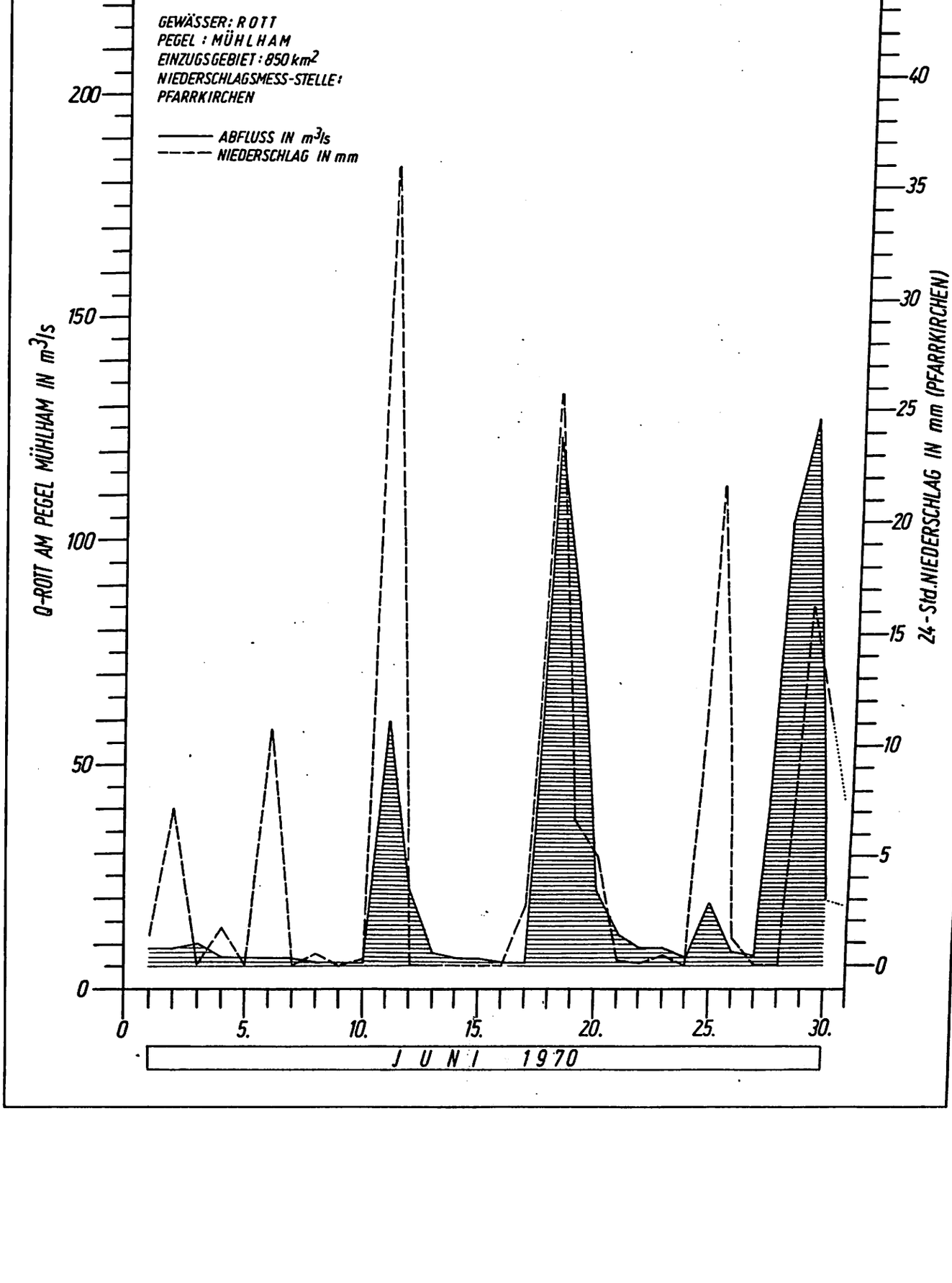
Anlage 3

VERHALTEN DER ABFLUSSWERTE BEI GLEICHEN NIEDERSCHLÄGEN



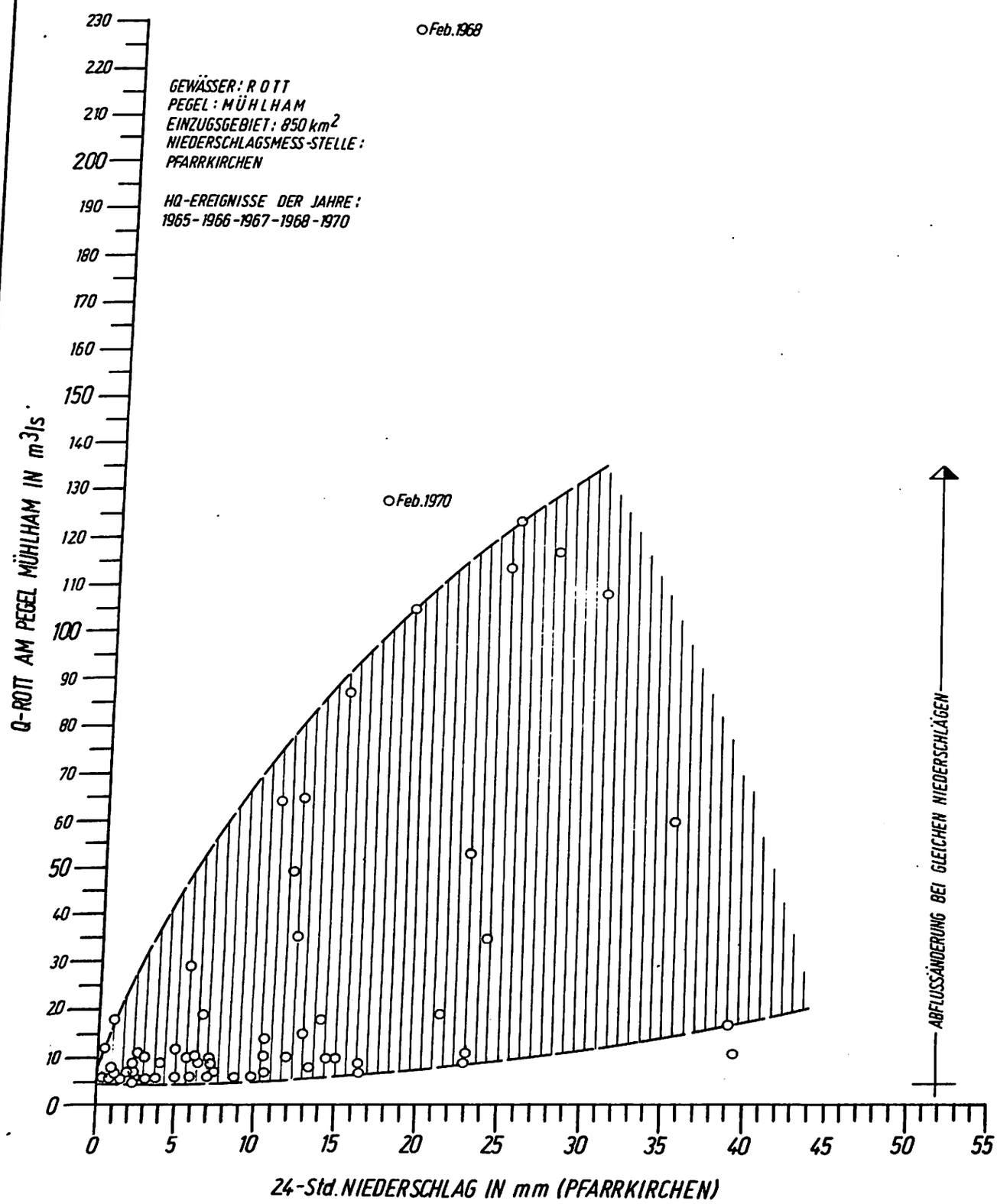
Anlage 4

VERHALTEN DER ABFLUSSWERTE ZU DEN NIEDERSCHLÄGEN



Anlage 5

VERHALTEN DER ABFLUSSWERTE BEI GLEICHEN NIEDERSCHLÄGEN



Anlage 6

Hochwasserablauf vom 1. - 2. und 3. Oktober 1968

(Stündliche Werte)

Datum	Uhrzeit	Innstufe Braunau-Simbach			Innstufe Schärding-Neuhaus (= Zufluß zum Stauraum Passau-Ingling)			Prognosefehler im Einzugsgebiet zwischen Braunau-Simbach u. Schärding-Neuhaus
		Prognosewert	Tatsächl. Abfluß	Fehler + -	Prognosewert	Tatsächl. Abfluß	Fehler + -	
-	-	m³/s	m³/s	%	m³/s	m³/s	%	± %
1. Oktober 1968	13	768	778	- 1,29	-	-	-	-
	14	786	819	- 4,04	-	-	-	-
	15	819	819	± 0,00	788	905	- 12,93	- 11,82
	16	913	853	+ 7,03	816	905	- 9,83	- 6,19
	17	1057	960	+ 10,10	849	905	- 6,19	- 6,19
	18	1171	1131	+ 3,54	943	905	+ 4,20	- 2,43
	19	1245	1166	+ 6,78	1107	970	+ 14,12	+ 4,12
	20	1307	1242	+ 5,23	1242	1055	+ 17,73	+ 13,93
	21	1340	1290	+ 3,88	1295	1196	+ 8,28	+ 1,67
	22	1334	1338	- 0,30	1357	1357	± 0,00	- 4,79
	23	1332	1425	- 6,53	1390	1407	- 1,21	- 4,76
	24	1501	1441	+ 4,16	1420	1407	+ 0,92	+ 1,21
2. Oktober 1968	1	1551	1510	+ 2,72	1418	1475	- 3,86	+ 2,44
	2	1600	1559	+ 2,63	1553	1526	+ 1,77	- 2,16
	3	1615	1559	+ 3,59	1601	1600	+ 0,06	- 2,50
	4	1621	1589	+ 2,01	1650	1642	+ 0,49	- 2,01
	5	1682	1597	+ 5,32	1665	1642	+ 1,40	- 2,01
	6	1686	1619	+ 4,14	1671	1626	+ 2,77	+ 0,80
	7	1718	1661	+ 3,43	1732	1665	+ 4,02	- 1,08
	8	1726	1705	+ 1,23	1755	1723	+ 1,86	- 2,03
	9	1783	1756	+ 1,54	1788	1771	+ 0,96	- 2,26
	10	1803	1800	+ 0,17	1811	1797	+ 0,78	- 0,39
	11	1872	1898	- 1,37	1873	1847	+ 1,41	- 0,05
	12	1938	1990	- 2,61	1893	1959	- 3,37	- 3,52
	13	2018	2109	- 4,31	1972	2107	- 6,41	- 5,17
	14	2115	2216	- 4,56	2038	2280	- 10,61	- 8,33
	15	2219	2247	- 1,25	2118	2299	- 7,87	- 3,91
	16	2271	2306	- 1,52	2219	2299	- 3,48	+ 0,91
	17	2332	2325	+ 0,30	2329	2322	+ 0,30	+ 1,51
	18	2375	2325	+ 2,15	2371	2366	+ 0,21	+ 1,69
	19	2348	2325	+ 0,99	2432	2366	+ 2,79	+ 2,49
	20	2330	2274	+ 2,46	2475	2387	+ 3,69	+ 1,59
	21	2270	2201	+ 3,14	2448	2366	+ 3,47	+ 2,49
	22	2166	2092	+ 3,54	2430	2291	+ 6,07	+ 3,62
	23	2077	2071	+ 0,29	2370	2199	+ 7,78	+ 4,64
	24	1991	2050	- 2,88	2266	2129	+ 6,43	+ 2,96
3. Oktober 1968	1	1957	1937	+ 1,03	2177	2103	+ 3,52	+ 3,23
	2	1896	1855	+ 2,21	2091	2078	+ 0,63	+ 3,46
	3	1841	1855	- 0,75	2057	2011	+ 2,29	+ 1,29
	4	1807	1805	+ 0,11	1996	1962	+ 1,73	- 0,36
	5	1752	1805	- 2,94	1921	1894	+ 1,43	+ 2,16
	6	1736	1805	- 3,82	1887	1858	+ 1,56	+ 1,45
	7	1737	1805	- 3,77	1832	1946	- 5,86	- 3,13
	8	1756	1805	- 2,71	1816	1946	- 6,68	- 3,13
	9	-	-	-	1867	1971	- 5,28	- 1,83
	10	-	-	-	1918	2020	- 5,05	- 2,62
Mittlerer Fehlerprozentsatz				± 2,82	-		± 4,67	± 3,16

Hochwasserereignis von:	Innstufe Braunau-Simbach		Innstufe Schärding-Neuhaus		Mittlerer Fehlerprozentsatz der stündlichen Prognosen für das Einzugsgebiet zwischen den Innstufen Braunau-Simbach und Schärding-Neuhaus
	Erreichte Hochwasserspitze	Mittlerer Fehlerprozentsatz der stündlichen Prognosen	Erreichte Hochwasserspitze	Mittlerer Fehlerprozentsatz der stündlichen Prognosen	Führungspegel: Haging ± %
-	m³/s	± %	m³/s	± %	
1. - 2. und 3. Oktober 1968	2325	2,8	2387	4,7	3,2
22. - 23. und 24. Februar 1970	1273	4,8	1577	6,3	4,0
30. Juni und 1. Juli 1970	2067	1,0	2120	1,9	1,5
9. - 10. und 11. August 1970	4114	2,8	4133	5,3	4,4
6. und 7. September 1970	1895	2,1	1904	4,6	4,0

ПАВОДКИ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РЕКИ ЗАПАДНОЙ МАРАВЫ И АНАЛИЗ УСЛОВИЙ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ В ЗИМНЕ-ВЕСЕННИЙ ПЕРИОД

Татьяна Н. Джорджевич

В зимне-весенний период в верхней части р. Западной Моравы в результате обильных дождей с одновременным снеготаянием, наблюдаются высокие паводки, которые затапливают прибрежную зону и причиняют ущерб народному хозяйству.

Водохозяйственные организации предъявили требование к предсказанию, хотя бы с небольшой заблаговременностью, высоты паводка и времени его наступления. Появилась необходимость в составлении прогноза малых рек, гидрометеорологические данные по которым имеются в недостаточном количестве или отсутствуют вообще.

Для решения этой задачи потребовалось обобщение накопленного опыта и разработка принципиальных основ методики прогнозов. При этом использованы достижения зарубежных стран.

В работе изложены в основном исследования по разработке краткосрочного прогноза стока реки Маравицы у замыкающего створа Арилье, возможность применения излагаемого метода и рекомендации по его дальнейшему улучшению.

Характер речного бассейна

Река Маравица берет свое начало у подножья горы Голии. Площадь бассейна составляет 832 км^2, а длина реки от истока до рассматриваемого створа – 74 км. Средний уклон на этом протяжении составляет 1,17 %. Бассейн расположен в пределах от 350 до 800 м над уровнем моря, вытянут с юга на север. Склоны имеют преимущественно западную

и восточную экспозицию. Водосбор покрыт в верхней части лесом, а в нижней части река протекает через долину.

Благодаря хорошо развитой гидрографической сети, стекание по бассейну происходит быстро. Как уже указывалось выше в холодный период оттепели обычно сопровождаются выпадением осадков, что приводит к формированию интенсивных паводков смешанного питания, с максимальными среднесуточными расходами в пределах от 20 до 378 $м^3$/сек.

Расчет гидрографа дождевых паводков по осадкам

Существующая методика прогноза паводка р. Маравицы основана главным образом на использовании корреляционных зависимостей величин прогнозируемого элемента от влияющих на него факторов. Факторами, которые необходимо учитывать при прогнозе в данных условиях, являются осадки, стекание вод, интерцепция речного бассейна. Основные потери дождевого стока происходят в период выпадения осадков.

Метод коаксиальной графической корреляции учитывает упомянутые выше основные факторы и определяет объем дождевого стока, при использовании которого в первом приближении учитываются потери стока. Графически построены зависимости ожидаемого стока в замыкающем створе, автоматически учитывают факторы, обуславливающие формирование гидрографа паводка на период заблаговременности прогноза. В этом большое преимущество такой схемы прогноза по сравнению с другими. Вполне удовлетворительные результаты расчета позволяют перейти непосредственно от гидрографа стока к прогностической величине расхода воды.

Применяемый метод заключается в следующем. Строится график зависимости стока от величины увлажнения бассейна к началу паводка и в качестве третьей переменной наносится неделя. Затем строится второй график, связывающий фактический и вычисленный по первому

графику сток и в качестве третьей переменной наносится продолжительность осадков. Затем строится третий график, также связывающий сток фактический со стоком вычисленным, но вычисленный сток берется по второму графику. В качестве третьей переменной наносится сумма осадков. Вычисленный по третьему графику сток увязывается со стоком фактическим на графике четвертом.

На основании прочтенных данных о 80 дождевых паводках в бассейне Маравицы и Арилья и вычисленных осадков по материалам наблюдений осадкомеров, составлена таблица 1, которая содержит пять параметров: осадки, коэффициент предшествующих осадков, недели, продолжительность дождя и стока, которые приведены в соотношение. Анализ взаимных отношений этих параметров сделан методом коаксиальной графической корреляции, чьи результаты приведены на рисунке 2. Форма графиков зависит от характера речного бассейна. Семейство кривых в первом квадранте имеет тенденцию к большому уклону, а это показывает значительное влияние параметра А.Р.I (коэффициента предшествующего увлажнения) на формирование паводков. Принятый параметр связан с определенным сезоном года. Важность этого требования становится очевидной, если учесть, что одинаковое количество дождя одинаковой продолжительности, выпавшего летом и в начале осени, дает в десять раз меньше стока, чем такой дождь, выпавший весной.

Форма кривых в третьем квадранте говорит, что с увеличением осадков сток прогрессивно растет.

В четвертом квадранте точки около линии равенства располагаются довольно узкой полосой симметрично по отношению к средней линии, а это говорит, что установлена довольно тесная зависивость фактического стока с вычисленным.

Высокие паводки в бассейне Маравицы осуществляются лишь при условии, что к моменту выпадения осадков – характеристика предше-

ствующего увлажнения выше 25, а количество вэпавших осадков больше 20 мм. Подсчитывая регулярно А.Р.I, мы всегда можем предвидеть такое состояние в бассейне, когда при условиях выпадения осадков образуются паводки. Указанный график применяется в оперативной работе для выпуска прогнозов.

Заблаговременность прогноза паводка небольшая, но ее можно увеличить на один-два расчетных интервала при условии ориентировочного предвычисления осадков. Предвычислить интенсивность выпадения осадков пока невозможно и поэтому при составлении прогнозов используется качественная характеристика ожидаемого слоя осадков, хотя она весьма приближенная, но существенных погрешностей не дает.

Распределение прогнозированного объема паводка по времени решаем методом единичного гидрографа, который дает вполне удовлетворительные результаты в режиме наших рек.

Прогноз смешанного стока и стока от снеготаяния за паводочные периоды

При анализе гидрографа стока установлено, что указанный метод применим не только к прогнозу объема дождевых паводков, но и к периодам смешанного снежно-дождевого питания, если располагаем следующими данными:

1) снегозапасом в бассейне;
2) слоем талой воды аналогичной осадкам за расчетный интервал времени;
3) количеством жидких осадков, выпавших в период формирования паводка.

Расчет интенсивности снеготаяния

Определение снегозапасов связано с условием снеготаяния-одного из ведущих факторов процесса формирования талого стока, который можно определить тремя путями: по методу теплового баланса, по

формулам Е.Г. Попова и по температуре воздуха.

Расчет снеготаяния по методу теплового баланса очень сложен. Все элементы, входящие в уравнение, приходится определять путем приближенных расчетов. Сеть актинометрических станций на столько редка, что использовать непосредственно данные измеренной радиации и излучения практически невозможно и приходится определять путем приближенных расчетов.

В связи с недостатком исходных данных и относительно невысокой точности расчета снеготаяния по выше рассмотренному методу не потеряли своего значения и более простые способы расчета по данным о температуре воздуха и скорости ветра, или только по одной температуре воздуха.

Исследования Е.Г. Попова показали, что составляющие теплового баланса могут быть приближенно выражены через более доступные метеорологические величины, получаемые из стандартных наблюдений. Автором предложена следующая формула для расчета снеготаяния за сутки

$$(I)\ h = 7{,}1(1-z)(t_{макс} - t_{ср} - 0{,}2) - 0{,}2(t_{ср} - t_{мин}) + 1{,}5(t_{ср} - 0{,}5)\ V_{ср.}\ мм/сутки$$

h - слой талой воды в мм;

z - альбедо снежного покрова;

$t_{макс}$ - максимальная температура воздуха;

$t_{мин}$ - минимальная температура воздуха;

$t_{ср}$ - средняя суточная температура воздуха;

$V_{ср}$ - средняя скорость ветра

Разность между максимальной и средней суточной температурой воздуха косвенно характеризует суточную радиацию, а за показатель эффективного излучения взята разница между средней суточной и максимальной температурой воздуха.

Еще более простой способ расчета снеготаяния основан на допущении пропорциональности притока тепла средней суточной температуры воздуха. Коэффициент пропорциональности между слоем талой воды и температурой воздуха называется коэффициентом стаивания, величина его определяется из выражения:

$$h = \alpha \Sigma t_+$$

h – суммарный слой талой воды за достаточно длительный интервал времени в течение снеготаяния (в мм);

t_+ – сумма положительных средних суточных температур воздуха;

α – коэффициент стаивания (в мм на 1^0 положительной, среднесуточной температуры);

Величину α можно получить как тангес угла наклона прямой к оси температур.

Преимущество использования температуры при расчете таяния не одного вида. Во-первых, наблюдения над температурой более простые и могут проводиться в значительно большем количестве пунктов; интерполяция температуры значительно проще, чем интерполяция элементов радиационного баланса; предсказать изменение температуры значительно проще, чем изменение многих метеорологических элементов, а тем более элементов радиационного баланса.

Снегозапасы и расчеты интенсивности снеготаяния в бассейне реки Маравицы

Исследования, расчеты таяния и расчеты средневзвешенных осадков по площади водосбора были выполнены за 1952-1970 гг по 10 станциям, расположенным довольно равномерно по бассейну. На схеме бассейна (рис. 1) показано размещение этих станций по территории. На четырех станциях ведутся ежедневные наблюдения по осадкам, температуре воздуха, снежному покрову, скорости ветра и измерению запасов

воды в снеге. На станциях, как известно, не ведутся наблюдения над интенсивностью снеготаяния и пока единственными данными, которыми можно пользоваться в расчетах количества талой воды, являются вычисленные значения интенсивности по тому, или иному методу.

В расчетах интенсивности снеготаяния применялся упрощенный вариант Е.Г. Попова (уравнение 1), согласно которому слой талой воды определяли по данным основных метеорологических элементов – максимальной суточной температуре воздуха, минимальной температуре воздуха, средней суточной температуре воздуха, средней скорости ветра на высоте флюгера в м/сек, а также и самый простой вариант, где в качестве исходных данных принимали во внимание только одну температуру воздуха. Вопрос о практической пригодности способа расчета интенсивности снеготаяния по температуре воздуха решали на основании оценки степени зависимости $h = f \Sigma t_+$, где h – запас воды в снежном покрове перед таянием (в мм), а Σt_+ сумма положительных температур воздуха за весь период снеготаяния (в град.). Исследование этой зависимости и величины коэффициента стаивания велись по данным за 1952–1970 гг. В результате обобщения данных установлено, что коэффициент стаивания составляет 3,0 – 3,8 мм/град.в сутки.

Эти коэффициенты стаивания близки коэффициентам, вычисленным В.Д. Комаровым для участков, покрытых лесом средней густоты, что отвечает нашим условиям. Заметим, что устойчивые значения коэффициента стаивания можно получить лишь по суммарному стаиванию за 7 дней и больше и при значениях среднесуточных температур выше $+5^0$. При меньших значениях температуры целесообразно пользоваться часовыми величинами за дневное время. На рис. 3 приведена зависимость $h = \alpha \Sigma t_+$, выявленная по данным наблюдений на метеостанциях.

При нахождении Σt_+ отрицательные среднесуточные температуры воздуха не учитывались; за начало таяния принимался лишь первый

день с положительной средней суточной температурой воздуха, а за окончание – день, когда местность остается покрытой снегом больше 10 см.

Рассчитанные значения интенсивности снеготаяния по Е.Г. Попову (уравнение 1) и температуре воздуха приведены в таблице 2 для весны 1964 года за период снеготаяния с 15.II. по 20.II. для малых (2 -часовых) интервалов времени.

Средняя температура воздуха вычислялась как средняя из наблюдений в 7, 13, 19 и 01 час, соответственно скорость ветра вычислялась аналогично температуре воздуха, τ – альбедо снега взято равным 0,50.

Подсчитанная по формуле I интенсивность снеготаяния в основном удовлетворительно согласуется с наблюдавшимися данными в тех случаях, когда процесс снеготаяния полностью отражается ходом температуры воздуха.

Скорость ветра, которая входит в расчетную формулу, изменяется на небольших расстояниях и это может существенно влиять на точность расчета. Проверка проводилась путем сравнения результатов расчета с фактическим стаиванием снега. При этом сравнение проводили не с величиной суточного стаивания, так как ошибка измерения стаивания снега может быть соизмеримой с величиной суточного стаивания, а для интервалов времени не менее декады.

Используя полученные таким путем величины стаивания снега, можно далее получить подачу талой воды на бассейне за расчетный интервал времени. Для этого из величин стаивания нужно вычесть то количество воды, которое удерживается снегом в зоне одновременного таяния. Последнее зависит от водоудерживающей способности снега. Величина водоудерживающей способности снега сильно варьирует в зависимости от структуры и плотности снега. Для прогнозных расчетов принято значение α = 30 %, т.е. значения интенсивности снеготаяния

уменьшены на водоудерживающую способность снега.

Расчет гидрографа тало-дождевого стока

Как отмечали выше, количество талой воды, образующейся за некоторый период времени на площади одновременного стаивания, определяется по формуле

$$h = \alpha \phi \sum_{1}^{n} t,$$

Точность расчета по формуле зависит от надежности определения входящих в нее величин. С помощью такой зависимости можно предсказать талый сток р. Маравицы на несколько дней вперед, если воспользоваться соответствующим прогнозом температуры воздуха. Зимне-весенний период обычно характеризуется паводками, наблюдаемыми в результате обильных дождей с одновременным снеготаянием. В таких случаях приобретает равнозначный интерес как определенное количество стаившего снега, так и жидких осадков. Величина поступления воды на поверхность бассейна равна сумме поступленных талых и дождевых вод. Значения этих величин вычисляются как средние всей рассматриваемой площади.

Предсказание объема стока основывается на полном использовании фактических данных о снежных запасах и осадках.

Прогноз объема стока получаем методом коаксиальной графической корреляции, который объединяет основные факторы: осадки и прибавленный к ним расчетный слой талой воды, А,Р.I., недели, продолжительность дождя и сток.

Результаты анализа взаимных отношений этих параметров приведены на рис. 2.

Точки около линии равенства говорят, что установлена довольно тесная зависимость фактического и вычисленного стока.

Распределение стока по времени решали методом единичного гид-

рографа паводка.

Вычисленные ординаты среднего единичного гидрографа имеют следующее значение: 24, 40, 25, 16 $м^3/сек^{-1}$.

Распределение единичного паводка дано в расходах воды, которое образуется от слоя стока 1 мм.

Для определения точности этого способа расчитаны гидрографы по методу единичного паводка, сопоставлены с фактическими гидрографами. На рис. 4 представлено сопоставление фактических и вычисленных гидрографов для р. Маравицы у створа Арилье.

В 80 процентах результаты удовлетворительны.

Ошибки бывают в величине второй ординаты.

Выводы

Из всех современных методов расчета интенсивности снеготаяния для водосбора наиболее приемлемой оказалась интенсивность, вычисленная по температуре воздуха, которая должна быть уменьшена на величину водоудерживающей способности снега. Для периодов, когда температура воздуха полностью отражает ход интенсивности снеготаяния, формула Е.Г. Попова применима.

Изложенный метод расчета гидрографа тало-дождевого стока, конечно, является лишь первым шагом в разработке такой модели. Необходима дальнейшая его проверка и совершенствование на основании более полных и точных наблюдений над снежным покровом и осадками.

В первую очередь подлежит уточнению территориально общая зависимость стока талых вод от снегозапасов.

Литература

1. Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР - условия формирования и методы прогнозов, 1960 г.

2. Кузьмин П.П. Исследование и расчет снеготаяния. Труды ГГИ, вып. 7 (61)

3. Онуфриенко Л.Г. Интенсивность снеготаяния и водоотдача из снега. Труды Укр.НИГМИ, вып. 19

4. Важнов А.Н. Анализ и прогноз стока рек Кавказа. 1966

5. Комаров В.Д. Вопросы теории и расчета (прогноза) снегового половодья небольших равнинных рек. Труды ЦИП, вып. 50

6. Ващнов А.Н. Прогноз стока половодья на горных реках с талодождевым питанием. Труды ЦИП, вып. 59

7. Дмитриева А.Г. Прогноз стока горных рек. Труды ЦИП, вып. 59

8. Огиевская В.А. К вопросу о питании рек Закарпатской области в зимне-весенний период.

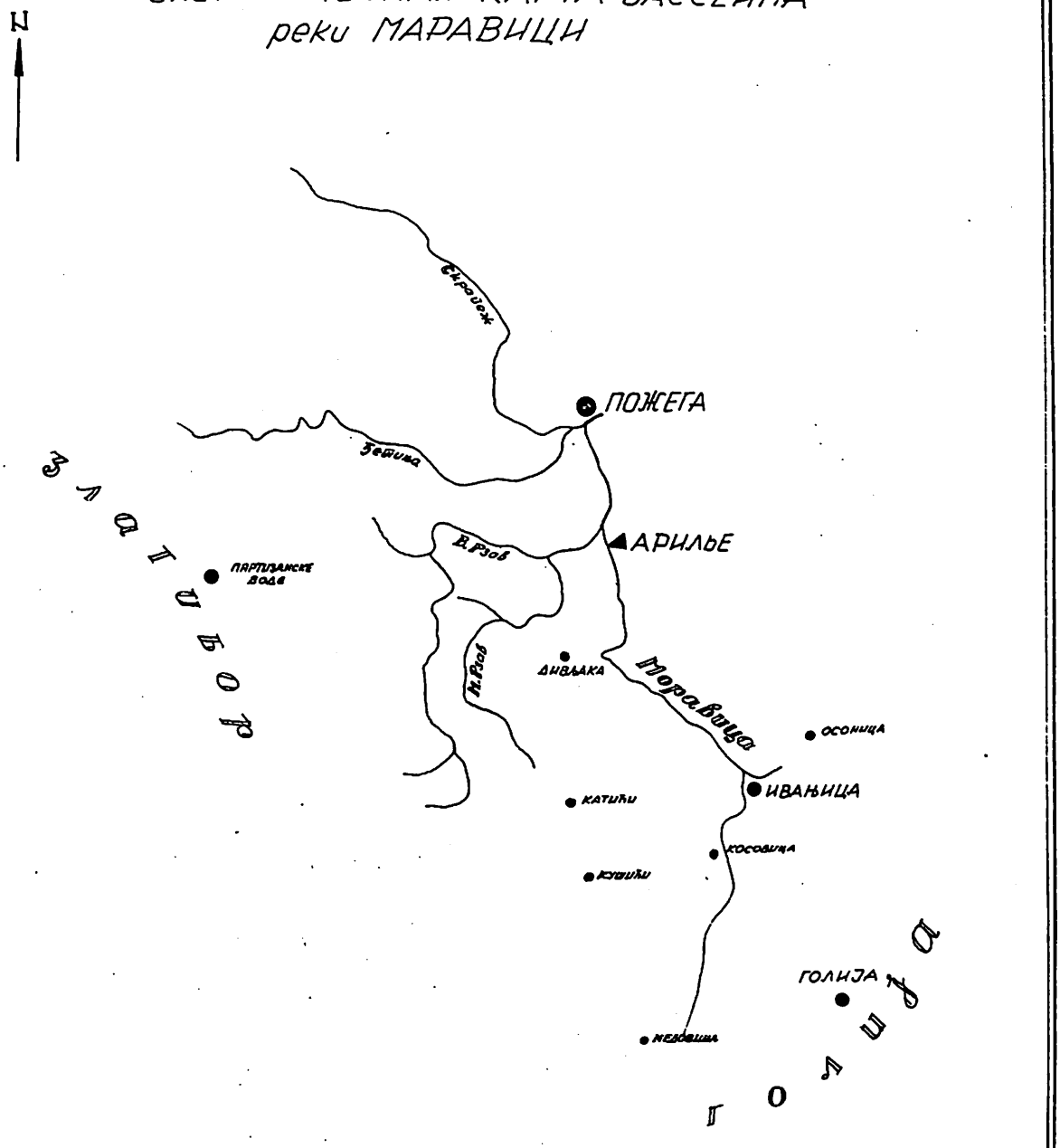
9. Попов Е.Г. Основы гидрологических прогнозов. 1968

10. Linsiey R.K., Kohler M.A., Paulhus M., "Applied Hydrology" N.J. 1949. god.

11. Sherman L.K. "Stream flow from rainfall by unit graph method Engineering N.J.Vob 108."

РИС 1.

СХЕМАТИЧЕСКАЯ КАРТА БАССЕЙНА реки МАРАВИЦИ



МАСШТАБ
1 : 500.000

REPUBLIČKI HIDROMETEOROLOŠKI ZAVOD SR SRBIJE

Отношение осадков и талых вод к стеканию воды на р. Маравици у замыкающего створа Арильє

Таблица 1

Очередной номер	Паводки дата – год.	А. Р. I. в mm.	Недели	Продолжите. дождя	Осадки	Непосредственный сток в. m/m
1	5–12 · IV · 1951	25.1	14	2	39.1	20.3
2	14–19 · XII · 1952	40.2	51	1	45.0*	28.6
3	21–28 · IV · 1954	31.7	17	3	34.9	11.2
4	5–13 · VII · 1955	51.8	27	2	53.1	14.5
5	17–26 · IX · 1955	64.7	30	1	41.7	15.5
6	7–18 · X · 1955	53.1	41	3	32.8	12.4
7	19–22 · XII · 1955	29.6	47	2	39.5*	20.1
8	1–5 · IV · 1956	13.2	14	1	23.0*	10.7
9	19–28 · VI · 1956	47.8	25	3	46.9	11.7
10	12–15 · V · 1956	30.2	19	1	34.9	12.0
11	30 · III–3 · IV · 1958	36.0	14	2	62.0	37.9
12	14–25 · VI · 1959	78.4	24	2	26.8	10.4
13	10–18 · V · 1959	41.0	20	3	41.6	12.9
14	4–9 · III · 1962	21.1	10	2	35.0*	20.5
15	12–15 · III · 1963	10.5	11	1	23.5*	9.8
16	6–12 · VI · 1963	76.9	23	1	9.3	7.2
17	19–22 · II · 1964	9.8	18	3	82.0*	34.4
18	6–9 · V · 1965	38.9	19	2	36.5	16.9
19	2–8 · III · 1965	33.0	10	2	50*	30.8
20	9–13 · II 1966	11.7	6	2	22.0*	10.9
21	30 · III–3 · IV · 1967	19.2	13	2	49.4	24.0
22	21–24 · VI · 1967	78.4	25	3	63.8	30.0
*	С учетом талых вод					

Коаксиальная зависимость для определения паводочного стока полученая по данным р. Маравици у замыкающего створа Арилье

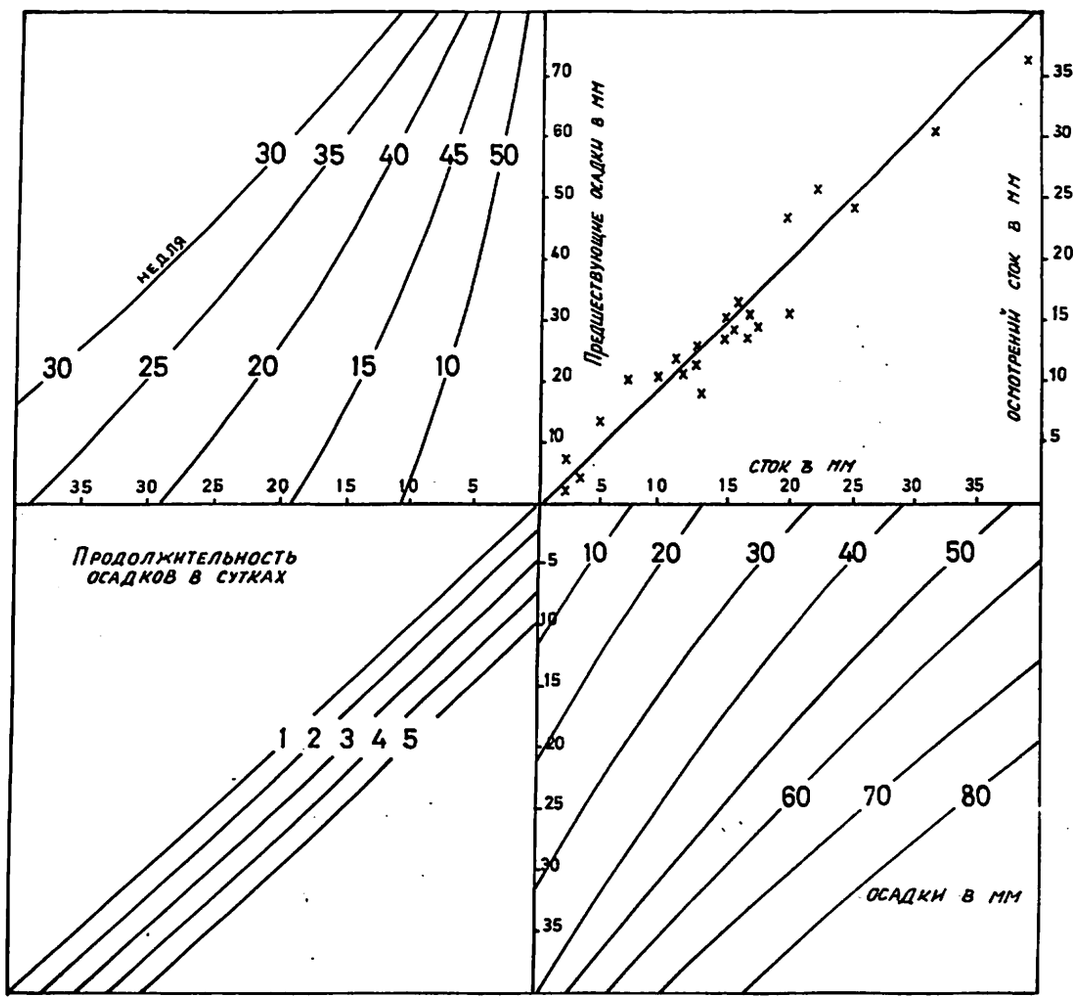


РИС. 2

Расчитаная интенсивность снеготаяния

Таблица 2

Дата	Часы	Температура воздуха	По температуре воздуха	По формуле Е.Г. Попова за сутки
15 II 1964	21–23	4,6	1,43	
	23–25	3,9	1,21	
	Σ	8,5	2,64	
16 II 1964	1–3	3,1	0,96	
	3–5	1,8	0,56	
	5–7	0,7	0,22	
	7–9	0,1	0,03	
	9–11	3,0	0,93	
	11–13	4,2	1,30	
	13–15	6,5	2,01	
	15–17	8,5	2,64	
	17–19	3,0	0,93	
	19–21	2,1	0,65	
	21–23	4,7	1,46	
	23–1	5,1	1,58	
	Σ	42,8	13,58	13,6
17 II 1964	1–3	4,0	1,24	
	3–5	2,5	0,78	
	5–7	4,8	1,49	
	7–9	4,5	1,40	
	9–11	8,0	2,48	
	11–13	9,3	2,88	
	13–15	12,9	4,00	
	15–17	13,5	4,18	
	17–19	9,4	2,91	
	19–21	7,8	2,42	
	21–23	7,3	2,26	
	23–1	8,0	2,48	
	Σ	92,0	28,52	27,4

Дата	Часы	Температура воздуха	По температуре воздуха	По формуле Е.Г. Попова за сутки
18 II 1964	1– 3	8,0	2,48	
	3– 5	9,5	2,94	
	5– 7	10,0	3,10	
	7– 9	10,2	3,16	
	9–11	10,3	3,19	
	11–13	13,0	4,03	
	13–15	11,5	3,56	
	15–17	8,8	2,73	
	17–19	5,7	1,77	
	19–21	5,3	1,64	
	21–23	6,8	2,11	
	23– 1	6,9	2,14	
	Σ	106,0	32,85	30,5
19 II 1964	1– 3	7,9	2,45	
	3– 5	8,5	2,64	
	5– 7	7,6	2,36	
	7– 9	7,3	2,26	
	9–11	9,7	3,01	
	11–13	14,4	4,46	
	13–15	13,7	4,23	
	15–17	9,4	2,91	
	17–19	10,7	3,32	
	19–21	9,0	2,79	
	21–23	9,0	2,79	
	23– 1	7,8	2,42	
	Σ	115,0	35,64	33,8
20 II 1964	1– 3	6,8	2,11	
	3– 5	6,5	2,02	
	5– 7	5,1	1,58	
	Σ	18,4	5,71	

Величины интенсивности снеготаяние уменшаются за 30%

Сопоставленне фактнческих гидрографа стока и вычесленных методом единичнога гидрографа для р. Маравицн у Арилья

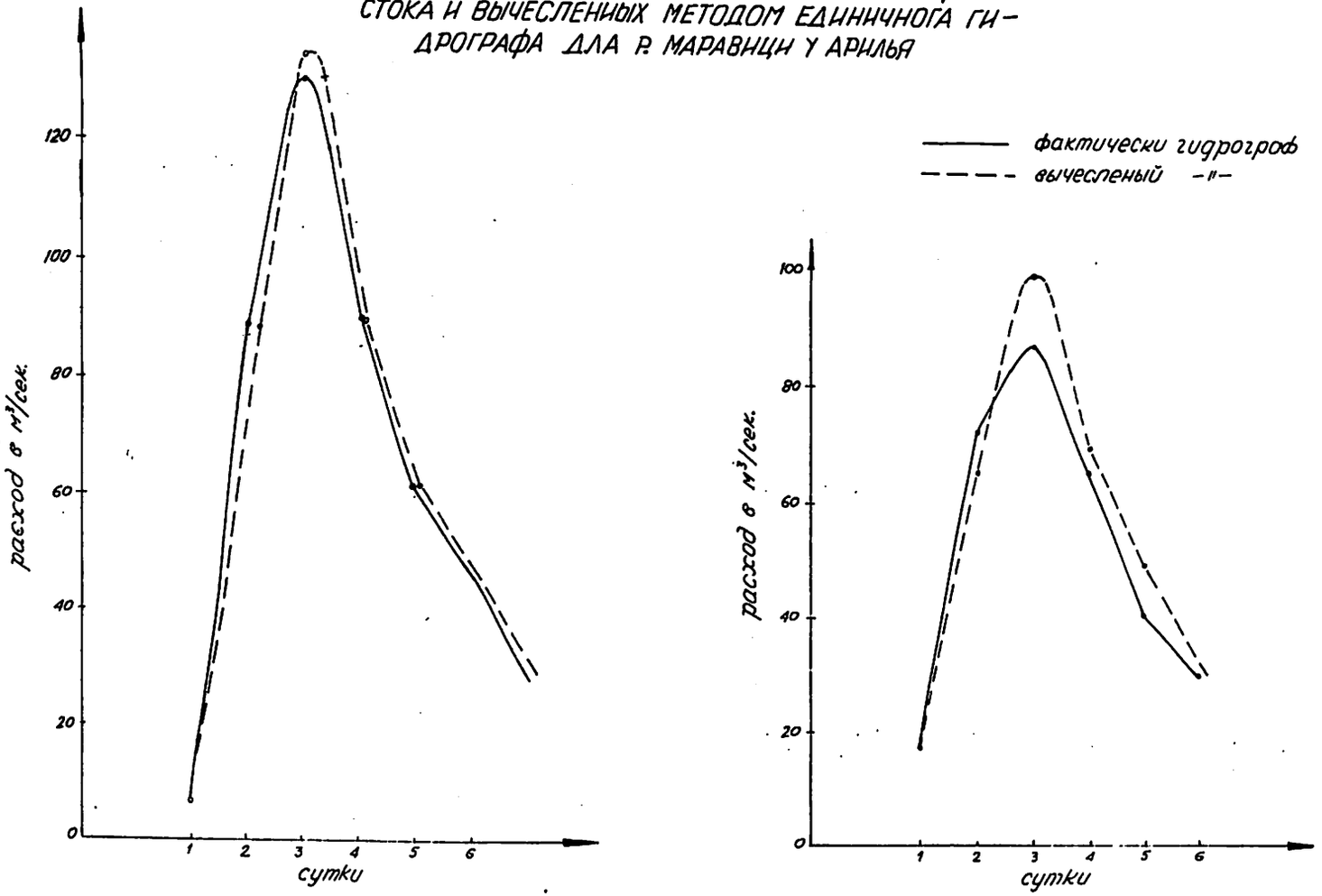


РИС. 4

ANWENDUNG DES OPERATIVEN IMPULSFOLGENKALKÜLS IN DER HYDROLOGISCHEN VORHERSAGE

Norbert Thiess
Bundesrepublik Deutschland

Р е з ю м е

Способ импульсных серий основывается на разрешении функций времени для серий во времени. Эта транскрипция является заодно трансформацией из области функций в область операторов. Рядом с пассивными сериями имеются активные серии, т.е. серийные операторы. Кроме обычной операции композиции и декомпозиции между пассивными сериями времени имеется много операций между пассивными и активными, а также между активными сериями между собой. У способа импульсных серий есть таким образом любые операторы, они являются алгорифмами, а не только сомболами, как в способе классических операторов. Благодаря этим качествам,каждое отношение оказывается в простой форме, может быть легко расщиплено;каждый член оперативного отношения может быть особо выражен. Из-за применения в виде чистых размерностей каждый функтор может превратиться любой степенью точности в свою соответствующую серию путем развития и декомпозиции. Практическая польза заключается в непосредственном определении наводковой волны из параметров основных уравнений. Термины гидрологии до сих пор неясные, могут быть выражены точно. Анализ и синтез систем гидрологии станут ясными и могут быть программированы. Новые системы моделей легко следуют из этого. Таким образом, способ импульсных серий помогает разрешению многих проблем.

Kurzfassung

Das Impulsfolgenkalkül beruht auf der Auflösung von Zeitfunktionen in Zeitfolgen. Diese Umschreibung ist zugleich eine Transformation aus der Funktionsebene in die Operatorenebene. Den passiven Zeitfolgen stehen aktive Folgen, Folgeoperatoren gegenüber. Außer den herkömmlichen Grundoperationen der Faltung und der Entfaltung zwischen den passiven Zeitfolgen gibt es weitere Operationen zwischen passiven und aktiven sowie aktiven und aktiven Folgen. Das Impulsfolgenkalkül hat somit beliebig viele Operatoren, die zugleich Al-

gorithmen sind und nicht Symbole allein, wie in der klassischen Operatorenrechnung. Durch diese Eigenschaften ergibt sich jede Beziehung in einer einfachsten, leicht zerpflückbaren Form; jedes Glied einer operativen Beziehung kann explizit ausgedrückt werden. Durch die Verwendung von dimensionsreinen Beziehungen kann jeder Funktor mit Hilfe der Entwicklung-Entfaltung in seine entsprechende Folge beliebig genau umgewandelt werden. Der praktische Nutzen zeigt sich z. B. bei der direkten Ermittlung einer Hochwasserwelle aus den Kenngrößen ihrer Bestimmungsgleichung. Bisher unklare Beziehungen der Hydrologie können exakt definiert werden. Die Systemanalyse und die Systemsynthese der Hydrologie wird transparent und leicht programmierbar. Neue Modellsysteme ergeben sich zwanglos. Alles in allem bedeutet das Impulsfolgenkalkül die Lösung vieler Probleme.

Ich stehe vor der angenehmen und zugleich schwierigen Aufgabe, Ihnen im knappen Rahmen der verfügbaren Vortragszeit über die Anwendungsmöglichkeit des operativen Impulsfolgenkalküls in der hydrologischen kurzfristigen Vorhersage allgemein berichten zu dürfen. Erlauben Sie mir gleich von vornherein die Erklärung, daß es sich hierbei um keine neue hydraulische oder hydrologische Methode handeln wird, sondern um ein, von mir aus bescheidenen Anfängen [1] weiterentwickeltes mathematisches Verfahren [2] in dessen Betrachtungszentrum in der Zeit ablaufende Impulse stehen, die mittels eines neuen Algorithmus behandelt werden. Die Entwicklung dieser algorithmischen Folgenanalyse ist noch keineswegs abgeschlossen, da sich immer wieder weitere Beziehungen ergeben, so daß der Wunsch Professor Tustins, seine Erstveröffentlichung möge Früchte tragen, in dieser Hinsicht in Erfüllung zu gehen scheint.

Bevor ich auf die besondere Anwendung des I-Kalküls in der hydrologischen Vorhersage - aus Zeitmangel leider nur andeutungsweise - eingehen kann, möchte ich Ihnen das Wesen dieser neuen Mathematik erläutern. Ihr eigentlicher Kern ist die Erkenntnis, daß die Auflösung einer Zeitfunktion $f(t)$ in eine Impulsfolge $\phi(f)$ an sich bereits einer Verlagerung der Operationsebene selber gleichkommt. Grundsätzlich kann der diskrete Bereich der Folgen als der natürlichere, aufgeschlossenere angesehen werden. Der Bereich der stetigen Funktionen bildet lediglich den asymptotischen Grenzzustand der Folgen.

Während empirisch gegebene Zeitfunktionen $\tilde{u}(t)$ nur in Folgen $\phi(\tilde{u})$ umgeschrieben werden können, steht für theoretische Zeitfunktionen $u(t)$ ein weiterer Weg, die Umschreibung in operative Funktionen (Funktoren) $F(\vartheta)$ offen; diese letzteren entsprechen den Ausdrücken des Unterbereiches der Laplace-Transformation, sie unterscheiden sich von diesen nur durch die Eigenschaft der Dimensionsreinheit. Neben diesen zeitbezogenen passiven Folgen habe ich eine Anzahl zeitunabhängiger aktiver Grundfolgen, sogenannte Folgeoperatoren $m, \vartheta, \delta \ldots$ eingeführt, die als Grundformen der Distributionen bezeichnet werden können. Durch die weiteren Grundoperationen der Faltung und Entfaltung können die passiven Folgen unter sich, sowie mit den aktiven Folgen verbunden werden. Durch die Anwendung der Grundoperationen auf den Bereich der Folgeoperatoren selber ergibt sich als wesentliches Merkmal des I-Kalküls eine praktisch unendliche Anzahl möglicher neuer Folgeoperatoren, während die sogenannte klassische Operatorenrechnung sich mit einigen wenigen bequemen muß. Wesentlich ist hierbei, daß jeder dieser Operatoren einer Folge entspricht, infolgedessen für die Durchführung der Operationen statt Symbolen echte Algorithmen vorliegen. Ein weiterer Gewinn dieser neuen Denkart bekundet sich durch die Eigenschaft der Zerpflückbarkeit der operativen Beziehungen des I-Kalküls: jedes Glied einer operativen Beziehung kann explizit ausgedrückt werden.

Die Bemühung für Dimensionsreinheit der operativen Beziehungen brachte mehrere theoretisch und praktisch wertvolle Ergebnisse; es zeigte sich, daß mathematische Verfahren an sich nur dann praktisch verwendbar sind, wenn die physikalischen Grundlagen schon bei der Herleitung ihrer Grundbeziehungen beachtet worden sind. Die Erkenntnis, daß neben den Distributionen des Einheitsstoßes $\delta(t)$ und des Einheitssprunges $U(t)$ der herkömmlichen, im Symbolisch-Analytischen hängen gebliebenen Operatorenrechnung weitere Größen dieser Art existieren, daß weiterhin die übliche Transformationsformel der Laplace-Transformation dimensionsunrein ist, führte mich zu dem für die praktische Handhabung des I-Kalküls bedeutenden Satz der Entwicklungsentfaltung der Funktoren. Dieser Satz besagt, daß jeder Funktor $F(\vartheta)$ in seine entsprechende Folge $\phi(u)$ entfaltet werden kann durch die einfache Entwicklung des Funktors bezüglich eines gewählten Zeitschritts.

Die Folge $\phi(\alpha)$ konvergiert ihrerseits mit enger werdenden Zeitschritt zu der entsprechenden Funktion $\alpha(t)$ des Funktors. Praktisch bedeutet dieses, daß man z. B. die Ganglinie eines Hochwassers aus den Kennwerten der ihr zugrundegelegten operativen Beziehung unmittelbar aus dem Funktor operativ ermitteln und graphisch darstellen kann. Dieser direkte Weg entspricht jenem der Analogiegeräte. Eine weitere Verwendungsmöglichkeit besteht darin, daß man auf diesem Wege viele praktisch wichtige Funktoren des Unterbereichs der Laplace-Transformation unmittelbar in den Oberbereich transformieren kann. Ich erwähne hier z. B. die exakten operativen Beziehungen, die sich für die Faktoren des Niederschlages mit Hilfe des I-Kalküls aufstellen lassen.
Auf dem Gebiet der Systemanalyse und der Systemsynthese der Hydrologie lassen sich bisher nur schwierig definierbare hydrologische Größen korrekt ausdrücken. Die zwischen den Operationsfaktoren aufstellbaren Beziehungen sind transparent, zerpflückbar und leicht programmbierbar. Bisher schwierige Überlegungen und Umrechnungen werden übersichtlich und einfach.

Aus dem Vorhergehenden dürfte sich die Eignung des I-Kalküls für Zwecke der kurzfristigen hydrologischen Vorhersage von selber bestätigen. Dieses neue Verfahren des operativen Algorithmus der Folgen bietet sich wie kein zweites mathematisches Instrument für die Behandlung dieses überaus vielschichtigen und verwickelten Problems an. Eines vermag allerdings das I-Kalkül nicht: es kann keine fehlenden Beobachtungsdaten ersetzen, und seine Ergebnisse sind an die Grenzen der Genauigkeit des verwendeten Datenmaterials gebunden. Was sonst seine Genauigkeit angeht, so ist das I-Kalkül kein Näherungsverfahren in dem Sinne, daß es nur eine angenäherte Lösung ergibt, vielmehr kann der Genauigkeitsgrad der Ergebnisse durch die Wahl des Zeitschritts beliebig gesteuert werden.

Es wird neuerdings viel über theoretische Hydrologie gesprochen, ohne daß ihre Grenzen bisher scharf gezogen werden konnten. Eine neue und wirksame theoretische Hydrologie kann nur auf eine mathematische Grundlage aufbauen, die sich auf alle notwendigen mathematischen Bereiche stützt und außerdem die exakte Behandlung empirisch gegebener Ganglinien ermöglicht. Außerdem muß dieses neue Prinzip sowohl mit der Mathematischen Statistik als auch mit der herkömmlichen Operatorenrechnung einschließlich der Laplace-

Transformation eine zwanglose Synthese eingehen können. Alle diese Forderungen einer operativen Grundlage für eine mögliche künftige theoretische Hydrologie erfüllt das Impulsfolgenkalkül.

Zusammenfassend möchte ich betonen, daß das I-Kalkül als algorithmisches Verfahren der Mathematik bereits in seinem vorhandenen bescheidenen Entwicklungsstadium zu einigen Hoffnungen berechtigt. Die Richtung seiner weiteren Entwicklung ist durch die zahlreichen Analogien zu anderen mathematischen Prinzipien vorgezeichnet.

Es konnte nicht die Aufgabe dieser kurzen Information gewesen sein, in Einzelheiten der Behandlung der hydrologischen Hochwasservorhersage mittels des I-Kalküls einzudringen. Dazu war der Rahmen zu eng und das Dargebotene zu neu. Ich hoffe, daß es mir gestattet sein wird, Sie bei einer anderen Gelegenheit etwas tiefer in die einfachen Geheimnisse dieses Verfahrens auch im Hinblick auf seine praktische Verwendbarkeit einführen zu können.

Zur Ergänzung und visuellen Vertiefung des Gehörten lasse ich noch einige Bilder folgen:

Nr. 1: Strukturelle Beziehungen zwischen dem I-Kalkül und der Laplace-Transformation

Nr. 2: a) Operative Beziehungen zwischen den Faktoren des Niederschlages
b) Operative Zerpflückung des Duhamel-Integrals
c) Operative Umrechnungen

Nr. 3: Numerische Beispiele für operative Umrechnungen

Nr. 4: Gegenüberstellung analytischer und operativer Beziehungen von Modellsystemen:
a) Modellsystem von C.J. Dooge
b) Modellsystem von K.P. Singh

Nr. 5: Numerisches Beispiel für die Entwicklungs-Entfaltung eines heterogenen Dämpfungsoperators.

Literaturnachweis:

[1] Tustin A.: A Method of Analysing the Behaviour of Linear Systems in Terms of Time Series - The Journal of the Institution of Electr. Eng. Vol. 94 No 1947 Part II A pp. 130 - 143

[2] Thiess N.R.: Impulsfolgenkalkül
Unveröffentlichtes Manuskript

Bild 1

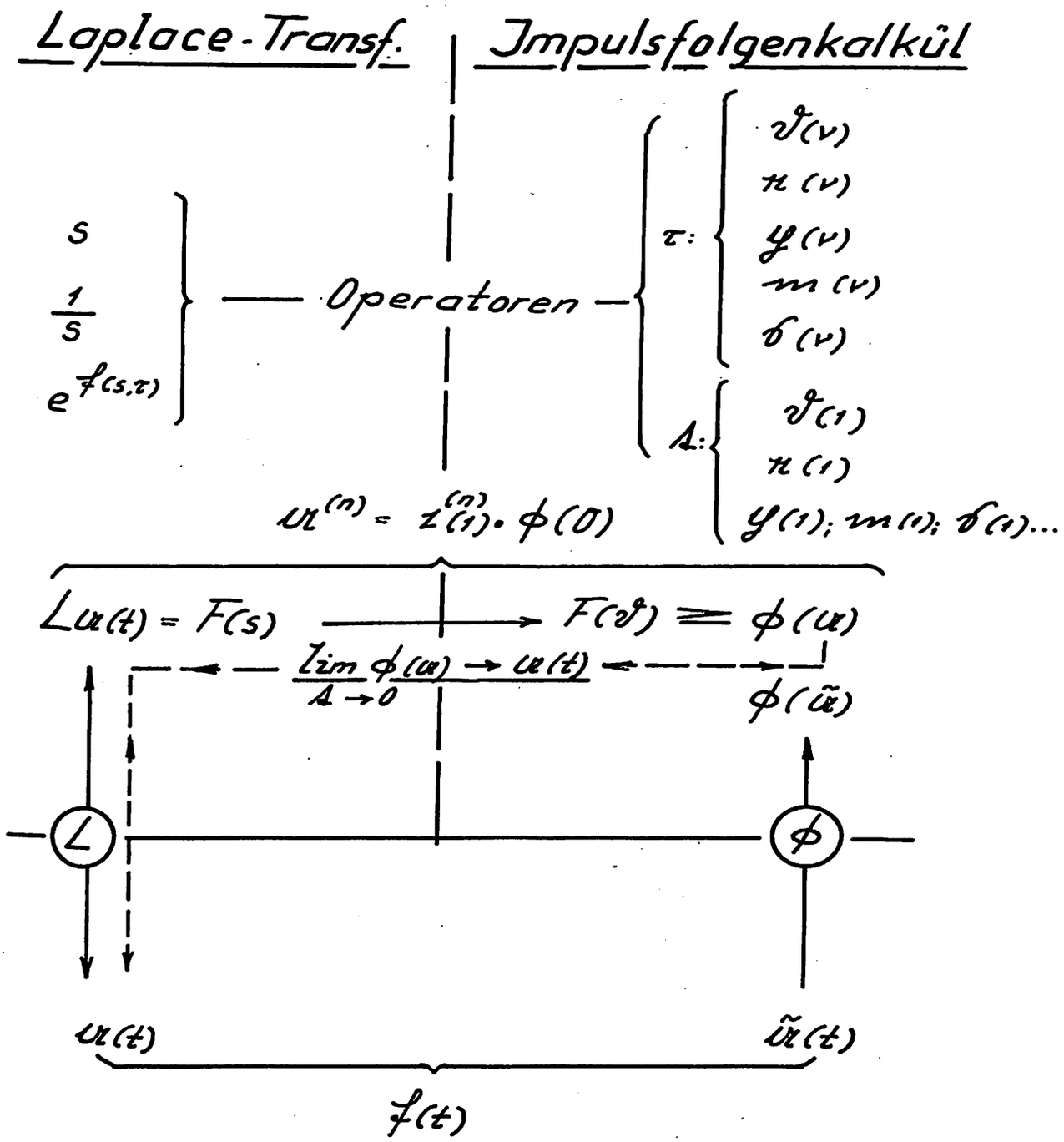

Laplace-Transf.
Impulsfolgenkalkül
s
1/s
e^{f(s,τ)}
Operatoren
τ:
ϑ(ν)
π(ν)
ψ(ν)
m(ν)
δ(ν)
Λ:
ϑ(1)
π(1)
ψ(1); m(1); δ(1)...
u(t) = z^{(n)}_{(1)} · φ(0)
Lu(t) = F(s)
F(ϑ) = φ(u)
lim φ(u) → u(t)
Λ → 0
φ(ũ)
L
φ
u(t)
ũ(t)
f(t)

Bild 2

a) $\phi(r) = \frac{1}{A} \cdot \phi(R) = \vartheta \cdot \phi(rr)$; $r\left[\frac{1}{T}\right]$

$\phi(R) = A \cdot \phi(r) = A \cdot \vartheta \cdot \phi(rr)$; $R\left[\frac{L^3}{T}\right]$

$\phi(rr) = \gamma(\tau) \cdot \phi(r) \cdot \Lambda = \frac{1}{A} \cdot \phi(R)$; $rr[L]$

$\phi(R) = A \cdot \phi(rr) = A \cdot \gamma(\tau) \cdot \phi(r) \cdot \Lambda$; $R[L^3]$

b) $\phi(Q) = A \cdot \vartheta \cdot \phi(rr) \cdot \phi(u)$; $u[1]$

$Q(t) = A \cdot \frac{d}{dt} \int u(t-\tau) \cdot r(\tau) \cdot d\tau$

$\phi(rr) = \frac{\phi(Q)}{A \cdot \vartheta \cdot \phi(u)}$

$\phi(u) = \frac{\phi(Q)}{A \cdot \vartheta \cdot \phi(rr)}$

$\phi(u') = \vartheta \cdot \phi(u)$ $u'\left[\frac{1}{T}\right]$

$A = \frac{\phi(Q)}{\vartheta \cdot \phi(rr) \cdot \phi(u)}$

c) $\phi(u'_\tau) = \phi(u') \cdot m(\nu-1) = \frac{\phi(Q)}{A \cdot \phi(rr)} \cdot \frac{\vartheta(\nu)}{\vartheta(1)}$

$\phi(u'_{m \cdot \tau}) = \vartheta(m\nu) \cdot \phi(u) = \frac{\vartheta(m\nu)}{\vartheta(\nu)} \cdot \phi(u'_\tau)$

a).

$\Delta = 0.50$

$\nu =$	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$t =$	0	0.5	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4	4.5	5
$\phi(u_2) =$	0.000	0.039	0.124	0.219	0.311	0.388	0.287	0.221	0.148	0.096	0.061
$\frac{\vartheta(12)}{\vartheta(4)} =$	$\frac{1}{3}$	0	0	0	$\frac{1}{3}$	0	0	0	$\frac{1}{3}$		
	0	0.013	0.041	0.073	0.104	0.111	0.096	0.074	0.049	0.032	0.020
					0.000	0.013	0.041	0.073	0.104	0.111	0.096
									0.000	0.013	0.041
$\phi(u_6) =$	0	0.013	0.041	0.073	0.104	0.124	0.137	0.147	0.153	0.156	0.157

b)

$\Delta = 2,00$

$\phi(u_6) =$	0.00	0.40	1.40	3.10	5,40	8.60	12.60	15.40	14.60	11.80	9.90
$\frac{z(0)}{\vartheta(3)} =$	6	0	0	6	0	0	6	0	0	6	0
	0.00	2.40	8.40	18.60	32.40	51.60	75.60	92.40	87.60	70.80	59.40
					2.40	8.40	18.60	32.40	51.60	75.60	92.40
								2.40	8.40	18.60	32.40
											2.40
$\phi(u) =$	0.00	2.40	8.40	18.60	34.80	60.00	94.20	127.20	147.60	165.00	186.60

Bild 4

a) $$h'(t) = \frac{1}{A} \int_0^{t/a} \left(\frac{m^{\sigma-1} \cdot e^{-m}}{\Gamma(\sigma)} \right) \cdot \left(\dot{r} \cdot \frac{dA}{d\tau} \right)_\tau \cdot dm$$

$$m = \frac{1}{a} \cdot (t - \tau):$$

$$h'(t) = \int_0^{t/a} \frac{(t-\tau)^{\sigma-1} \cdot e^{-\frac{1}{a}\cdot(t-\tau)}}{a^{\sigma-1} \cdot (\sigma-1)!} \cdot \dot{r} \cdot \frac{dA}{A \cdot d\tau} \cdot \frac{d(t-\tau)}{a} =$$

$$= \int_0^{t/a} \frac{(t-\tau)^{\sigma-1} \cdot e^{-\frac{1}{a}\cdot(t-\tau)}}{a^{\sigma} \cdot (\sigma-1)!} \cdot \dot{r} \cdot w(\tau) \cdot d(t-\tau);$$

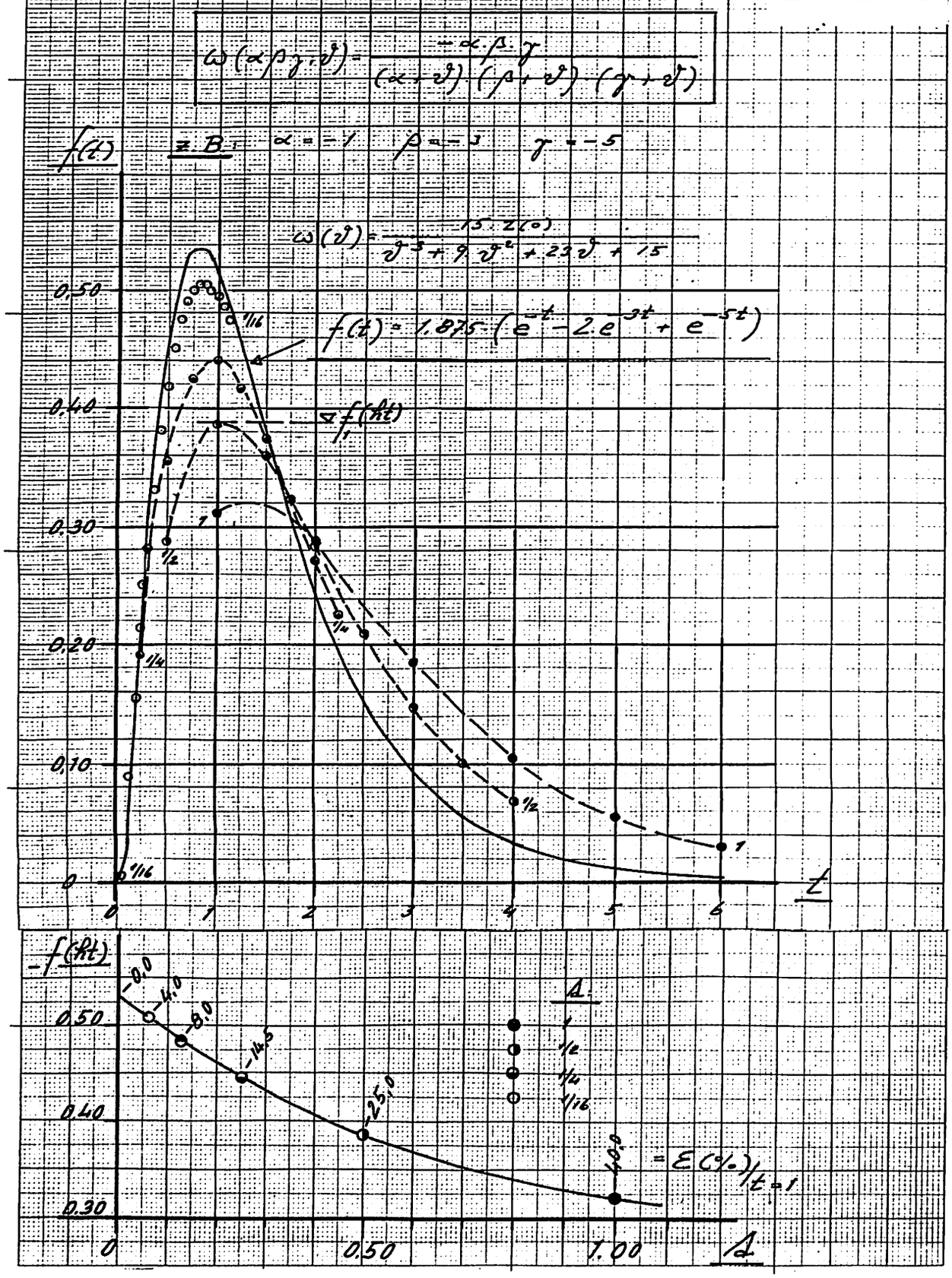
$$\underline{h'(t) \mathrel{\hat{=}} \phi(\vec{u}') = \phi(u_0') \cdot r(\tau) \cdot \phi\left(\frac{w}{\dot{r}}\right)}$$

b) $$\vec{u}'(t) = \frac{1}{a_2 - a_1} \int_0^{} \left(e^{-\frac{1}{a_2}\cdot(t-\tau)} - e^{-\frac{1}{a_1}\cdot(t-\tau)} \right) \cdot w(\tau) \cdot d\tau$$

$$\vec{u}' = \frac{1}{(1 + a_1 D) \cdot (1 + a_2 D)} \cdot w$$

$$\underline{\phi(\vec{u}') = \phi(u_H') \cdot \phi(u_G') \cdot \phi(\tilde{u}')}$$

Bild 5



$\omega(\alpha\beta\gamma,\vartheta) = \frac{-\alpha\cdot\beta\cdot\gamma}{(\alpha+\vartheta)\cdot(\beta+\vartheta)\cdot(\gamma+\vartheta)}$
z.B.: $\alpha = -1$ $\beta = -3$ $\gamma = -5$
$\omega(\vartheta) = \frac{15\cdot 2(0)}{\vartheta^3 + 9\vartheta^2 + 23\vartheta + 15}$
$f(t) = 1.875\cdot(e^{-t} - 2e^{-3t} + e^{-5t})$
$f(t)$
$\nabla f_1(ht)$
0,50
0,40
0,30
0,20
0,10
0
1/16
1/2
1/4
1
0
1
2
3
4
5
6
t
$-f(ht)$
-0,0
-4,0
-8,0
-14,5
-25,0
-40,0
$= \varepsilon(\%)/_{t=1}$
0,50
0,40
0,30
0
0,50
1,00
A

МНОГОЛЕТНИЕ ЦИКЛИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ И ВОЗМОЖНОСТИ СВЕРХДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ГОДОВОГО И СЕЗОННОГО СТОКА ДУНАЯ

Л.В.Агаркова, В.К.Ситников

(СССР)

Р е з ю м е

Многолетние колебания годового стока Дуная имеют циклический характер, что дает возможность разработки сверхдолгосрочного прогноза водности с заблаговременностью один год и более. Существующие методы прогноза нуждаются в дальнейшей разработке и усовершенствовании.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die langjährige Schwankungen der Donauabflußmengen sind regelmäßig, das gibt die Möglichkeiten für die Verarbeitung der Langfristvorhersagen der jährlichen Abflußmengen mit dem Zeitdauer von einem Jahr und mehr als ein Jahr. Die gegenwärtige Langfristvorhersageverfahren erfordern eine weitere Ausarbeitung und Vervollkommung.

Хозяйственное использование вод Дуная непрерывно и быстро возрастает. Для оптимального планирования водопотребления и соблюдения международных интересов большое значение имеет правильная оценка многолетних циклических колебаний стока Дуная и возможность создания сверхдолгосрочных прогнозов годового и сезонного стока с заблаговременностью I год и более.

Река Дунай - крупнейшая река Западной Европы и вторая после Волги

река всего Европейского континента. Средний многолетний годовой сток в устье реки у г.Рени равен 6500 $м^3/с$ или 205 $км^3$ в год. Многолетняя изменчивость годового стока Дуная относительно невелика: коэффициент вариации его составляет 0,20. Максимальный годовой сток (9410 $м^3/с$ или 296 $км^3$, 1941 г.) превосходит минимальный (3950 $м^3/с$ или 125 $км^3$, 1921 г.) всего в 2,4 раза, что объясняется хорошей естественной зарегулированностью стока Дуная. Для сравнения укажем, что отношение максимального и минимального годового стока Невы равно 2,8, Днепра - 3,9. Дунай отличается малой изменчивостью величины стока в течение года: доля максимального месячного стока в среднегодовом составляет 11-12%, минимального - 5-6%. По внутригодовому распределению стока Дунай относится к причерноморскому типу рек с паводочным режимом в течение всего года. По сезонам сток распределяется следующим образом: на весну (март - апрель) приходится 15-22%, лето (май - сентябрь) - 41-55%, осень (октябрь - ноябрь) - 11-15%, зиму (декабрь - февраль) - 19-24%; теплый период - 70-85% и холодный - 15-30%. Наибольший расход в году может наступить в любой сезон, но чаще всего максимальные расходы наблюдаются в верховьях реки в апреле - сентябре, в нижнем течении - в марте - июне. Отношение максимального расхода к минимальному может достигать 25 (для Днепра оно превышает 150).

Регулярные гидрометрические наблюдения ведутся на Дунае с 1829 г., измерения стока - с 1874 г. Путем восстановления стока по уровням, взаимной увязки и корреляции стока по другим пунктам в настоящее время достаточно точно восстановлены непрерывные ряды годового и месячного стока у г.Штейн-Кремс за период 1829-1972 гг., г.Оршова (1838-1971 гг.) и г.Рени (1838-1971 гг.). В качестве основного пункта для анализа принят сток у г.Рени. Регулярные наблюдения за стоком у г.Рени ведутся с 1921 г.; за остальные годы сток восстановлен по Сулине, Галацу, Оршове и другим пунктам.

Для исследования многолетней изменчивости в цикличности годового стока строились кривые скользящего осреднения по 3-, 5-, 7-, 11-, 22-, 35-леткам и разностные интегральные кривые годового стока (рис.1), рассчитывались автокорреляционная и спектральная функции, разложение в ряд Фурье. Для упрощения расчетов оценка водности осуществлялась по 5 градациям - очень высокая, выше нормы, средняя, ниже нормы и очень низкая. Для грубой оценки водности, по рекомендации В.И.Моклячка [16] применялась двухбальная оценка - выше и ниже нормы. Оправдываемость прогнозов определялась приближенно по проценту оправдываемости или величине коэффициента корреляции между вычисленными и фактическими величинами.

Наличие известной периодичности годовых величин стока реки Дунай не вызывает сомнений. Группировки маловодных и многоводных лет выражены достаточно четко. Средняя продолжительность последовательности многоводных лет равна 2,3 года, маловодных лет - 3,4 года; наибольшая длительность группировки многоводных лет за 134 года достигает 8 лет (1910-1917 гг.), маловодных лет - 10 лет (1945-1954 гг.). Одиночные многоводные годы за это время наблюдались всего 10 раз, маловодные - 8. Если давать прогноз водности на будущий год такой же величины, как в текущем, то его оправдываемость составит 53%. Применив простую периодичность: два раза подряд многоводные годы, затем три раза подряд маловодные годы, считая средние по водности годы относящимися к той группировке, в которую они попали (а в случае неоправдавшегося прогноза повторяя цикл сначала, начиная с неоправдавшегося года), можно повысить природную оправдываемость прогноза до 65%.

Применив более сложную периодизацию по методу В.И.Мокляка [16], можно для прошлых лет довести оправдываемость прогнозов водности до 80-85% и выше. Как правило, эта закономерность оправдывается и на последующие 1-2 года, однако нередко экстраполяция получается неудачной, особенно в годы экстремальных многоводных или маловодных лет.

Многочисленные попытки создания надежной методики сверхдолгосрочных прогнозов годового и сезонного стока с заблаговременностью 1 год и более по коррелятивным связям между климатическими и гидрологическими показателями, как известно, пока не дали положительных результатов. Полученные некоторыми авторами прогнозные зависимости оказывались справедливыми только для отдельных периодов времени и в дальнейшем нарушались вплоть до полного отсутствия связи или перехода на обратную зависимость.

В последние годы выполнены исследования по изучению периодичности годовых изменений водности рек и возможности составления сверхдолгосрочного прогноза стока на основе тенденции многолетних колебаний (Ю.М.Алехин [2], В.И.Мокляк [16], А.И.Давыдова [12] и др.).

Интуитивное убеждение в реальном существовании определенной периодичности природных явлений было широко распространено во все времена. История знает немало примеров установления многочисленных правильных периодических процессов, физическая сущность которых не была известна в момент открытия, а в некоторых случаях и до сих пор. Блестящим достижением эмпирического периодического анализа было открытие в древности цикла солнечных и лунных затмений, физическая сущность которого была открыта И.Ньютоном спустя тысячелетия. Существуют свидетельства, что древние египтяне умели предвычислять

разливы Нила, и, следовательно, величину годовой водности реки. К сожалению, не сохранилось документов о методике этих прогнозов и их оправдываемости. По-видимому, предсказания водности Нила выполнялись в традиционной форме пророчеств и окружались мистической тайной.

Значительный толчок современному развитию сверхдолгосрочных прогнозов годового стока дали работы Ю.М.Алехина [1, 2], в которых на основании предположения о существовании внутренней закономерности развития многолетних колебаний стока разработан автокорреляционный динамико-статистический метод прогноза без учета внешних факторов стока (атмосферной циркуляции, осадков, характеристики погоды в удаленных точках земного шара и других). В основе метода лежит расчет и экстраполяция функции множественной линейной автокорреляции:

$$Q_{t+m-1} = \sum_{\tau=1}^{n} K_m(\tau)\, Q(t-\tau); \qquad (1)$$

где Q_{t+m-1} - экстраполированный (прогнозный) член ряда годовых расходов с заблаговременностью m лет; $K_1, K_2, \ldots, K_n$ - оптимальные коэффициенты линейного экстраполирования; $\tau = 1,2,3,\ldots, n$ - период, за который рассчитывается автокорреляционная функция.

Для прогноза осуществляется линейная экстраполяция нормированной экстраполяционной функции:

$$R(\tau) = \frac{1}{\sigma^2} M\left|(Q_t - \bar{Q})(Q_{t-\tau} - \bar{Q})\right| \qquad (2)$$

или

$$R(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{n-\tau}(Q_i - \bar{Q}_1)(Q_{i+\tau} - \bar{Q}_{1+\tau})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n-\tau}(Q_i - \bar{Q}_1)\sum_{i=1}^{n-\tau}(Q_{i+\tau} - \bar{Q}_{1+\tau})}}; \qquad (3)$$

где $\bar{Q}$ - среднее арифметическое ряда величин годового стока за весь период n, а $\bar{Q}_1$ и $\bar{Q}_{1+\tau}$ - соответственно за расчетные периоды от I до $(n-\tau)$ и от $(\tau+1)$ до n; n - общее число членов ряда; σ - среднее квадратичное отклонение.

Последовательность коэффициентов $K_m(\tau)$ при $\tau = 1,2,3,\ldots, n$ называется оператором или функцией экстраполирования ряда $Q(t)$ с заблаговременностью m. Разработка методики прогноза для отдельной реки сводится к подбору оптимальной длины периода n и вычислению функции экстраполирования. Из-за большой трудоемкости вычислений статистические прогнозы методом линейного экстраполирования

возможны только с применением быстро-действующих ЭВМ. Прогнозы по этому методу, составленные Ю.М.Алехиным для р.Волги у Куйбышева и ряда других рек СССР, дали удовлетворительные результаты. Успешный прогноз по этой методике с заблаговременностью I-5 лет выполнен К.Балеком [5] для р.Влатвы у Праги. Наши расчеты по указанному методу с расчетным периодом τ =20 лет и заблаговременностью I год для р.Дуная у г.Рени дали оправдываемость менее 60%, что, возможно, связано с неудачным выбором длины расчетного периода τ , который специально не рассчитывался, а выбран произвольно по литературным рекомендациям, и необходимостью расчета нескольких экстраполяционных функций для различных периодов времени. Как указывал Ю.М.Алехин, экстраполяционные функции, рассчитанные для одних периодов, могут оказаться непригодными для других. Так как объективных критериев пригодности экстраполяционной функции пока нет, приходится проверять ее эмпирически, путем сравнения вычисленных и фактических величин ряда.

По своим предпосылкам близок к методу автокорреляции и сверхдолгосрочный прогноз по периодограммному методу А.Шустера, успешно примененный для прогнозирования годового стока р.Дуная В.Ф.Логиновым [18] и А.И.Давыдовой [12]. Здесь экстраполяция производится автоматически путем расчета периодической функции.

Теоретическая основа метода А.Шустера заключается в разложении последовательных величин годового стока в ряд Фурье:

$$Q(t)= a_0 + a_1 \cos \frac{360}{N} t + a_2 \cos \frac{360}{N} t + \ldots +$$

$$+ b_1 \sin \frac{360}{N} t + b_2 \sin \frac{360}{N} t + \ldots ; \qquad (4)$$

где a_0 – среднее арифметическое значение ряда; N – число лет в периоде; $a_1, a_2, \ldots, b_1, b_2, \ldots$ – коэффициенты.

После подстановки $a_1 = A_1 \sin \varphi_1$; $a_2 = A_2 \sin \varphi_2$;

$b_1 = A_1 \cos \varphi_1$; $b_2 = A_2 \cos \varphi_2$; и т.д. получим расчетное уравнение:

$$Q(t) = Q_0 + A_1 \sin\left(\frac{360}{T_1} t + \varphi_1\right) + A_2 \sin\left(\frac{360}{T_2} t + \varphi_2\right) + \ldots + \ell(t); \qquad (5)$$

где $A_1, A_2, \ldots$ – амплитуды отдельных периодов, $T_1, T_2, \ldots$ – периоды цикличности, $\ell(t)$ – неизвестная ограниченная непериодическая функция.

Для расчета периодичности весь ряд делят на отрезки по T_i величин в каждом (остаток отбрасывается), один отрезок помещается под

другим и производится суммирование по вертикальным столбцам. По полученным средним величинам вычисляют a_T , b_T , A_T , φ_T :

$$a_T = \frac{2}{T}\sum_{i=0}^{T-1} X_t \cos\frac{360}{T}t \; ; \qquad (6)$$

$$b_T = \frac{2}{T}\sum_{i=0}^{T-1} X_t \sin\frac{360}{T}t \; ; \qquad (7)$$

$$A_T = \sqrt{a_T^2 + b_T^2} \; ; \qquad (8)$$

$$\varphi_T = arc\,tg\left(\frac{a_T}{b_T}\right); \qquad (9)$$

Первые две величины представляют коэффициенты в разложении Фурье:

$$Q(t) = Q_0 + \sum_{T=T_H}^{T_K}\left(a_T \cos\frac{360}{T}t + b_T \sin\frac{360}{T}t\right); \qquad (10)$$

вторые - коэффициенты экстраполяционного разложения по синусам:

$$Q(t) = Q_0 + \sum_{T=T_H}^{T_K} A_T \sin\left(\frac{360}{T}t + \varphi_T\right); \qquad (11)$$

Для реки Дунай у г.Штейн-Кремс для периода 1928-1958 гг. В.Ф.Логиновым [18] получено расчетное уравнение:

$$Q_t = 606 + 133\sin(68t + 174^\circ) + 153\sin(28t + 54^\circ); \qquad (12)$$

Число удачных проверочных прогнозов составляет 77%.

В табл.I приводятся величины амплитуд колебаний стока и длительность основных гармонических периодов, полученные для р.Дуная различными авторами.

Таблица I

Амплитуды колебаний стока р.Дунай (A м^3/с) по основным гармоническим периодам T

Пункт	Авторы расчетов	Амплитуда колебаний для периодов в T лет				максимальная
		2	3	5	11	
Штейн-Кремс	В.Ф.Логинов	-	-	133	153	153
Штейн-Кремс	А.И.Давыдова	119	-	80,2	64,0	119
Оршова	А.И.Давыдова	254	-	418	118	418
Рени	Л.В.Агаркова, В.К.Ситников	-	293	494	149	494

Полученные данные позволяют сделать вывод о недостаточности метода А.Шустера для надежного прогноза годового стока р.Дунай. Для улучшения метода А.И.Давыдова [12] использовала пространственную корреляцию, считая, что фазовый сдвиг величины водности на разных реках за текущий год предопределяет изменение величины стока на будущий год. Однако, трудно с полным доверием отнестись к рекомендуемым для Дуная бассейнам-предикторам (реки Кура, Колумбия, Сунгари и Зея). Это подтверждает и полученный А.И.Давыдовой недостаточно высокий коэффициент корреляции (r =0,7) между вычисленными и фактическими величинами стока.

Особенно большие ошибки при прогнозах по методу сверхдолгосрочной тенденции возникают в экстремальные по водности годы, когда величина и периодичность стока не соответствуют общей закономерности.

Однако, именно такие годы часто могут быть предсказаны достаточно уверенно по климатическим признакам, характеру изменений атмосферной циркуляции, бассейнам-предикторам, и, возможно, также по резким переломам солнечной активности. Примером могут служить последние три года (1971-1973 гг.), когда воды северо-западной Атлантики все время имеют температуру ниже нормы, и на обширных территориях Западной и Восточной Европы наблюдаются условия низкой водности.

По существу все методы прогноза по сверхдолгосрочной тенденции основываются на отыскании аналогичных ситуаций в прошлом, что выражается в подборе коэффициентов автокорреляции, амплитуд и периодов гармоник и т.п. Но вычисление автокоррелятивных функций или периодограмм не является единственным методом установления таких аналогий между прошлым и будущим. Индивидуальный анализ многолетних колебаний стока с использованием набора кривых сглаженного осреднения за разные периоды, разностных интегральных кривых, автокорреляционных и спектральных функций, эмпирических периодограмм в сочетании с многолетними кривыми климатических характеристик, индексов атмосферной циркуляции и солнечной активности, позволяет опытному прогнозисту, хорошо знающему реку, подметить характерные особенности в процессе годовых колебаний стока и вводить поправки на их учет. Длительный опыт применения сравнительного анализа в синоптических прогнозах проверен многолетней практикой и дает удовлетворительные результаты.

В заключение отметим, что для установления сверхдолгосрочной тенденции в колебаниях стока Дуная нами использовались: среднее скользящее осреднение величины стока за сравниваемые периоды, скользящие коэффициенты вариации, амплитуда годовых величин стока и их обеспеченность, форма разностной интегральной кривой и кривых сглаженного осреднения, сопутствующие величины индексов атмосферной циркуляции

по Г.Я.Вангенгейму и чисел Вольфа. Расчеты характеристик выполнялись на ЭВМ Урал-I4 и Минск-32.

Оправдываемость проверочных прогнозов достигает 70-75%. По нашим расчетам в период I97I-I973 гг. ожидается цикл трех маловодных лет: предсказанные величины стока Дуная у г.Рени в эти годы ожидаются равными соответственно 0,80; 0,75 и 0,80 (в долях от нормы годового стока).

Литература

I. Алехин Ю.М. Множественное линейное экстраполирование макропроцессов (динамико-статистический метод прогнозирования). Труды ЛГМИ, вып.28, I968.
2. Алехин Ю.М. Статистические прогнозы в геофизике. Изд.ЛГУ., I963.
3. Алмазов А.М., Майстеренко Ю.Г. Гидрологическая и гидрохимическая характеристика советского участка Дуная. Труды Института гидробиологии АН УССР, вып.36, I96I.
4. Аполлов Б.А.,Калинин Г.П., Комаров В.Д. Гидрологические прогнозы. Гидрометеоиздат, Л., I960.
5. Балек К. Применение статистической теории для долгосрочного прогнозирования среднегодового стока. Сб. "Статистические методы в гидрологии". Гидрометеоиздат, Л., I970.
6. Вагин Н.Ф., Карминский М.С. Река Дунай. Гидрометеоиздат, Л., I960.
7. Вангенгейм Г.Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Труды АНИИ, т.34, I952.
8. Варзар С.М. К вопросу об отыскании скрытых периодичностей. Записки ГТИ, т.I3, I934.
9. Витинский Ю.И. Прогнозы солнечной активности. Изд.АН СССР, М.- Л., I963.
I0. Ворончук М.М. Исследование проявлений в многолетних колебаниях водности Днепра II-летнего цикла солнечной активности и I9-летнего лунного приливного цикла. Труды ГТИ, вып.I67, I972.
II. Гидрология устьевой области Дуная. Гидрометеоиздат, М., I963.
I2. Давыдова А.И. Использование пространственно-временных закономерностей колебаний стока для его экстраполяции. Сб. "Формирование ресурсов вод суши". Изд."Наука", М., I972.
I3. Железняк И.А., Красовская Т.М. Водные ресурсы и водный баланс Украинской ССР и Молдавской ССР. Труды УкрНИГМИ, вып.64, I966.
I4. Калинин Г.П. Проблемы глобальной гидрологии. Гидрометеоиздат, Л., I968.

I5. Кузин П.С. Циклические колебания стока рек северного полушария. Гидрометеоиздат., Л., I970.

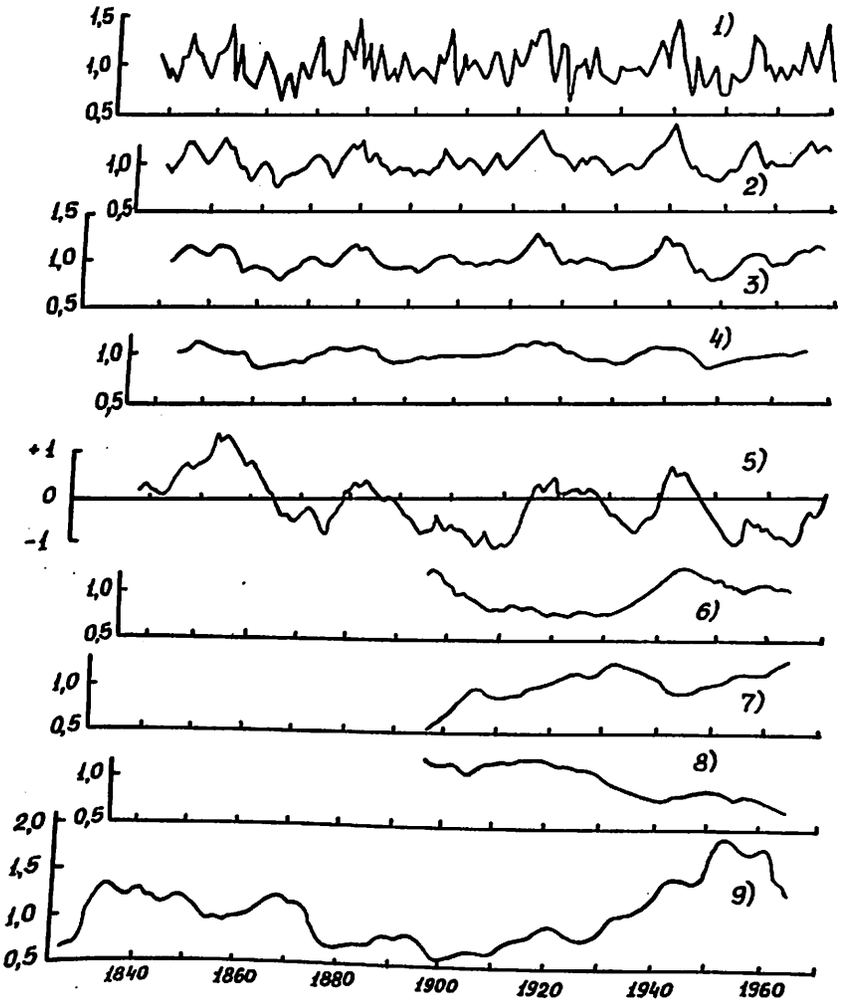
I6. Мокляк В.И. О применении периодичности к расчетам и прогнозам годового стока. Сб."Многолетние колебания стока и вероятностные методы его расчета", Изд.МГУ, М., I967.

I7. Онуфриенко Л.Г. Норма и изменчивость годового стока рек Украины и Молдавии. Труды УкрНИГМИ, вып.64, I966.

I8. Сазонов Б.И., Логинов В.Ф. Солнечно-тропосферные связи. Гидрометеоиздат., Л., I969.

I9. Синайская Т.М., Швейкин Ю.В. Асинхронность стока и водные ресурсы основных рек района орошения УССР. Труды УкрНИГМИ, вып.7I, I967.

20. Ситников В.К., Хоруженко Г.А. Многолетние колебания водности рек юга Украины и способы их оценки. Тезисы докладов Межобластной научной конференции по охране природы юга Украины, Одесса, I965.



Графики многолетних колебаний модульных коэффициентов (годовых характеристик, выраженных в долях от средней многолетней величины): I) годовой сток р.Дунай у г.Рени; 2) то же, сглаженное осреднение по 3 года; 3) то же, сглаженное осреднение по 5 лет; 4) то же, по II лет; 5) то же, разностная интегральная кривая; 6) индексы меридиональной атмосферной циркуляции (C) по Г.Я.Вангенгейму сглаженные по II лет; 7) то же, восточной циркуляции (E); 8) то же, западной (W); 9) числа Вольфа, сглаженные по II лет.

ПРОГНОЗ ГОДОВОГО СТОКА С ЕГО РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ ПО МЕСЯЦАМ

Т.Панайотов, Д.Мандаджиев

Для правильного решения некоторых водохозяйственных задач, связанных с оптимальным использованием водных ресурсов, необходимо знать предварительно не только ожидаемый объем годового стока, но и его распределение по месяцам. Поэтому необходимо их своевременное прогнозирование.

Как известно, в настоящее время объем годового стока прогнозируется обычно с помощью статистических методов, которые рассматривают ряд последовательных величин речного стока как стохастический процесс. Чаще всего последний принимается стационарным, несмотря на наличие доказательств его нестационарной сущности /7/. При таком положении предсказание величины стока сводится к наблюдению развития процесса в будущем. Теория экстраполяции такого вида процессов разработана Колмогоровым /8/, Винером, Вильдом и др.

При использовании статистических методов прогнозирования годового стока весьма большое значение получает вопрос о существовании периодичности, или, вернее, ритмичности в его временных рядах. Этому вопросу посвящено много разработок, но шире и глубже он рассматривается Н. Маталисом /12/ и особенно Ю.М. Алехиным /1, 2, 3/. Алехин считает периодичность всеобщим свойством природных макроявлений. Ее наличие, в частности, при стоке он обосновывает результатами исследований некоторых других советских авторов (Л.К. Давыдов, Т.Н. Кочукова) и своими собственными разработками, в которых рассматривает корреляционные функции ряда рек СССР. Его заключения под-

тверждаются также результатами исследований, проведенных с данными для рек других стран (4, 10, 11).

Сделанный вывод о существовании внутренних статистических закономерностей в изменении годового стока дает основание Ю.М. Алехину экстраполировать его процесс. В связи с этим он предлагает предсказывать эти величины посредством зависимости

(1) $$Q_t = f(Q_{t-1}, Q_{t-2}, \ldots\ldots, Q_{t-n})$$

где Q_t - экстраполированный, а, следовательно, и прогнозированный среднегодовой расход воды, а $Q_{t-1}, Q_{t-2}, \ldots Q_{t-n}$ - среднегодовые расходы воды за предшествующие годы, включенные в период гидрологических наблюдений. При условии, что величины стока заменяются величинами отклонений среднегодовых расходов воды от нормы, т.е. $q_{t-i} = (Q_{t-i} - \bar{Q})$ то зависимость (1) получает следующий вид

(2) $$q_t = f(q_{t-1}, q_{t-2}, \ldots\ldots, q_{t-n})$$

Как экстраполяционная функция множественной линейной автокорреляции уравнение (2) имеет вид

(3) $$q_t = k_1 q_{t-1} + k_2 q_{t-2} + \ldots\ldots + k_n q_{t-n} = \sum_{\tau=1}^{n} k_\tau q_{t-n}$$

где $k_1, k_2 \ldots k_t, \ldots k_n$ - оптимальные коэффициенты линейной экстраполяции процесса $q(t)$.

Основанное на спектральном анализе уравнение (3) взято из теории стационарных стохастических процессов. Вот почему в данном случае его применение оправдано только при доказанной распространенности какой-то внутренней корреляционной взаимосвязи между членами временного ряда q_t и возможности повышения общего коэффициента корреляции посредством увеличения числа его членов.

Корреляционная функция процесса $q(t)$ следующая

(4) $$R(t) = \frac{1}{\sigma} M\left[q(t) - q(t-\tau)\right]$$

где M - средняя величина, а σ - среднеквадратическое отклонение этого же процесса. Общий вид этой функции имеет весьма большое значение для правильного применения созданного Ю.М. Алехиным динамико-статистического метода. Она непременно должна быть периодической или слабо затихающей, так как только в этих случаях внутренняя корреляционная связь является достаточно распространенной.

Количественная эффективность уравнения (3) оценивается с помощью, так называемого, периода осредненной корреляционной функции t_R, величина которой определяется по формуле

$$t_R = 2\,\frac{\tau_n - \tau_1}{N - 1} \qquad (5)$$

где τ_1 и τ_n - абсциссы первой и последней точек пересечения корреляционной функции $R(t)$ с нулевой горизонтальной осью, а N - общее число точек пересечения. Экстраполяция по указанному методу целесообразна при $t_R \geqslant 8$.

Экстраполяционная функция $R(\tau)$ может быть установлена на основе теории формулы Крамера, по методу наименьших квадратов, или по алгебраическому методу путем составления системы из u линейных уравнений для несоответствия между принятой функцией $R(\tau)$ и ее наилучшими величинами, определенными для различных отрезков времени - $\tau = 1, 2, 3, \ldots\ldots n$.

При расчетах по установлению экстраполяционной функции возникают два существенных вопроса: об оптимальном числе слагаемых при котором коэффициент корреляции между действительными и прогнозируемыми величинами годового стока становятся наиболее высокими, и о необходимой минимальной длине временного ряда гидрологических наблюдений - $T = n + u$. Величины n и u определяются сообразно виду и устойчивости корреляционной функции, а также и периодичности процесса $q(t)$. Первая из них находится в обратной зависимости с

амплитудой и с периодом корреляционной функции, а соотношение обеих величин – также в обратной зависимости со стационарностью. Проведенные до сих пор исследования показывают, что в различных случаях оптимальные величины n колеблются обычно между 15 и 30, а для $\frac{u}{n}$ – от 1,5 до 2. При каждом отдельном случае, однако, они должны быть определены самостоятельно, причем рекомендуется вычисления производить с помощью электронно-вычислительной машины, так как эти расчеты имеют большой объем и очень трудоемкие.

Создание метода предсказания внутригодового распределения стока является вообще исключительно сложной проблемой, так как в этом случае не ставится целью прогнозировать отдельную величину, а сочетание из определенного числа величин стока, упорядоченных в какой-то строгой последовательности. При рассмотрении распределения стока по месяцам в пределах годового цикла это сочетание состоит, разумеется, из 12 величин. Очевидно, при таком положении поставленная задача получает весьма неопределенную сущность. Это не только теоретически, но и практически ведет неминуемо к возможности нахождения многочисленных и разнообразных решений, отличающихся равновероятной правдоподобностью. Только в некоторых частных случаях, вследствие особенностей в питании речного стока, условия задачи упрощаются до такой степени, что можно достичь какого-то, хотя и приблизительного, но однозначного решения. Здесь имеется в виду вопрос о реках с весьма устойчивым фазовым распределением годового стока, какими являются, например, ледниковые. Однако у рек с преобладающим дождевым питанием, вследствие его неравномерности, получаются самые различные схемы внутригодового распределения стока, очертание которых связано не только с количеством и распределением осадков, но и с особенностями условий формирования стока данного года.

Внутригодовое распределение стока, несомненно, зависит от

влияния многих факторов, которые действуют в разном направлении, но в общих линиях оно обуславливается движением Земли около Солнца. При такой постановке можно принять, что его изменение из года в год представляет собой явление, содержащее постоянную и случайную составляющие. Тогда следует, что последовательность внутригодовых распределений стока является случайным процессом, сущность которого выражается формулой

(6) $$x = f(t) + t_o + \varepsilon$$

где t_o - постоянная, а ε - случайная составляющие. Чтобы подтвердить это предположение необходимо, прежде всего, найти способ численного выражения особенностей в различных схемах внутригодового распределения стока. Это легче всего сделать с помощью каких-то статистических показателей, которые дают косвенное представление о его характере. С этой целью проведены широкие научные исследования, используя при этом данные о стоке как для болгарских, так и зарубежных рек /10, 11/. В результате этих исследований установлено, что особенности в распределении годового стока по месяцам наиболее удачно могут быть описаны посредством ряда подобных по структуре численных показателей, общий вид которых может быть дан с помощью формулы

(7) $$P_{ni} = \frac{\sum_{k=1}^{12} f_{ik}\, t_k^n}{C_n}$$

где $f_{ik} = \frac{W_{ik}}{W_i} \cdot 100$, кроме того: W_{ik} - объем стока месяца года i ; W_i - общий годовой объем стока за этот же год; t_k - порядковый номер соответствующего месяца в принятых границах годового цикла со значениями величин от 1 до 12; n - степень показателя; C_n - величина постоянная для каждого очередного показателя, численное значение которого связано с его степенью.

Как доказывается исследованиями, с практической точки зрения, особенности внутригодового распределения стока по месяцам могут быть выражены достаточно точно только с помощью первых двух показателей ряда. Их численные значения определяются соответственно по формулам

(8) $$P_{1i} = \frac{\sum_{u=1}^{12} f_{iu}\, t_u}{100}$$

(9) $$P_{2i} = \frac{\sum_{u=1}^{12} f_{iu}\, t_u^2}{1000}$$

Эта постановка обуславливается и весьма часто встречаемой относительно малой длиной наличных периодов наблюдений над режимом стока рек.

Величины этих двух показателей, вычисленные на основе располагаемых гидрологических данных, могут быть рассмотрены как две статистические совокупности, которым соответствуют какие-то законы распределения. Их свойства подробно изучены и сделаны следующие более важные выводы.

После упорядочения величин обеих отдельных совокупностей P_{1i} и P_{2i} в нисходящем порядке и их расчленения по равностойным интервалам устанавливается, что внутригодовое распределение стока лет, которые попадают в данный интервал, имеют сходство. Так например, в годы, включенные по первому показателю в наиболее низкий интервал, большая часть стока сосредоточена в начальные месяцы, в то время как при тех, которые по этому же показателю относятся к наиболее высокому интервалу, преобладающая часть их объема воды - во второй половине года.

Каждая группа лет, которые попадают в данный интервал, могут рассматриваться как отдельная совокупность, обладающая общими свойствами. При этом положении наиболее вероятно, чтобы характерные особенности внутригодовых распределений данной группы лет были отраже-

ны в вычисленном, на их основании, среднем фиктивном распределении. С учетом этого размер интервалов должен быть выбран таким образом, чтобы в их большинство были бы включены хотя бы по два, три года. Как показывают исследования этого легко достичь только при наличии долголетних расчетных рядов, в которых содержатся гидрологические данные не менее чем за 50-60 лет. В противном случае для выполнения указанного выше условия необходимо расширение интервалов, а это неминуемо ведет к уменьшению их числа. Тогда в отдельные группы включаются уже годы, отличающиеся подчеркнутыми различиями во внутригодовом распределении. Вследствие этого в конечных интервалах, имеющих небольшое число лет, некоторые реже встречающиеся особенности могут преобладать над общими чертами и поэтому среднее фиктивное распределение будет существенно отклоняться от наиболее вероятного для данной группы.

При сопоставлении среднего фиктивного распределения для группы, имеющей самую большую частоту,с этим же, определенным на основе всех лет расчетного периода, устанавливается их весьма большая близость. Поэтому желательно выбирать размер интервалов таким образом, чтобы между этими двумя распределениями получилось бы возможно более полное соответствие.

Группирование лет расчетных рядов может стать двухмерным. С этой целью нужно использовать одновременно установленные уже распределения в интервалы по первому и второму показателям. Тогда при наличии весьма длинных расчетных рядов каждой паре интервалов, полученной при засечке двух распределений, будет соответствовать определенное число лет, которые будут иметь что-то более общее во внутригодовом распределении стока, чем в случаях, когда их категоризация была проведена отдельно на основе только одного или другого показателя.

Как показывают результаты исследований изменения по интервалам величин второго показателя в общих линиях соответствуют в какой-то степени изменениям величин первого показателя. Вот почему при применении двухмерного распределения отдельные годы не рассеиваются по всему его охвату и не пополняют обязательно все группы пар интервалов, полученных при совместном рассмотрении двух одномерных распределений, а попадают только в некоторые из них. Обычно большая часть лет, которые по первому показателю относятся к данному интервалу, при введении двухмерного распределения остаются в одной и той же группе - например ($p_{1,i}$; $p_{2,i}$). Следовательно, их внутригодовое распределение имеет наиболее характерные черты среднего фиктивного распределения годового стока для интервала $p_{1,i}$. Другие годы этого же интервала, вследствие некоторых более сильно выраженных особенностей в их распределении стока по месяцам, переходят чаще всего в соседние группы: ($p_{1,i}$; $p_{2,i-1}$) или ($p_{1,i}$; $p_{2,i+1}$). Более существенные отклонения от основной группы встречаются, как правило, редко. По этой причине уменьшение частоты в различных группах при категоризации лет с употреблением двухмерного распределения, по сравнению со случаями, не особенно большое. Это обстоятельство имеет весьма важное значение, так как показывает, что при совместном использовании обоих показателей не являются необходимыми значительно более длинные расчетные ряды, по сравнению с тем, если они используются в отдельности. При наличии в данной группе более 2-3 лет также целесообразно разработать среднее фиктивное распределение, которое считалось бы наиболее типичным для нее.

Описанный способ группировки лет расчетных рядов по численным значениям вышеуказанных двух показателей внутригодового распределения стока может служить при прогнозировании этого распределения для следующего года, но при условии, если появится возможность предска-

зания величин этих же показателей. При существовании такой возможности не остается ничего другого, как установить к какому интервалу одномерного, или к какой группе двухмерного он относится и, согласно полученным результатам как прогностично принять распределение соответствующего среднего фиктивного года по месяцам.

В частности, если какому-то интервалу или группе соответствует только один год, то,естественно, требуется именно его месячное распределение использовать для целей прогнозирования. В некоторых исключительных случаях, когда предсказанные величины показателей выходят из границ определенных на основе вычисленных значений для этих же по наличным годам расчетного периода, как прогностично можно принять распределение среднего фиктивного года для наиболее близкого интервала или группы. В подобных случаях, разумеется, необходимо обосновать правильность принятого решения на основе какой-то, наиболее вероятно субъективной оценки.

Значения величин обоих показателей распределения стока по месяцам в следующем году могут быть предсказаны по динамико-статистическому методу, использованному для прогнозирования годового стока, если будет доказано, что временным рядам, составленным из их последовательных численных значений, присуща ритмичность.

Ю.М. Алехин, автор метода, рассматривая макропроцессы /1/, приходит к следующим двум важным выводам: 1) макропроцессы являются циклическими с цикличностью, пропорциональной масштабности самих макроявлений; 2) генетически связанные макропроцессы могут быть синхронизированы в результате суперпозиции нескольких автономных циклических колебаний промежуточных степеней. Эти выводы от подкрепляет результатами анализа наблюдений на естественными макроявлениями. Последовательность величин стока в пределах данного года, или, иначе говоря, ее внутригодовое распределение, в смысле данных выше выводов, также является макроявлением, которое не имеет закономерной связи с

определяющими его профакторами. В таком случае последовательность распределения годовых объемов воды по месяцам может рассматриваться как макропроцесс с присущей ему ритмичностью. Она относится к обоим показателям этого распределения при условии, разумеется, если они в состоянии правильно его выразить. Для выяснения последнего вопроса проведены исследования с долголетними данными о стоке некоторых болгарских и чехословацких рек, причем с этой целью были определены автокорреляционные функции для первого и второго показателей внутригодового распределения стока. Вычисление проводилось по формуле (4). Чтобы иметь известную наглядность полученных результатов, на рис. 1, 2 и 3 даны графики этих функций соответственно для р.Искр у с.Пасарел - НРБ, р. Лаба у г. Дечин - ЧССР и р. Вах у г. Трновец - ЧССР. Выводы, которые могут быть сделаны на основе этих результатов, совершенно одинаковые с выводами, касающимися годового стока. Заслуживает специально подчеркнуть, что они подтверждают наличие ритмичности во временных рядах, составленных из последовательных величин нововведенных численных показателей внутригодового распределения стока, а с этим и возможность их линейной экстраполяции.

Подходящим примером успешного применения динамико-статистического метода прогнозирования показателей внутригодового распределения стока может служить разработка по выведению экстраполяционной функции для р.Искр, так как она проведена в наиболее неблагоприятных условиях: неустойчивый режим стока и сравнительно кратковременные гидрологические наблюдения (41 год). Недостаточная длина существующих временных рядов величин по обоим показателям внутригодового распределения стока в этом случае весьма затрудняет исследования по определению оптимальных значений величин n и u, которые должны иметь в виду при составлении прогностических зависимостей с целью получения наиболее надежных конечных результатов. Как уже вспоминали,

в большинстве случаев оптимальная величина соотношения $\frac{u}{n}$ годового стока движется в границах от 1,5 до 2. Если это положение принять верным и при показателях внутригодового распределения стока, а вместе с этим допустить еще, что длина наличных 41 летних временных рядов оптимальная, тогда n будет равна 15 до 17. Несомненно, полученный таким образом результат нельзя считать правдоподобным, так как вычисленное значение годового стока р. Валтава у г. Праги, которая имеет более устойчивый режим, чем р.Искр у с. Пасарел, достигает 45 /4/. Все же, несмотря на это, чтобы получить какое-то, хотя бы и приблизительное, представление о наиболее удачном соотношении между величинами n и u, для рассматриваемого случая проведено специальное исследование, при котором первая из них принята постоянной $n = 15$, а второй заданы последовательно различные значения u - 15, 17, 19, 21, 23 и 25. Для оценки точности, с которой описывается процесс, при условии разнообразных сочетаний между величинами n и u использован коэффициент корреляции между отклонениями соответствующих наблюдаванных и расчетных величин $\Delta P_{1i} = P_{1i} - \bar{P}_1$ и $\Delta P_{2i} = P_{2i} - \bar{P}_2$ по отношению среднегодовых. Полученные результаты даны в таблице 1, откуда видно, что численные значения этих коэффициентов наиболее высокие при использовании системы из 21 уравнения. Вот почему экстраполяционные функции и по обоим показателям внутригодового распределения стока определялись при условии $n = 15$ и $u = 21$.

Таблица 1

u	15	17	19	21	23
$\frac{u}{n}$	1,00	1,13	1,27	1,40	1,53
$r_{\Delta P_1}$	0,64	0,60	0,60	0,62	0,56
$r_{\Delta P_2}$	0,66	0,66	0,65	0,66	0,61

На рис. 4 даны результаты проверки возможностей двух экстраполяционных функций, причем вычисленные величины сопоставлены с дей-

ствительными. Как видно из графиков этого рисунка, несмотря на сравнительно невысокие коэффициенты корреляции (для первого показателя 0,62, а для второго 0,66) имеется хорошее соответствие между ходом прогнозируемых и действительных величин. Это подтверждает косвенно то, что последовательность внутригодового распределения стока может рассматриваться как стохастический процесс, который поддается прогнозированию.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Алехин Ю.М. Статистические прогнозы в геофизике. Издательство Линеградского университета, 1963
2. Алехин Ю.М. Об общих (сводных) корреляционных функциях естественных макропроцессов (на примере многолетних рядов годового стока). Труды ЛГМИ, вып. 23, 1965
3. Алехин Ю.М. Множественное линейное экстраполирование макропроцессов (динамико-статистический метод прогнозирования). Труды ЛГМИ, вып. 28, 1968
4. Белек К. Применение стохастической теории долгосрочного прогнозирования среднегодового стока. Сборник Статистические методы в гидрологии. Гидрометеоиздат, 1970
5. Гирс А.А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. Гидрометеоиздат, 1971
6. Каведис Г.С. Речной сток как стохастический процесс. Сборник Статистические методы в гидрологии. Гидрометеоиздат, 1970
7. Картвелишвили Н.А. Регулирование речного стока. Гидрометеоиздат, 1970
8. Колмогоров А.Н. Интерполяция и экстраполяция случайных последовательностей. Изв. АН СССР. мат.серия 53, 1941
9. Лазаров К., М. Ангелов. Опит за дългосрочно прогнозиране на речния отток посредством линейна екстраполяция. Сп. Техническа мисъл, кн. 5, 1968
10. Мандаджиев Д.А.,Т.Панайотов. Статистически закономерности на вътрешногодишното разпределение.Известия на Института по хидрология и метеорология, том XXII (под печат)

11. Мандаджиев Д.А., Т. Панайотов. Прогноза за годишния отток в язовир Искър и за неговото разпределение по месеци. Известия на Института по хидрология и метеорология (под печат)

12. Маталас Н. Анализ временных рядов в гидрологических исследованиях. Сборник Статистические методы в гидрологии. Гидрометеоиздат, 1970

13. Панайотов Т. Изменчивост на вътрешногодишното разпределение на оттока, хидроложки фази и хидроложки сезони за реките в.България. Известия на Института по хидрология и метеорология, том XX, 1972

14. Рождественский А.В. Некоторые вопросы методики учета циклических колебаний годового стока в гидрологических расчетах и прогнозах. Труды ГГИ, вып. 134

15. Baily M.J. March 1965. Prediction of an autogressive variable, subject both to disturbances and the errors of observation. Journal of the American Statistical Association, vol. 60

16. Chow Von Te 1964 , Handbook of Applied Hydrology , McCrow Hill.

17. Winer N. The extrapolation of stationary time with engineering application. John Wiley Sons, New York.

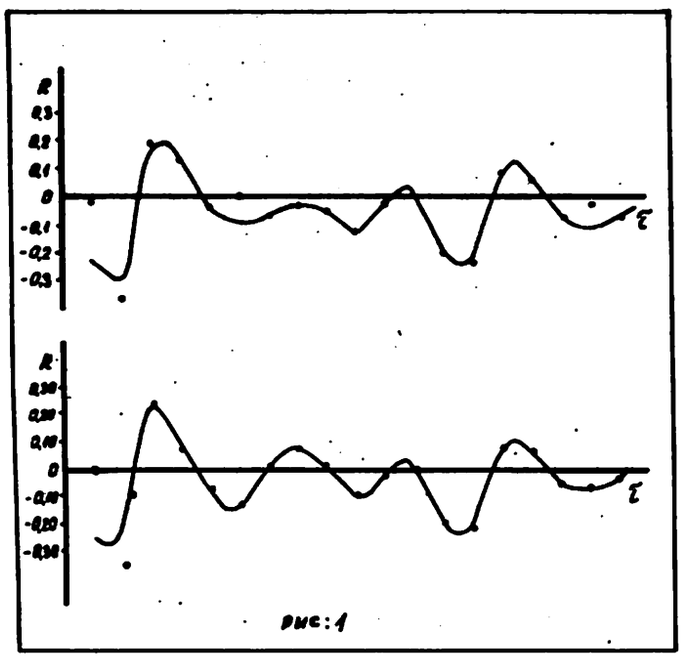

R
0,3
0,2
0,1
0
-0,1
-0,2
-0,3
τ
R
0,30
0,20
0,10
0
-0,10
-0,20
-0,30
τ

рис: 1

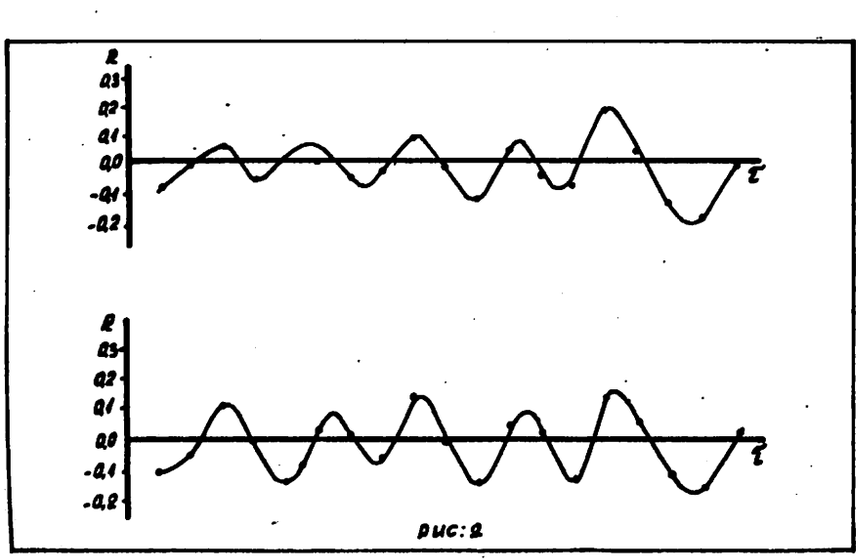

R
0,3
0,2
0,1
0,0
-0,1
-0,2
τ
R
0,3
0,2
0,1
0,0
-0,1
-0,2
τ

рис: 2

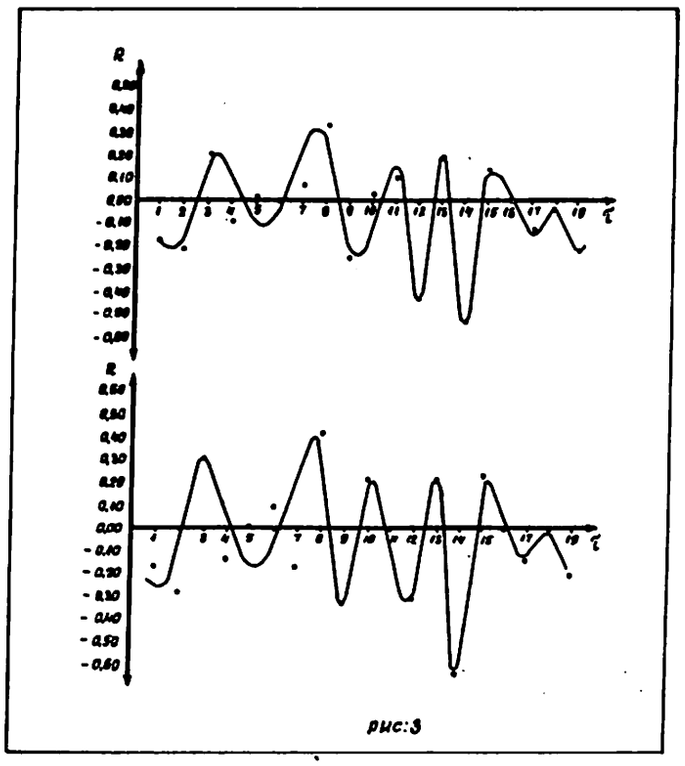


рис:3

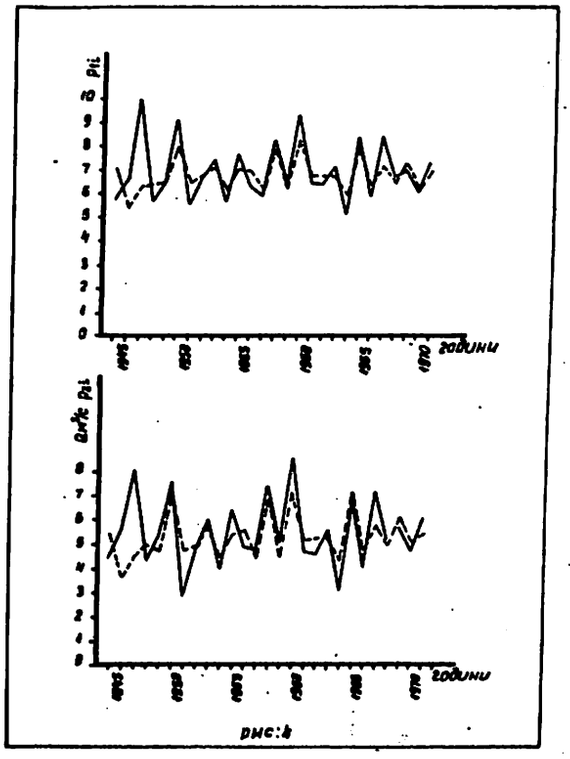


рис:4

СВЕРХДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ СТОКА ВОДОХРАНИЛИЩА "ДЖЕРДАП" ПРИМЕНЕНИЕМ ДИНАМИКО-СТАТИСТИЧЕСКОГО МЕТОДА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

ПРОХАСКА Й. СТЕВАН, инж.

Исследователь Водохозяйственного института им. Ярослава Черни

Р е з ю м е

В данной статье излагается в общих чертах сущность основных положений динамико-статистического метода прогнозирования, автором которого является М.Ю.Алехин. Применением этого метода разработаны прогностические связи для сверхдолгосрочного прогнозирования среднего, максимального и минимального годового, как и сезонного (квартального) стока водохранилища ГЭС "Джердап" (Железные Ворота).

Графическая интерпретация полученных результатов дана в виде сравнительных графиков спрогнозированных и фактических величин, а их качественная оценка через существующие методы оценки сверхдолгосрочных прогнозов.

LONG-TERM FORECASTS OF INFLOW INTO THE DJERDAP RESERVOIR BY THE USE OF DYNAMIC-STATISTICAL FORECASTING METHOD

S u m m a r y

The paper briefly presents the substance of the fundamental assumptions of dynamic-statistical forecasting method, the author of wich is J.M.Alyohin. By the application of this method forecasting relationships for long-term forecasts of the mean, maximum and minimum annual (as seasonal - quarterly) inflow into the Djerdap reservoir was developed.

Graphic interpretation of the results obtained is represented by comparative forecasted and realized values, and their quality evaluation was given through standard methods of long-term estimates.

MEHRJÄHRIGE LANGFRISTIGE ZUFLUSSPROGNOSE IM STAUBECKEN DES WKW "DJERDAP" DURCH ANWENDUNG DER DYNAMISCH-STATISTISCHEN PROGNOSTIZIERUNGSMETHODE

Zusammenfassung

In der vorgelegten Arbeit wird in kürzesten Zügen das Wesentliche der grundlegenden Leitsätze der dynamisch-statistischen Prognostizierungsmethode, deren autor J.M.Aljehin ist, dargelegt. Mit der Anwendung dieser Methode erfolgte die Erarbeitung prognostischer Abhängigkeiten für einemehrjärige longfristige Prognostizierung des mittleren, maximalen und minimalen Jahres- als saisonbedingten (quartalweisen) Zuflüsses in das Staubecken des WKW "Djerdap".

Die graphische Interpretation der ermittelten Ergebnisse erfolgte im Wege vergleichender Zeichnungen prognostizierter und verwirklichter Grössen und ihre qualitative Beurteilung durch standardisierte Beurteilungsmethoden mehrjähriger langfristiger Prognosen.

\+ \+
\+

В связи с быстрым развитием народного хозяйства в Югославии появилась практическая необходимость в лучшем использовании водных ресурсов. С этой целью в данное время построено или строится несколько ГЭС различных емкостей водохранилищ. Одной из выдающихся ГЭС является "Джердап" (Железные Ворота), имеющая колосальное значение, как с точки зрения югославско-румынского водного хозяйства, так и в размере мирового использования водных ресурсов. Следовательно, вопрос правильного использования водных ресурсов занимает на нынешнем этапе значительное место в водохозяйственной практике. В связи с этим появилось требование к комплексному гидроло-

гическому прогнозу, как основе будущего планирования.

В статье рассматривается сверхдолгосрочный прогноз стока водохранилища ГЭС "Джердап" с применением динамико-статистического метода прогнозирования. Настоящая работа представляет собой только одну часть комплексного авторского исследования сверхдолгосрочного прогноза водности рек Югославии генетическим и динамико-статистическим методами.

Как уже известно, генетические методы прогноза годового стока основаны на учете внешних причинно-следственных связей. Авторы этих методов причины изменения годового стока находят в атмосфере, и все эти методы являются функцией метеорологических параметров. Все известные до сих пор попытки сверхдолгосрочного прогноза годового стока сводятся к установлению эмпирических зависимостей стока от характеристик циркуляции атмосферы в некоторых районах Земного шара в течение некоторых предшествующих отрезков времени.

В работах /1, 2, 3 и 4/ Ю.М.Алехина предлагается и обосновывается иной подход к задаче сверхдолгосрочного прогнозирования микропроцессов, в частности годового стока. Автор нового обоснования считает, что причину изменения годового стока надо искать в учете не внешних факторов, а внутренних закономерностей самого прогнозируемого элемента. Учет этих закономерностей предлагается осуществлять путем множественного линейного экстраполирования временных рядов макропроцессов по равенству:

$$q_{t+m-1} = \sum_{\tau=1}^{n} K_m(\tau)\, q\,(t-\tau) \qquad (1)$$

где: $q(t-\tau)$ - члены временного ряда макропроцессов в предшествующих годах наблюдений,

q_{t+m-1} - экстраполированный (спрогнозированный) член ряда с заблаговременностью m лет,

$K_m(\tau)$ - оптимальные коэффициенты линейного экстраполи-

рования с заблаговременостью m. Последовательность коэффициентов $K_m(\tau)$, $\tau = 1,2,3 \ldots n$, именуется в дальнейшем функцией экстраполирования ряда $q(t)$ с заблаговременостью m;

τ - сдвиг.

Принципиальное обоснование равенства (1) исходит из представления о вероятной природе естественных микропроцессов в смысле сформированности их в каждый момент времени очень большим числом элементов случайности.

Как показано в работах /1, 2 и 4/, при большом числе элементов случайностей их равнодействующая должна становиться пульсирующей во времени. Поэтому временные ряды естественных микропроцессов должны быть цикличными со сравнительно кратковременной флюктуацией. В связи с этим, корреляционные функции цикличных процессов также должны быть цикличными. Следовательно, члены временных рядов должны быть корреляционно взаимосвязанными в широком диапазоне временных сдвигов (т.е. промежутков времени между корреляционными членами).

Принимая во внимание все приведенное выше, можно сказать, что вероятностные процессы должны быть динамико-статистическими взаимосвязанными с предшествующим и будущим состояниями процессов. Стохастическая природа процессов порождает внутреннюю вероятностную необходимость развития их во времени.

В связи с этим, большое значение имеет вопрос о степени внутренней линейной скоррелированности в рядах стока, т.е. о виде нормированных корреляционных функций

$$R(\tau) = \frac{1}{\sigma^2} M\left[q(t)\, q(t-\tau)\right] \qquad (2)$$

где: $q(t)$ - ряд годового стока в отклонениях от нормы,

σ - дисперсия этого рада.

В дальнейшем понятие о корреляционных функциях $R(\tau)$ будет играть главную роль в так называемой теории "вероятностных" про-

цессов, которая является основой динамико-статистического метода прогнозирования. Дальнейшие исследования динамико-статистического метода имеют смысл и практическую целисообразность лишь в том случае, если корреляционные функции $R(\tau)$ естественных рядов $q(t)$ будут либо однозначно слабозатухающими, либо периодическими. Только в этих случаях внутренняя коррелятивная взаимосвязь $q(t)$ может быть достаточно распространенной.

В рассматриваемом методе основное внимание автор обращает на изыскание способа определения в равенстве (1) функций экстраполирования $K_m(\tau)$, которое возможно двумя путями. Во-первых, путем аппроксимации так называемым интегралом Хинчина - это составляет характерную особенность теории вероятностных процессов. Во-вторых, путем введения теории определителя - это путь классической линейной корреляции множеств.

В данной работе экстраполяционная функция определена методом наименьших квадратов, который сводится к отысканию минимума средней величины квадрата ошибки

$$\varepsilon_m^2 = M\left[q(t) - \sum_{\tau=1}^{n} K_m(\tau)\, q(t-\tau)\right]^2$$

т.е. к решению системы уравнений:

$$-\frac{1}{2}\frac{d\varepsilon_m}{dK_p} = M\left\{q(t-p)\left[q(t) - \sum_{\tau=1}^{n} K_m(\tau)\, q(t-\tau)\right]\right\} =$$

$$= M\left[q(t-p)q(t) - \sum_{\tau=1}^{n} K_m(\tau)\, q(t-p)q(t-\tau)\right] = 0$$

Вопрос теоретического и практического изыскания экстраполяционных функций двумя способами дан в работах автора /1, 2 и 3/,

а в данной работе экстраполяционные функции вычислены согласно рекомендации автора по формуле:

$$K_m(\tau) = \frac{D_{o\tau}^{(m)}}{D_{n-1}} \qquad (3)$$

где: $D_{o\tau}^{(m)}$ - миноры расширенного определителя $D^{(m)}$

$$D^{(m)} = \begin{vmatrix} 1 & R_1 & R_2 & \cdots & R_{n+m-1} \\ R_1 & 1 & R_1 & \cdots & R_{n+m-2} \\ R_2 & R_1 & 1 & \cdots & R_{n+m-3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & & \\ R_{n+m-1} & R_{n+m-2} & R_{n+m-3} & & 1 \end{vmatrix} \qquad (4)$$

образуемые вычеркиванием m верхних строк и m столбцов, начиная со второго для минора $D_{o1}^{(m)}$, с третьего для минора $D_{o2}^{(m)}$ и т.д.

D_{n-1} - главный минор определителя (4) независящий от m ;

$R_1 R_2 \ldots R_n$ - значения нормированной корреляционной функции $R(\tau)$ при $\tau = 1,2 \ldots n$ / n - число слагаемых в (1)/.

Основным элементом разработки прогнозов по (1) является определение оптимального числа слагаемых n, при которых коэффициент корреляции фактических и спрогнозированных по этому равенству величин $q(t)$ становится наибольшим. На основании многочисленных результатов опытов можно сказать, что оптимальное число слагаемых $n_{опт}$ зависит от статистических и динамических характеристик рассматриваемого ряда и в большинстве случаев колеблется от 15 до 25. Поэтому, эта задача решается подбором, путем вычисления коэффициентов корреляции $(r_{q_\phi q_p})$ между фактическими и спрогнозированными величинами по равенству (1) для всех целых

чисел n от 2 до 30 и выбора экстремумов функции $r_{q_\phi q_p}(n)$.

При разработке методики сверхдолгосрочного прогноза стока водохранилища ГЭС "Джердап" выбраны ряды стока водомерного поста Оршава. Водомерный пост Оршава основан в 1839 году и с тех пор существуют данные о расходах. Имея в виду предыдущий анализ однородности существующих рядов для разработки сверхдолгосрочного прогноза стока, выбраны ряды стока с 1920 по 1964 г.г.

Прогнозы разработаны для сезонного, минимального, среднего и максимального стоков по динамико-статистическому методу, теория и принципы которого указаны выше. Вычисления проводились на машине Раздан-2 в Вычислительном центре Ленинградского гидрометеорологического института под руководством автора метода.

Имея в виду сказанное выше, следует отметить, что при прогнозировании динамико-статистическим методом, основной характеристикой, определяющей возможность прогноза, характеризующей устойчивость ряда, является корреляционная функция. Однако она является довольно неустойчивой. Это затрудняет установление закономерности изменения, а также причины, вызывающей эти изменения. В связи с этим, вычисленные корреляционные и экстраполяционные функции исходных рядов по уравнениям (2) и (3) представляют собой надежные характеристики, определяющие закономерность изменения и внутреннюю скоррелированность исходных рядов.

Вычисленные корреляционные функции, изображенные на рисунках 1 - 7, показывают видную внутреннюю скоррелированность членов исходных рядов. Тест значимости, предложенный Андерсоном /8/, на каждом уровне доверительных пределов, подтверждает главным образом выведенную констатацию, рис.1-7. Из этого следует вывод, что для сверхдолгосрочного прогноза стока рассматриваемых рядов, применение динамико-статистического метода должно быть возможно.

На основании уравнения (3) и полученных значений корреляционной функции вычислены экстраполяционные функции, чьи графические интерпретации даны на рис.1-7. Зная последовательность экстраполяционных коэффициентов и значения исходных рядов (в отклонении от нормы), применением уравнения (1) получаются рас-

четные значения прогнозируемой величины. Полученные результаты этих величин представлены на рис.1-7 в виде совмещенных графиков фактических и спрогнозированных значений. Прерывистой линией представлены зависимые прогнозы, фактические значения которых вошли в расчет корреляционной и экстраполяционной функций. Пунктирной линией даны независимые прогнозы с заблаговременностью 1, 2, 3, 4 и 5 лет.

Качественная оценка полученных проверочных прогнозов дана посредством величины коэффициентов корреляции фактических и спрогнозированных величин и отношения $\frac{S}{\sigma}$, т.е. отношения квадратичной погрешности проверочных прогнозов к квадратичному отклонению прогнозируемой величины. Оценка метода дана также путем сопоставления обеспеченности метода и природной обеспеченности - известного в литературы как метода оценки прогнозов ГГИ. Вычисленные значения представлены в таблице 1.

В заключении надо отметить, что представленные результаты оценки показывают, что разные способы дают различные качественные оценки эффективности применяемого метода. Если рассуждать на основании критерия случайности, т.е. отношения $\frac{S}{\sigma}$, для всех рассматриваемых случаев получаются удовлетворительные прогнозы. Коэффициенты корреляции между фактическими и спрогнозированными величинами также подтверждают эту констатацию с тем, что для случаев сезонного Π и максимального годового стока коэффициенты корреляции находятся на нижней границе допустимого предела. Система оценки ГГИ показывает разнообразные качества применяемого метода. Значения обеспеченности метода находятся в широких пределах - от 95,5% для прогноза среднегодового стока до 56,0% для прогноза максимального стока.

Что касается единичных случаев рассматриваемых рядов, видно, что самый хороший прогноз получается при прогнозе среднегодового стока. Качественные оценки всеми способами показывают, что полученные прогнозы среднегодового стока водохранилища ГЭС "Джердап" относятся к категории хороших прогнозов.

Таблица 1

Характер стока	Статистические параметры		Оценка прогнозов					
	Норма	откл. от нор.	коэф. корр.	крит. сл.	расч. амплит.	допуск. ошибки	Обеспеченность прогнозов	
	$\bar{Q}$ (м³/sec)	σ (м³/sec)	$r_{q_\phi q_p}$	$\bar{S}/\sigma$	A	$\delta_{доп}$	природная $P_{пр}$	метода $P_м$
Сезонный I	4890	1451	0,796	0,370	6440	1290	65,1	74,0
Сезонный II	7260	1898	0,758	0,447	8174	1635	41,6	79,2
Сезонный III	5344	1421	0,744	0,453	7140	1415	80,0	87,0
Сезонный IV	4084	1297	0,833	0,553	4953	991	52,3	76,2
Минимальный годовой	2117	577	0,836	0,314	2680	536	72,0	84,0
Средний годовой	5363	961	0,890	0,219	4223	845	67,0	95,5
Максимальный годовой	10336	2137	0,750	0,438	8080	1609	44,0	56,0

Принимая во внимание все сказанное выше можно сделать вывод, что представленные результаты показывают реальную возможность эффективного сверхдолгосрочного прогнозирования стока водохранилища ГЭС "Джердап", применяя динамико-статистический метод прогнозирования.

Литература

1) Алехин Ю.М. Статистические прогнозы в геофизике. Из-во Л.Г.У. Л. 1963 г.

2) Алехин Ю.М. Об общих (сводных) корреляционных функциях естественных макропроцессов (на примере многолетних рядов годового стока). Труды Л.Г.М.И. вып.28, 1965 г.

3) Алехин Ю.М. Множественное линейное экстраполирование макропроцессов (Динамико-статистический метод прогнозирования). Труды Л.Г.М.И. вып.28, 1968 г.

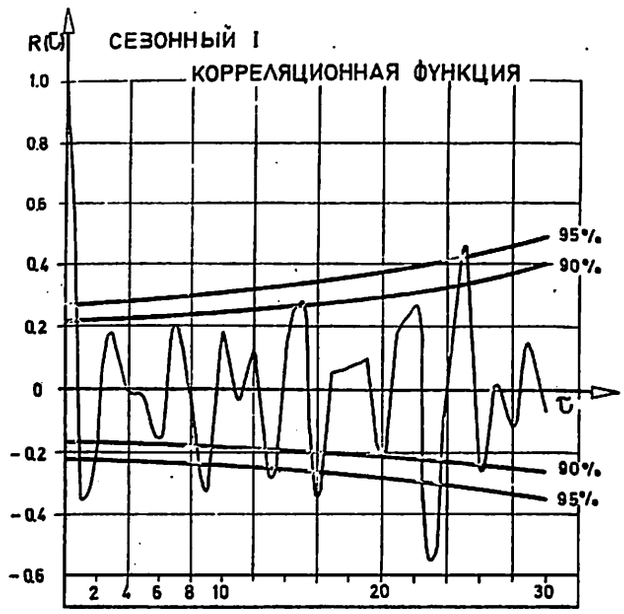
4) Алехин Ю.М. Проблема причинности в гидрометеорологических прогнозах большой заблаговременности. Труды Л.Г. М.И. вып.35, 1969 г.

5) Алехин Ю.М. Краткосрочные прогнозы стока на равнинных реках. Гидрометеоиздат Л. 1956 г.

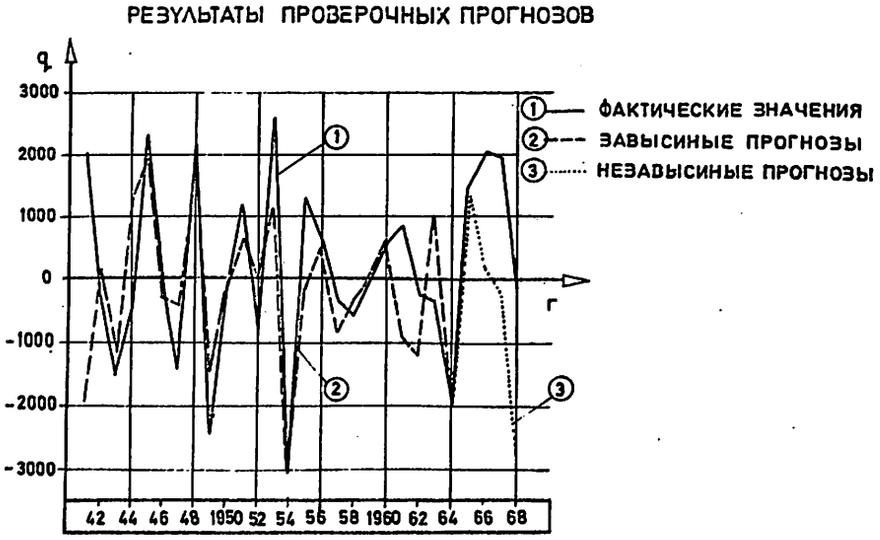
6) Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. Гидрометеоиздат, Л. 1965 г.

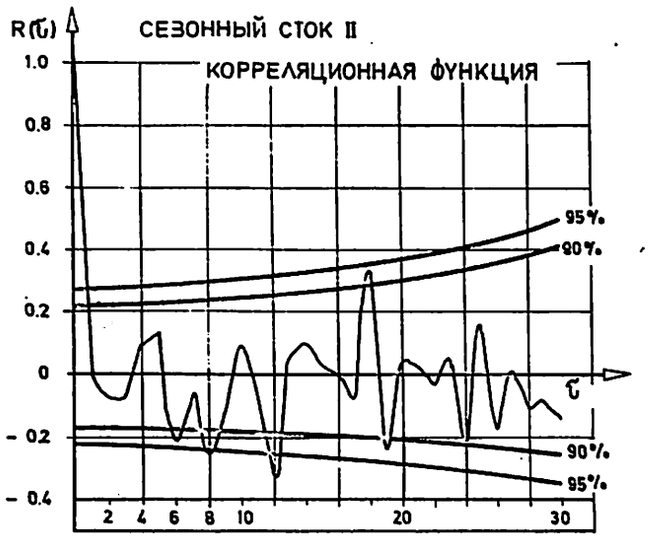
7) Гвоздева В.Г. Комплексная программа прогнозирования на ЭВМ динамико-статистическим методом Ю.М.Алехина. Труды ЛГМИ (в печати).

8) Prohaska S.J. Korelaciona teorija slučajnih finkcija i njena primena u hidrologiji. Dok. Instituta za vodoprivredu "J.Černi". Bgd. 1972.g.

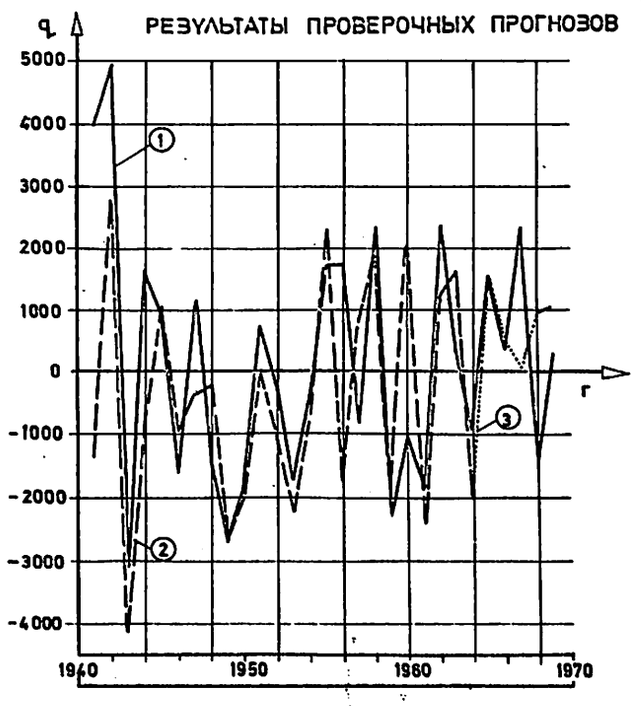

R(τ)
СЕЗОННЫЙ I
КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ФУНКЦИЯ
1.0
0.8
0.6
0.4
0.2
0
-0.2
-0.4
-0.6
95%
90%
90%
95%
τ
2 4 6 8 10 20 30

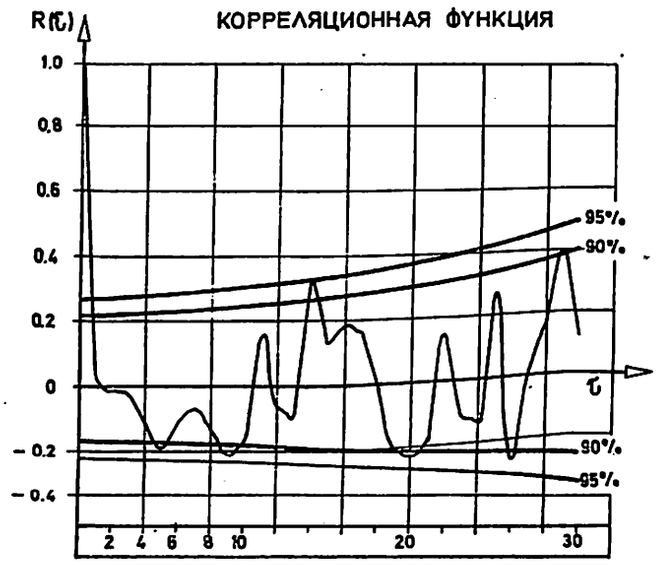

ЭКСТРАПОЛЯЦИОННАЯ ФУНКЦИЯ
K(τ)
0.2
0
-0.2
-0.4
-0.6
τ
2 4 6 8 10 20 30


РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ
q
3000
2000
1000
0
-1000
-2000
-3000
r
42 44 46 48 1950 52 54 56 58 1960 62 64 66 68
① ФАКТИЧЕСКИЕ ЗНАЧЕНИЯ
② ЗАВЫСИНЫЕ ПРОГНОЗЫ
③ НЕЗАВЫСИНЫЕ ПРОГНОЗЫ

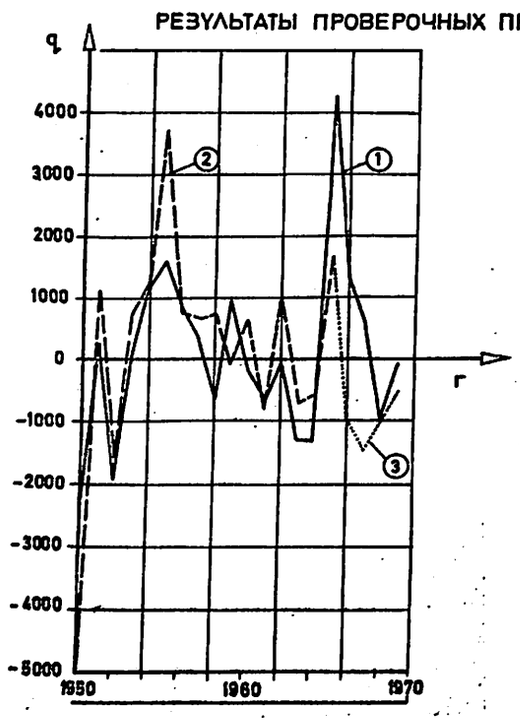

R(τ)
СЕЗОННЫЙ СТОК II
КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ФУНКЦИЯ
1.0
0.8
0.6
0.4
0.2
0
- 0.2
- 0.4
95%
90%
90%
95%
τ
2 4 6 8 10 20 30


K(τ)
ЭКСТРАПОЛЯЦИОННАЯ ФУНКЦИЯ
0.2
0
- 0.2
- 0.4
τ
2 4 6 8 10 20 30


q
РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ
5000
4000
3000
2000
1000
0
-1000
-2000
-3000
-4000
1940
1950
1960
1970
t
1
2
3

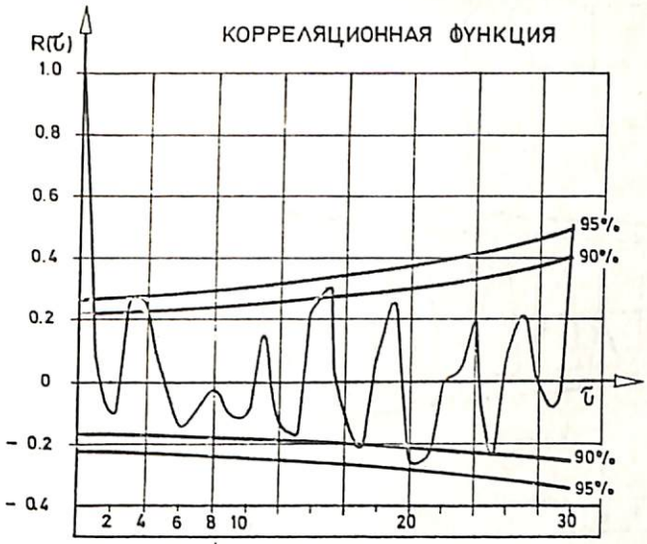

R(τ)
КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ФУНКЦИЯ
1.0
0.8
0.6
0.4
0.2
0
- 0.2
- 0.4
95%
90%
90%
95%
τ
2 4 6 8 10 20 30


K(τ)
ЭКСТРАПОЛЯЦИОННАЯ ФУНКЦИЯ
0.6
0.4
0.2
0
- 0.2
τ
2 4 6 8 10 20 30

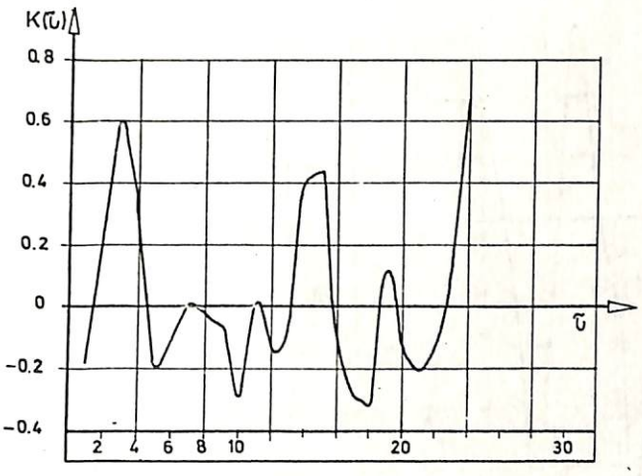

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ
q
4000
3000
2000
1000
0
-1000
-2000
-3000
-4000
-5000
1950
1960
1970
r
1
2
3

СЕЗОННЫЙ СТОК IV

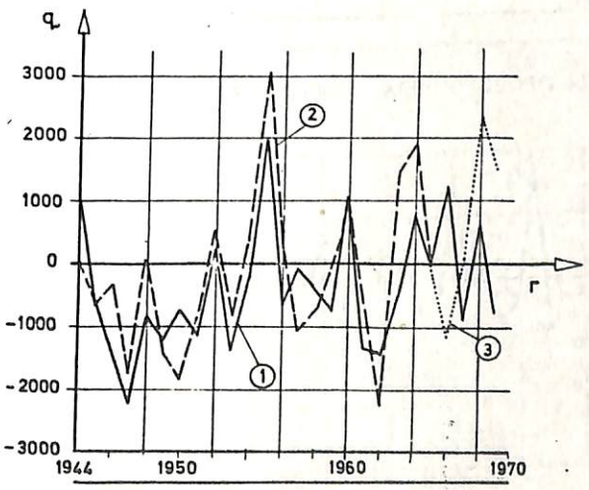
КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ФУНКЦИЯ



ЭКСТРАПОЛЯЦИОННАЯ ФУНКЦИЯ

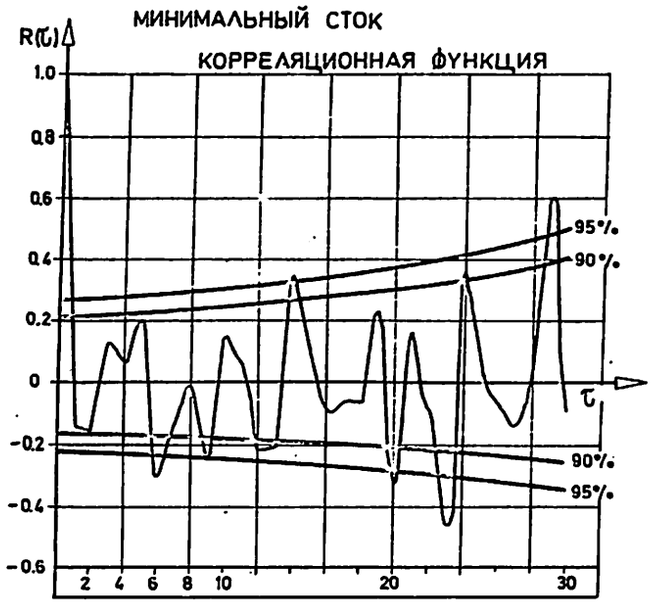


РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ

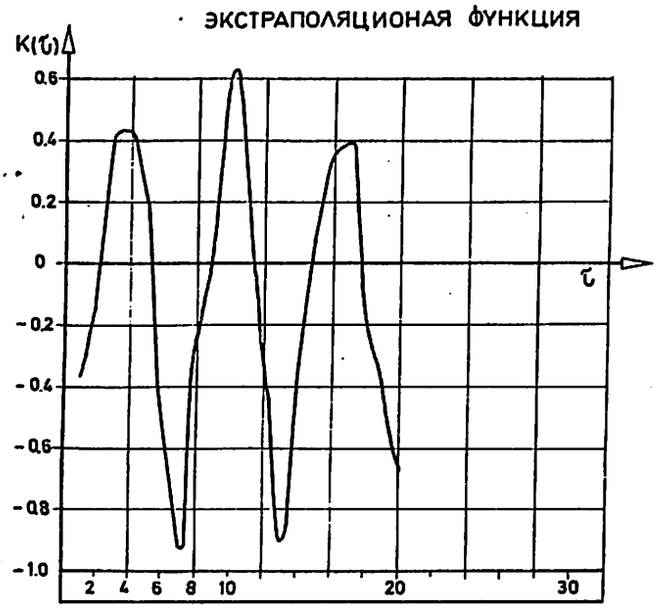


МИНИМАЛЬНЫЙ СТОК

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ФУНКЦИЯ



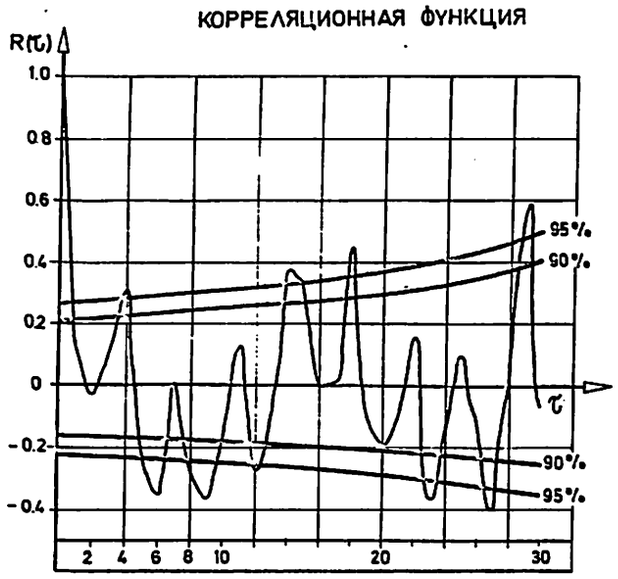
ЭКСТРАПОЛЯЦИОНАЯ ФУНКЦИЯ



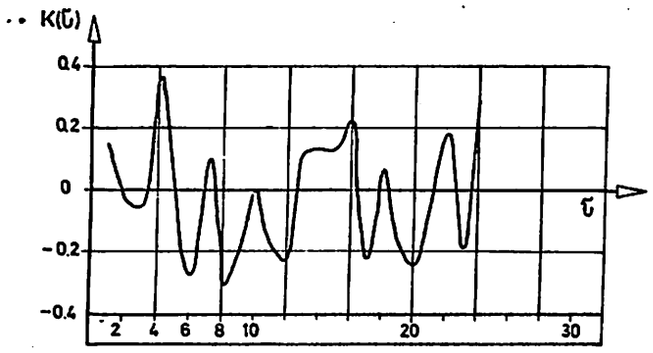
РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ



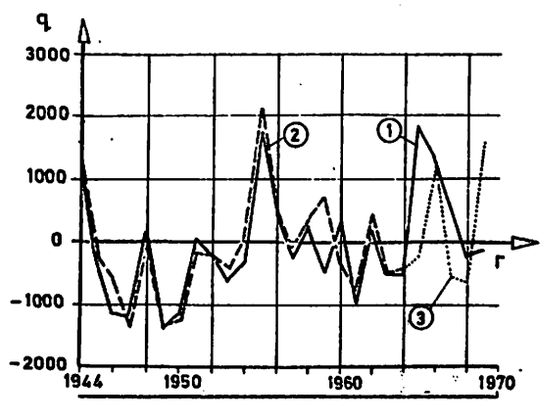
КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ФУНКЦИЯ



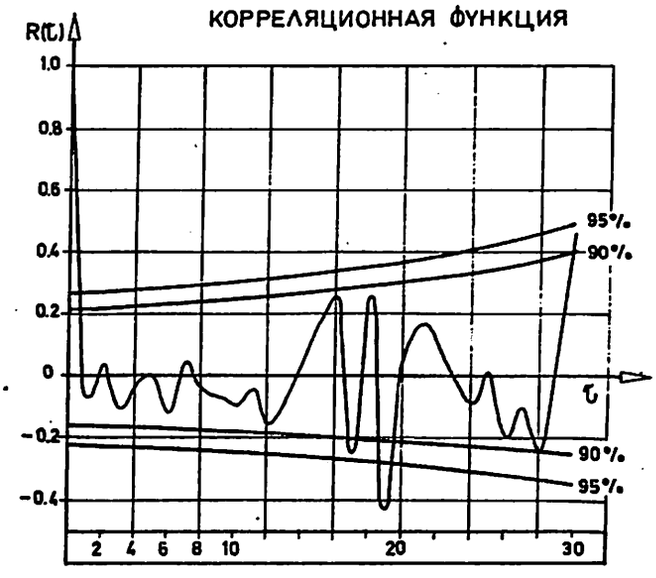
ЭКСТРАПОЛЯЦИОННАЯ ФУНКЦИЯ



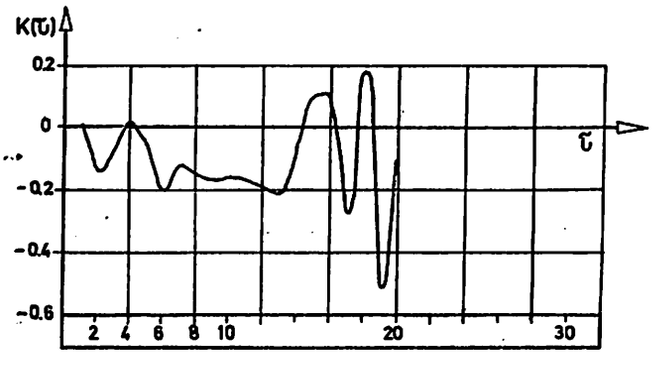
РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ



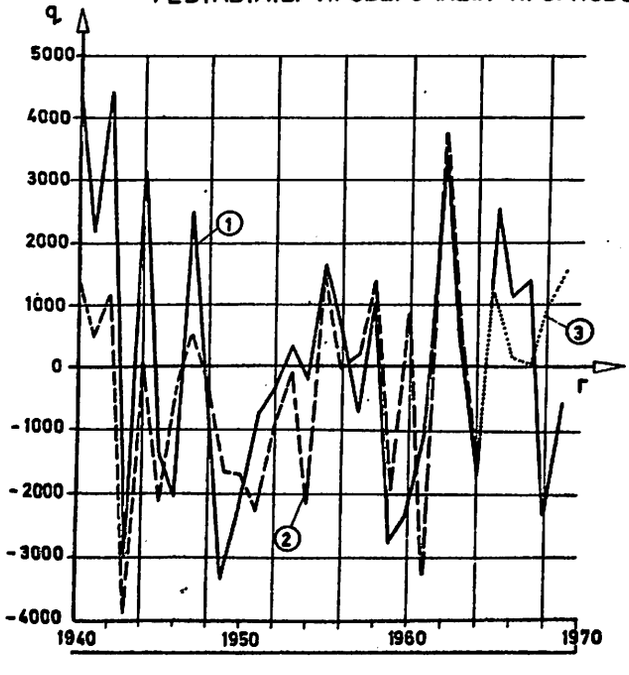
КОРРЕЛЯЦИОННАЯ ФУНКЦИЯ



ЭКСТРАПОЛЯЦИОННАЯ ФУНКЦИЯ



РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ



ПРОГНОЗ БОЛЬШОЙ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТИ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ В РУМЫНСКОМ СЕКТОРЕ ДУНАЯ

В. Думитреску

Р е з ю м е

Предложенный метод прогноза основывается на анализе последовательности сезонных стоков за гидрологический год и на влиянии типов сезонной циркуляции атмосферы.

Анализ последовательности сезонных стоков за 40 лет наблюдений выявляет прямую связь между весенним и предыдущим осенним стоком. Анализ выявляет кроме этого роль восточной атмосферной циркуляции, осеннего и зимнего сезонов, на весенний сток.

Zusammenfassung

Die vorgeschlagene Vorsagsmethode ist auf der Analyse der jahreszeitlichen Abflussfolge im Rahmen eines hydrologischen Jahres und auf dem Einfluss der jahreszeitlichen Zirkulationstypen der Atmosphäre begründet worden.

Die Analyse der jahreszeitlichen Abflussfolge, für eine 40 lährige Folfe, zeigt auf die direkte Verbindung, die zwischen den Frühlingsabfluss und vorigen Herbstabfluss vorhanden ist. Dieselbe Analyse zeigt ebenfalls auf der östlichen Winter und Herbst Zirkulation der Atmosphäre, welche eine vorzügliche Rolle im Frühlingsabfluss spielt.

1. Общая часть

Определение метода прогноза весеннего половодья в румынском секторе Дуная обусловлено комплексным характером процесса образования весеннего стока в верхнем и среднем бассейне Дуная.

Процесс формирования весеннего половодья является результатом действия климатических факторов в условиях рассматриваемого ландшафта водосбора, характеризующегося как большим пространством своей площади, так и комплексным рельефом с точки зрения формы и его пространственного распределения.

Решающая роль в образовании весеннего половодья принадлежит климатическим факторам, которые определяют режим источников питания.

Что касается истоников питания, весенние половодья имеют разнообразный характер. Так, в верхней части Дуная до Вены, главным источником питания своих притоков являются талые воды и в меньшей степени дожди. В средней части течений режим Дуная находится под влиянием главных притоков - Драва, Тиса, Сава и Великая Морава, источником питания которых являются дожди, совпадающие с таянием снега весной.

Комплексный характер источников питания, действующих на протяженной территории с разнообразным рельефом в верхнем и среднем бассейне Дуная, не позволяет разумно разграничить объемы талых вод от объемов дождевого происхождения.

Имея в виду вышеупомянутые соображения, трудно разработать генетический метод прогноза, который основывался бы на связи весеннего стока с решающими факторами (водный запас снежного покрова, осадки, температура воздуха, способность инфильтрации почвы). Надо подчеркнуть и один важный аспект, а именно, что качественное

определение этих факторов, в условиях бассейна Дуная, потребовало бы большого объема данных, что приводит к затруднению разработки метода прогноза на генетической основе.

Следовательно, выбранное решение для прогноза весеннего половодья в бассейне Дуная до входа на румынскую территорию, основано на статистическом анализе последовательности сезонных стоков.

Предлагаемый метод прогноза основывается на предположении, что в рамках распределений стока в течение гидрологического года, существует зависимость между сезонными глобальными последовательными стоками.

Изложенное предположение основано на том, что последовательность сезонных глобальных стоков представляет ряд типичных характеристик, которые отражают зависимость между стоком одного сезона со стоками предшествующих сезонов.

В целях количественного определения соотношения зависимости, в последовательности сезонных глобальных стоков, необходимо установление физических причин.

Среди физических причин находятся: режим сезонной атмосферной циркуляции. Роль атмосферной циркуляции в определении главных гидрологических элементов стока, основывается, в настоящее время, с научной точки зрения, на общих законах синоптики.

Эта теория имеет в виду тот факт, что сток является результатом метеорологических факторов. В свою очередь, метеорологические факторы определены макросиноптическими условиями атмосферной циркуляции. "В макросиноптическом масштабе любое экстраполированное явление должно долго подготавливаться до своего появления, достигнуть своего апогея и затем, в течение довольно-таки долгого периода, постепенно исчезнуть" (Б.П. Мулигановский). Другими словами, макросиноптические процессы на обширных территориях отличаются последо-

вательностью своего преобразования, каждый синоптический момент будучи связан с предыдущими моментами. Следовательно, вытекает, что глобальные гидрологические элементы стока определенного периода могут быть определены на основе условий макросиноптических процессов предыдущего периода. Макросиноптические условия характеризуются типами атмосферной циркуляции.

Применение этого закона синоптики к долгосрочным гидрологическим прогнозам представляет преимущество, так как обеспечивает наличие необходимых данных в момент составления прогноза. Также применение этого закона подтверждается и тем фактом, что на настоящем этапе не решен вопрос о количественных долгосрочных метеорологических прогнозах, касающихся осадков, температуры воздуха и т.д.

Имея в виду вышеупомянутые предположения, сущность предлагаемого метода прогноза основывается на следующих элементах: весенний сток и сток предыдущего осеннего сезона; типы атмосферной циркуляции предыдущего зимнего и осеннего сезонов.

2. Основные данные и методика их обработки

В целях проведения предлагаемого анализа использованы данные об осеннем, зимнем и весеннем стоке на гидрометрической станции Оршова за период 40 лет (1930-1969 гг.). Имея в виду характер распределения сезонного стока в рамках гидрологического года, разграничение сезонов производилось следующим образом:

- осенний сезон: октябрь-ноябрь;
- зимний сезон : декабрь-февраль;
- весенний сезон: март-июнь.

Сток для каждого из трех сезонов качественно выражался модульными коэффициентами по отношению к среднему многолетнему значению каждого сезона: K_{yt} - осенний сток; K_{yi} - зимний сток; $K_{y_{pr}}$ - весенний сток.

Для того же периода (1930-1969) вычислялась также повторяе-

мость типов атмосферной циркуляции осеннего сезона (сентябрь-ноябрь) и зимнего сезона (декабрь-февраль) для водосбора Оршовы. Повторяемость типов циркеляции выражена числом дней за сезон.

В качестве характерных типов атмосферной циркуляции для верхнего и среднего водосбора Дуная считались следующие 3 типа:

- восточный тип (E), включая северную (N) и северо-восточную (N E) циркуляции;
- западный тип (W), включая и северо-западную (N W) циркуляцию;
- южный тип (S), включая и юго-восточную (S E) циркуляцию.

Данная группировка типов циркуляции учитывает подобные характеристики подтипов по отношению к трем основным типам.

Данные о сезонных стоках и сезонных типах циркуляции представлены в комплексном графике приложения № 1, который создает основу анализа последовательности этих элементов.

3. <u>Анализ многолетней последовательности сезонного осеннего - зимнего - весеннего стока</u>

Для анализа последовательности сезонного осеннего - зимнего - весеннего стока, в первой фазе, годы сгруппированы по двум следующим категориям:

а - годы с модульными коэффициентами весеннего стока $K_{Уг} < 1$;

б - годы с модульными коэффициентами весеннего стока $K_{Уг} > 1$.

Во второй фазе производился сравнительный анализ весеннего стока и стоков предыдущих сезонов, исследуя выявление характеристик в последовательном изменении, а также годовую повторяемость этих характеристик.

Третья фаза состояла из сравнительного анализа между количественными характеристиками типов атмосферной циркуляции осеннего, зимнего и весеннего сезонов по годам, определяя типичные связи между этими характеристиками.

Что касается типов сезонной циркуляции по годам, они рассматривались как суммы повторяемости типов S и V и суммы повторяемости типа E. Выбранное решение основывается на том, что повторяемость типа циркуляции мала по сравнению с остальными двумя типами. В сравнительном анализе с весенним стоком выбран тип циркуляции E, что идентично с положением, если бы выбрался тип S + V, потому что суммарная повторяемость трех типов E, S , V для каждого сезона равняется итоговому числу дней сезона.

Следовательно, для каждого года вычислялись коэффициенты

$$K_{A(E)} = \frac{A\ (E_{XII-II})}{A\ (E_{IX-XI})}$$

где:

$A\ (E_{XII-II})$ - повторяемость типа циркуляции E за период декабрь-февраль;

$A\ (E_{IX-XI})$ - то же, за период сентябрь-ноябрь.

Выводы анализа последовательности сезонных осеннего - зимнего - весеннего стоков, осуществленного по изложенным критериям, можно конкретно выразить следующим образом:

а - В ряде наблюдений за 40 лет, в рамках каждого гидрологического года, обнаруживается прямое преобладающее соответствие только между весенним стоком и предыдущим осенним стоком; такое соответствие между весенним стоком и зимним стоком не наблюдалось.

б - В годы с весенним стоком $K_{ypr} < 1$ преобладает предыдущий осенний сток $K_{yt} < 1$. Так, из ряда 19 лет с $K_{ypr} < 1$ в 15 случаях наблюдалось такое совпадение, т.е. 79 %. В обратном положении, т.е. в годы с весенним стоком $K_{ypr} > 1$, преобладает осенний сток $K_{yt} > 1$,

из ряда 17 лет совпадают 12 лет, т.е. 70,3 %.

в – Что касается связи между весенним стоком и атмосферной циркуляцией, отмечается, что в годы с $K_{ypr} > 1$ преобладает коэффициент $K_{A(E)} < 1$, а в годы с $K_{ypr} > 1$ преобладает коэффициент $K_{A(E)} > 1$.

4. Установление связи прогноза

На основе выводов анализа последовательности сезонных осеннего – зимнего – весеннего стоков, а также связи с атмосферной циркуляцией, установлена связь прогноза в виде:

$$K_{ypr} = f\left[K_{yt}, K_{A(E)}\right]$$

Связь прогноза представлена в графической форме в приложении 2. Анализ этого графика отражает выводы, изложенные в предыдущей главе, а именно: зависимость весеннего стока от осеннего стока и влияние восточной атмосферной осенней и земней циркуляции. Можно заметить, что кривые $K_{A(E)}$, соответствующие стокам $K_{yt} > 1$ и $K_{yt} < 1$, разделены многолетним средним осенним стоком $K_{yt} = 1$.

5. Анализ качества метода прогноза

Из-за малого объема данных при анализе качества, метод прогноза потребовал составления контрольного прогноза, используя для этой цели те же данные, по которым устанавливалась связь прогноза. Таким образом, по графику приложения 2 были рассчитаны ежегодные ошибки прогнозированных значений по отношению к реальным значениям и была построена кривая обеспеченности ошибок. По отношению к среднему многолетнему значению весеннего стока, были определены годовые отклонения и была начерчена также кривая обеспеченности этих отклонений.

Из сравнения графиков обеспеченности, представленных на рисунке 3, вытекает, что метод прогноза, определенный для весеннего стока имеет обеспеченность 80 % для общего числа случаев с ошибками до 25 %.

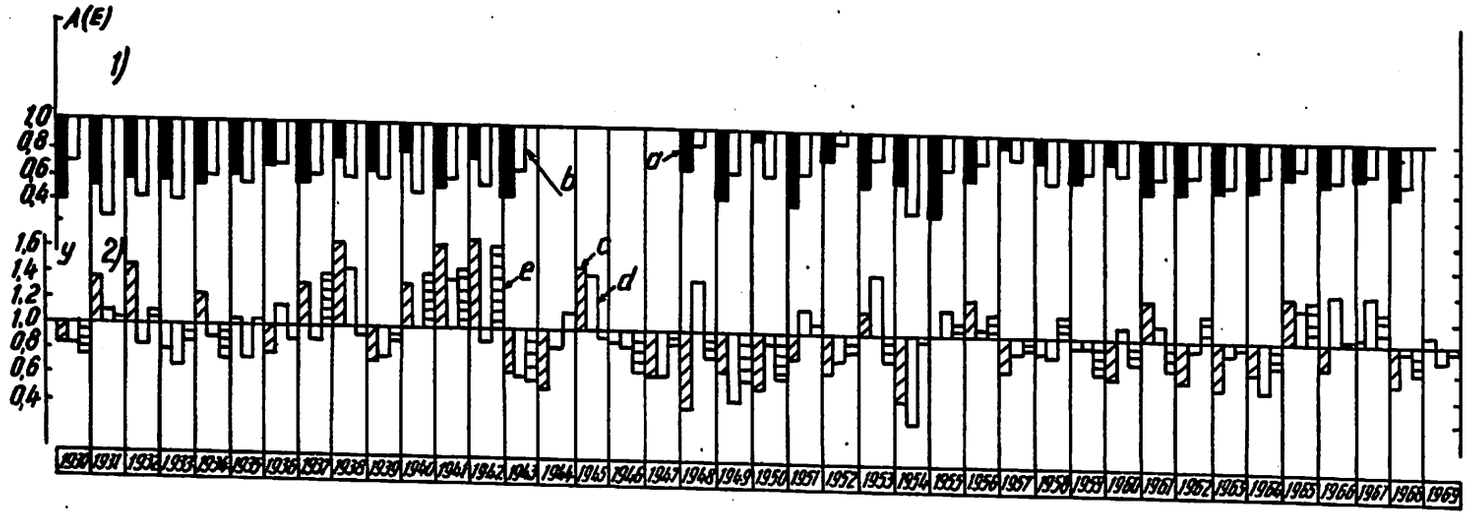


Рис.1. Годовое изменение сезонных стоков и восточных типов атмосферной циркуляции на станции Оршова

a, b – осенний и, соответственно, зимний тип E атмосферной циркуляции;
c – осенний сток; d – зимний сток; e – весенний сток.

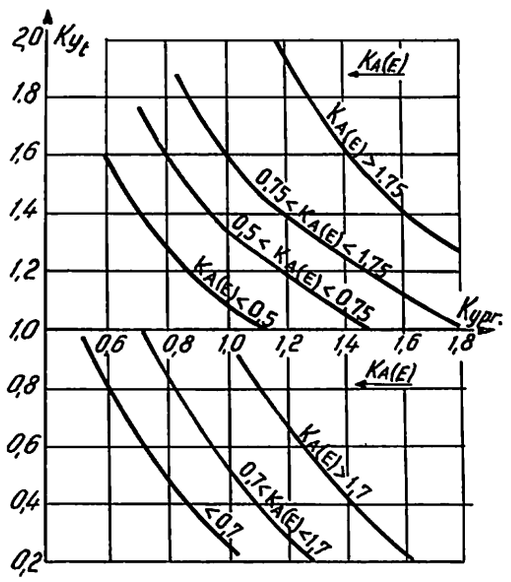


Рис.2. Уравнение прогноза

$$K_{y_{pr}} = f \quad K_{y_t},\ K_{A(E)}$$

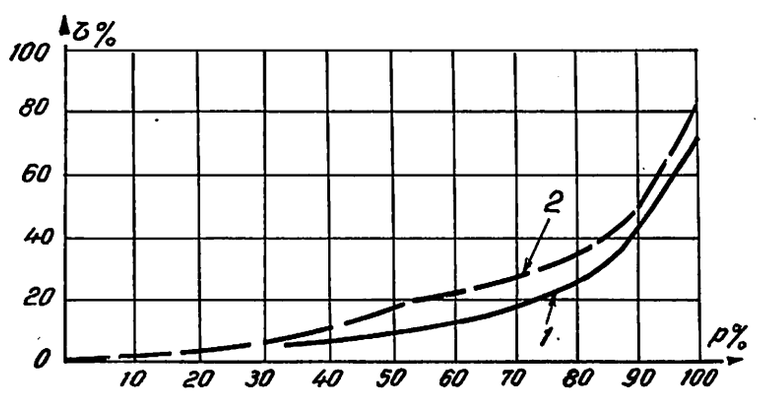


Рис.3. Кривая обеспечения отклонений для уравнения

$$K_{y_{pr}} = f \quad K_{y_t},\ K_{A(E)}$$

1 – отношение прогноза;
2 – по отношению к среднемноголетнему весеннему стоку.

О ПРЕДСКАЗАНИИ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА ДУНАЕ НА ОСНОВЕ РАЗЛОЖЕНИЯ ФУНКЦИЙ НА ЕСТЕСТВЕННЫЕ СОСТАВЛЯЮЩИЕ

Т.Н.Макаревич, З.А.Ефимова, В.А.Румянцев, Л.К.Савина

(СССР)

Р е з ю м е

Рассматривается метод прогноза продолжительности и сроков ледовых явлений на Дунае по данным аномалий давления у поверхности земли за октябрь в районе канадского сектора с использованием аппарата множественной регрессии. Для повышения надежности параметров прогностического уравнения производилось предварительное разложение полей предикторов на естественные ортогональные составляющие, которые можно рассматривать как один из методов регуляризации. Расчеты велись на ЭВМ "М-220". Более надежные результаты получены для нижнего течения Дуная, на котором ледовый режим отличается большей устойчивостью.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Es wird die Methode der Dauer-und Zeitprognosen der Eisereignissen an der Donau mittels der Anomalangaben bei der Erdoberfläche für Oktober im Kanadabezirk mit der Verwendung des Apparats der mehrfachen Regression. Für die Sicherheitserhöhung der Parameter von der Prognosengleichung wurde die vorläufige Zerlegung der Prediktfelder in die natürliche Ortogonalbestandteile durchgeführt, die als eine der Methoden der Regularisation betrachtet werden kann. Die Berechnungen wurden mittels Elektronenmaschine "M-220" durchgeführt. Die mehr zuverlässige Resultate wurden für den Unterlauf der Donau be-

kommen werden, wo sich die Eisverhältnisse durch die grössere Standhaftigkeit kennzeichnen.

В последние годы, в связи с внедрением ЭВМ, стало возможным учитывать множество переменных при построении прогностических схем в гидрологии. Значительных результатов в данном случае можно ожидать и в области совершенствования и создания новых методов прогнозирования характеристик ледового режима. Многомерные регрессионные схемы дают возможность более полно и дифференцированно по времени учитывать влияние комплекса определяющих синоптических условий, а также значительно полнее привлекать данные по гидрологическому режиму рек.

Обычное уравнение регрессии между предиктантом y и некоторым набором предикторов x имеют следующий вид:

$$y = a_1 x_1 + a_2 x_2 + \ldots + a_n x_n + \varepsilon \qquad (1)$$

или, в матричной записи,

$$y \approx \hat{y} = A^* x . \qquad (2)$$

Здесь y – вектор-предиктант, x – вектор-предиктор, ε – случайная составляющая, A – вектор коэффициентов регрессии ($*$ – знак транспонирования), который определяется из уравнения

$$A^* = Q^* C^{-1} , \qquad (3)$$

где Q – вектор коэффициентов корреляции между предиктантом и составляющими вектора X ; C – матрица коэффициентов корреляции между предикторами, C^{-1} – матрица, обратная матрице C . $CC^{-1} = E$, где E – единичная матрица.

Обычный классический регрессионный анализ во многих случаях оказывается плохо приспособленным для решения гидрологических задач. Так, при построении регрессионных схем для долгосрочного прогноза характеристик ледового режима типичной является ситуация, когда число переменных, описывающих синоптическое положение предшествующего прогнозируемому явлению периода, приближается к числу лет наблюдений.

Осложняющим обстоятельством применения обычного регрессионного анализа является также довольно высокая корреляция между такими переменными. Причем характерно, что чем более детально мы будем пытаться описывать синоптические условия, вводя новые переменные и дробя период на все более мелкие подпериоды, тем сильнее будет проявляться коррелированность аргументов соответствующих уравнений регрессии. При указанных

условиях решение некорректно поставленной обратной задачи (нахождение по известным значениям предиктанта и предикторов статистически устойчивых параметров прогностических схем) из-за плохой обусловленности систем уравнений (2) отличается большой чувствительностью к малым изменениям исходных данных. Поэтому даже незначительные ошибки, всегда присутствующие в исходных данных, могут приводить к сколь угодно большим погрешностям в значениях параметров. Если к этому добавить также, что элементы корреляционной матрицы при небольших выборках определяются в статистическом смысле очень неточно, то ясно, что получение статистически устойчивых зависимостей с помощью обычного регрессионного анализа в этих случаях становится невозможным. В этом, повидимому, и заключается основная причина того, что реализация возможностей, предоставляемых использованием многомерных прогностических схем, происходит крайне медленно и они еще не нашли широкого применения в гидрологической практике.

В настоящее время в математике разработан целый ряд алгоритмов, получивших название регуляризирующих [3, 6, II, I2], которые представляют собой практические способы решения некорректных задач при некоторых ограничивающих предположениях. Как показано в работе [7], к таким алгоритмам относится и компонентный анализ, который обычно принято называть в метеорологии методом разложения функции по естественным ортогональным составляющим [I, 8]. Этот метод позволяет в какой-то мере преодолеть указанные выше трудности, возникающие при большом числе учитываемых переменных, высокой корреляции между ними и малом числе наблюдений.

Перейдем от исходного набора переменных $X^* = (X_1, X_2, \ldots, X_n)$ к новому набору переменных $L^* = (l_1, l_2, \ldots, l_n)$ посредством преобразования

$$L = UX \quad , \tag{4}$$

где U – матрица собственных векторов, $l_1, l_2, \ldots, l_n$ – главные компоненты переменных X. Дисперсии $\sigma^2_{l_j}$ переменных l_i равны соответствующим собственным числам λ_i матрицы C

$$\sigma^2_{l_j} = \lambda_i \quad .$$

Новые переменные l обладают следующим экстремальным свойством. Дисперсия переменной l_i является максимально возможной дисперсией для любой переменной, представляющей собой линейную комбинацию вида

$$l_i = \sum_{i=1}^{n} U_i X_i \tag{5}$$

при условии нормировки весов

$$\sum_{i=1}^{n} U_i^2 = 1.$$

Дисперсия ℓ_2 является максимальной среди всех комбинаций вида (5), не коррелированных с первой, и т.д. Благодаря этому свойству, главные компоненты являются в некотором смысле наилучшими линейными функциями для описания изменений случайного вектора X от реализации к реализации или, имея в виду нашу задачу, наилучшими линейными функциями для описания изменений синоптических условий от года к году (коэффициенты разложения пронумерованы в порядке убывания их собственных чисел).

Первые m главных компонентов учитывают из полной вариации переменных, представляющих сумму из дисперсий всех n переменных, долю, равную

$$\beta_m = \frac{\sum_{i=1}^{m} \lambda_i}{\sum_{i=1}^{n} \lambda_i} . \qquad (6)$$

При сильной коррелированности переменных очень часто небольшое число m первых коэффициентов разложения несет большую часть информации о предиктанте (например, β_m=80-90%). Это дает возможность использовать в прогностической схеме вместо n исходных коррелированных переменных в несколько раз меньшее число m новых некоррелированных переменных.

Построим соответствующее уравнение регрессии с m новыми наиболее информативными переменными ℓ_i

$$\hat{y} = a_1 \ell_1 + a_2 \ell_2 + \ldots + a_m \ell_m . \qquad (7)$$

Для получения коэффициентов регрессии a_i нет необходимости рассчитывать значения переменных ℓ_1, ℓ_2, ..., ℓ_n. Эти коэффициенты могут быть найдены непосредственно по формуле

$$a_i = \frac{1}{\lambda_i} Q^* U_i . \qquad (8)$$

Множественный коэффициент корреляции, вследствие некоррелированности главных компонент, равен

$$R_{y\ell_1,\ell_2,\ldots,\ell_m} = \sqrt{\sum_{i=1}^{m} r^2_{y\ell_i}} , \qquad (9)$$

где $r_{y\ell_i}$ - коэффициент корреляции между предиктантом и i-той переменной ℓ_i определяется по формуле

$$r_{y\ell_i} = \frac{1}{\sqrt{\lambda_i}} Q^* U_i . \qquad (10)$$

Если возвратиться от новых переменных ℓ_i к исходным x_i, то уравнение (7) может быть записано следующим образом

$$\hat{y} = \left(\sum_{i=1}^{p} \frac{1}{\lambda_i} Q^* U_i U_i^* \right) X_i = A_m^* X , \qquad (11)$$

т.е. получим уравнение, по форме совпадающее с обычным уравнением регрессии (2). Нетрудно заметить, что при использовании всех коэффициентов разложения ℓ_n полученное уравнение принимает вид

$$\hat{y}=(\frac{1}{\lambda_1}Q^*U_1U_1^*+\frac{1}{\lambda_2}Q^*U_2U_2^*+\ldots+\frac{1}{\lambda_n}Q^*U_nU_n^*)X=A_n^*X \qquad (12)$$

и в этом случае полностью совпадает с уравнением (2). Таким образом, обычное уравнение регрессии (2) можно рассматривать как частный случай уравнения (II). Отбрасывая некоторое число переменных ℓ_i, вместо одного уравнения регрессии на том же самом исходном материале можно построить по крайней мере n различных прогностических зависимостей.

Из рассмотрения коэффициентов множественной корреляции $R_{y\hat{y}}$, как функции от переменных ℓ_i, видно, что эта функция унимодальна и достигает максимума при использовании всех n переменных ℓ_i. Следовательно, при оценке на зависимом материале любой вариант линейной прогностической схемы, в том числе полученной с помощью компонентного анализа, окажется хуже обычного уравнения регрессии. Отбрасывание любого коэффициента разложения приводит к неизбежной потере информации и снижению коэффициента множественной корреляции.

Смысл перехода от обычного классического уравнения регрессии к уравнению регрессии на главных компонентах состоит в том, что для долгосрочного прогноза характеристик ледового режима удается построить схемы, статистически более устойчивые на независимом ряде данных и лучше допускающие физическую интерпретацию. Повышение статистической устойчивости достигается тем, что с помощью разложения на главные компоненты удается сконцентрировать полезную информацию, содержащуюся в векторе-предикторе, в небольшом числе некоррелированных переменных, отфильтровать ее в той или иной степени от "шума", порождаемого ошибками, случайными особенностями выбранных квадратов и т.д.

Рассмотренный выше метод регрессии на главных компонентах применен нами при построении прогностической схемы характеристик ледового режима Дуная (продолжительности ледовых явлений и сроков их начала).

В качестве предиктора использована аномалия давления воздуха у поверхности земли за октябрь месяц в Канадском секторе Северного полушария (ΔP_x). Основой для применения давления в этом районе является сопряженность атмосферных процессов в западном и восточном секторах Северного полушария, обнаруженная рядом ученых. Так, Е.В.Воробьевой [2] показано наличие тенденции к противоположности основных переносов в тропосфере (зонального и меридионального) между американ-

ским и европейским секторами полушария. Автор также показывает, что развитию того или иного вида переноса в европейском секторе предшествует развитие его в Канадском секторе. Очевидно можно сделать заключение о большой прогностической значимости процессов американского сектора. Физическое толкование этих соотношений изложено климатологами [9] и в настоящем докладе не приводится. Основным показателем циркуляции для американского сектора принят индекс зонального переноса на поверхности 500 мб, рассчитанный по методу А.Л.Каца, характеризующий интенсивность циркуляции. Изменения высотного барического поля над Канадой использованы нами для построения схемы прогноза продолжительности ледовых явлений на Дунае в вероятностной форме [4].

Сопряженность циркуляционных процессов в атлантико-европейских и американских секторах северного полушария впоследствии подтверждена коррелированием коэффициентов разложения полей давления [1, 5, 10].

Разложение метеорологических полей по естественным составляющим производилось в районе Канадского сектора 130°- 110°- 90°- 70° з.д., ограниченном с севера 75°с.ш. и с юга 40°с.ш. за 30 лет (1938 - 1967 гг.). Значения ΔP снимались в точках пересечения долгот с широтами через 10°. Для снятия значений ΔP район ограничивался сеткой в 20 точек. Расчеты выполнялись на ЭВМ М-220.

На основе такого разложения можно выделить, как сказано выше, наиболее существенные особенности циркуляции над исследуемым районом с помощью небольшого числа первых членов разложения и учесть их в прогностических схемах. Предполагается, что изменение во времени коэффициентов разложения будет носить закономерный характер, чем изменения непосредственно исходных данных о конкретном поле. Число коэффициентов разложения полей давления над районом было выбрано, исходя из оценки вклада отдельных составляющих в суммарную дисперсию. Основной вклад приходится на первые 10 членов разложения, которые и были использованы как аргумент для прогноза продолжительности ледовых явлений и дат их начала на Дунае. Число дней с ледовыми явлениями (продолжительность) и даты появления льда коррелировались с полученными параметрами разложения поля ΔP за октябрь. Таким образом, число дней с ледовыми явлениями на Дунае и дату их наступления можно предсказать в ноябре, рассмотрев атмосферные процессы октября, выраженные через параметры разложения полей ΔP по естественным составляющим над Канадой.

Для составления прогноза продолжительности ледовых явлений на Дунае ($\Delta П$) используется уравнение:

$$\Delta П = a_0 + \sum_{i=1}^{10} a_i \ell_i$$

где $\Delta\Pi$ - отклонение от нормы продолжительности ледовых явлений на Дунае; a_0 - свободный член уравнения; $a_1 \ldots a_{10}$ - коэффициенты при параметрах ℓ разложения поля давления. Формула для прогноза дат появления льда имеет тот же вид и отличается от приведенной только коэффициентами α. Коэффициенты уравнения для различных участков Дуная и оценка проверочных прогнозов продолжительности ледовых явлений и дат их начала приведены в табл. I.

Литература

I. Багров Н.А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. Труды ЦИП, вып.74, I959.

2. Воробьева Е.В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии. Гидрометеоиздат, Л., I962.

3. Иванов В.К. О линейных некорректных задачах. ДАН СССР, т.I45, № 2, I962.

4. Макаревич Т.Н., Ефимова З.А., Савина Л.К. Долгосрочный прогноз продолжительности ледовых явлений на р.Дунай. Труды ГТИ, вып.I97, I972.

5. Мещерская А.В., Руховец Л.В., Юдин М.И., Яковлева Н.И. Естественные составляющие метеорологических полей. Гидрометеоиздат, Л., I970.

6. Морозов В.А. О регуляризирующих семействах операторов. Вычислительные методы и программирование. Изд. МГЦ, I967.

7. Мухин В.М. Применение регуляризирующих алгоритмов для решения некоторых обратных задач гидрологии. Сборник докладов У Конференции Придунайских стран по гидрологическим прогнозам. Белград, I970.

8. Обухов А.М. О статистически ортогональных разложениях эмпирических функций. Изд. АН СССР, сер. геофиз., № 3, I960.

9. Покровская Т.В. Синоптико-климатологические и геофизические долгосрочные прогнозы погоды. Гидрометеоиздат, Л., I969.

I0. Савченкова Е.И. Расчеты и прогнозы ледовых явлений на реках и водохранилищах. Труды ГМЦ, вып.67, I970.

II. Тихонов А.Н. Об устойчивости алгоритмов для решения вырожденных систем линейных алгебраических уравнений. Ж. вычислит. и математ. физики, т.5, № 4, I965.

I2. Тихонов А.Н. Решение некорректно поставленных задач и метод регуляризации. ДАН СССР, т.I5I, №3, I963.

Таблица I

Коэффициенты уравнения для различных участков Дуная и оценка проверочных прогнозов продолжительности ледовых явлений и дат их начала

Участок	a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	a_7	a_8	a_9	a_{10}	$\frac{S}{\sigma}$	$\rho\%$
						Продолжительность ледовых явлений							
Братислава– – Будапешт	-3,92	3,4I	-I7,64	0,48	-0,08	-I,72	I,73	0,57	-3,5I	-0,07	6,32	0,63	67
Будапешт– -Нови-Сад	-7,08	3,53	-I9,35	0,55	-0,22	-2,66	2,I	0,68	-4,03	-0,59	6,97	0,60	70
Корабия – -Олтеница	-6,33	3,I5	-I9,33	0,6	-0,25	-3,52	2,66	0,3I	-4,58	-3,23	5,97	0,62	77
Ниже Олтеницы	-8,57	3,03	-I9,86	0,53	0,32	-4,0	2,6	0,5I	-5,4	-3,07	6,44	0,59	67
						Даты начала ледовых явлений							
Братислава– – Будапешт	20,5	-2,26	22,0	-I,3I	2,66	I,2I	-2,28	0,75	3,84	0,37	-4,05	0,84	62
Будапешт– -Нови-Сад	I4,4	-I,3	I5,2	-8,I2	2,05	3,37	-2,I4	0,65	I,86	I,54	-0,86	0,73	67

ПРОГНОЗЫ МАКСИМАЛЬНЫХ ЗАТОРНЫХ УРОВНЕЙ ВОДЫ В МЕСТАХ ПОСТОЯННОГО ОБРАЗОВАНИЯ ЗАТОРОВ

Р.А.Нежиховский, Г.В.Ардашева, Н.П.Саковская
(СССР)

Р е з ю м е

Ввиду отсутствия нужной информации об основных факторах заторообразования и слабой изученности самого процесса, пока что в целях прогнозов приходится ограничиваться учетом одного-двух интегральных показателей. Для мест, где заторы льда образуются почти ежегодно, таким фактором является средний расход воды у кромки ледяного покрова при ее движении вниз по реке в пределах ледосборного участка. Между максимальным заторным уровнем и величиной указанного расхода существует довольно тесная связь.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Wegen des Mangels der nötigen Information betreffs der Hauptfaktoren der Stossbildung und wegen des Erlernenzustandes des Prozesses selbst, sind wir insofern genötigt, uns auf die Statistik von eine bis zwei Integralindexen zu beschränken. Für die Orte, wo die Eisstosse beinahe jährlich entstehen, erfüllt die Rolle dieses Faktors der mittlere Abfluss bei der Standeisgrenze, bei der Flussabwärtsbewegung des Wassers in Rahmen des Eisabflussgebietes. Zwischen dem Stossniveau und der Menge des angegebenen Abflusses besteht ein enger Zusammenhang.

Затор льда представляет собой скопление ледяного материала в русле, стесняющее живое сечение реки и вызывающее подъем уровня воды в месте скопления и на некотором участке выше его. Массы льда в заторе состоят преимущественно из крупно- и мелко-битых льдин. Затор льда наблюдается при вскрытии реки.

Приведенное определение дано здесь по той причине, что в большинстве западных стран не делается различий между такими явлениями, как затор и зажор льда. Укажем, что зажор льда, в отличие от затора, отмечается при замерзании реки и представляет собой скопление шуги и мелкобитого льда.

Заторы льда изучены весьма слабо. Более или менее полно известны лишь качественные особенности процесса. Подобное состояние проблемы объясняется многими объективными причинами - сложностью и скоротечностью процесса, большой стоимостью и трудоемкостью полевых наблюдений, невозможностью сколько-нибудь точного воспроизведения явления в лабораторных условиях.

Действующая в настоящее время стационарная сеть пунктов гидрометрических наблюдений не отвечает нуждам изучения заторов льда, в связи с чем натурные данные о них являются неполными и отрывочными. Поэтому очень важно при их анализе руководствоваться некоторыми общими представлениями о сущности процесса. Без этого выводы могут оказаться случайными и даже ошибочными.

Процесс образования и разрушения затора льда схематично можно представить в следующем виде. Весной, с началом таяния снега расход воды в реке увеличивается. Подъем уровня воды приводит к тому, что ледяной покров, всплывая, отрывается от берегов. С повышением уровня воды увеличивается ширина реки и у берегов возникают закраины. Появлению закраин и промоин способствует также размывающее действие талой воды, приносимой впадающими небольшими реками и ручьями.

Одновременно под действием теплого воздуха и солнечной радиации ослабевает ледяной покров. Наступает момент, когда влекущее усилие водного потока приводит к разлому ледяного покрова на отдельные массивы и поля, которые приходят в движение. Перемещения ледяных полей при подвижках невелики и ограничиваются размерами закраин. Однако ледяные поля обладают большой массой и при столкновении с берегами и между собой довольно быстро разламываются на крупные льдины. Начинается весенний ледоход.

Движущиеся массы льда могут встретить на своем пути преграду, которой обычно бывает большой, еще не вскрывшийся участок реки с толстым и прочным ледяным покровом. Иногда преграда возникает в результате заклинивания ледяного поля между берегами на крутом повороте реки или резком ее сужении. У верхнего края неподвижного ледяного массива (поля) движение льдин постепенно замедляется и затем вовсе прекращается. Под напором приносимого течением ледяного материала верхняя часть ледяного массива оказывается частично взломанной и преобретает вид скопления наклоненных друг к другу льдин. Часть подплывающих льдин увлекается течением под разрушенную часть ледяного массива. Тут обычно располагается голова затора.

К остановившимся у кромки льдинам подплывают новые массы льда. Под их напором начинается орошение, сопровождающееся время от времени небольшими подвижками. При подвижках ледяные массы испытывают сильное сжатие, многие льдины дробятся и измельчаются. В этом месте наблюдается хаотическое нагромождение крупно- и мелкобитых льдин. Русло здесь в наибольшей мере стеснено льдом, в результате чего уровень воды в реке повышается. Существенно, что повышение уровня происходит также на некотором участке реки выше места стеснения, т.е. в зоне подпора. Вследствие уменьшения здесь скорости течения напор подплывающих сверху льдин, торошение и подвижки льда постепенно ослабевают и затем прекращаются. Уровень воды достигает наивысшего положения.

Разрушение (прорыв) затора происходит либо вследствие резкого увеличения расхода воды в реке (при этом ледовые массы всплывают), либо в результате воздействия теплого воздуха и воды (при этом края льдин округляются и сила сцепления между ними ослабевает). Чаще всего оба фактора действуют одновременно.

Перечень топографических, гидрометрических и других материалов, нужных при анализе процесса заторообразования на реке, весьма разнообразный. Самыми ценными, несомненно, являются данные учащенных наблюдений за уровнями и ледовыми фазами на близко расположенных водомерных постах и построенные на их основании продольные профили водной поверхности реки за характерные моменты, а также ледовых авиаразведок и ледомерных съемок.

Руководствуясь при анализе указанных материалов приведенным выше описанием схемы процесса заторообразования, можно прийти к некоторым важным принципиальным выводам в части разработки метода прогноза заторов льда:

I. Следует различать постоянные места образования заторов и уча-

стки с непостоянными, блуждающими от года к году очагами заторов. Пока что прогнозы возможны лишь для тех мест, где заторы образуются почти ежегодно, поскольку только для них показательны имеющиеся длительные наблюдения за уровнем по водомерным постам.

2. Как правило, место постоянного образования заторов приурочено к перелому генерального продольного профиля реки от участка с большим уклоном (а, значит, и большой скоростью течения) к участку с малым уклоном (следовательно, малой скоростью течения). К этому типу относятся зоны выклинивания подпора водохранилищ, устья рек при впадении их в море или озеро, зоны перехода от порожистых участков рек к участкам со спокойным течением. В некоторых случаях место ежегодного образования заторов может находиться на участке реки, где комбинируются несколько видов русловых препятствий, например, крутой поворот (более $110-120^0$) с конусом выноса.

3. Затор льда - явление многофакторное. В процессе заторообразования причина и следствие нередко меняются местами. Для достаточно строгого и точного предвычисления максимального заторного уровня в каком-либо конкретном году необходимо иметь четкие представления о природной сущности процесса и располагать текущей информацией об основных его факторах. В настоящее время нет ни того, ни другого. Поэтому приходится пока довольствоваться учетом одного-двух интегральных показателей процесса, а также принимать во внимание конкретные особенности водного и ледового режима реки.

4. Для мест, где заторы льда образуются ежегодно, указанным интегральным показателем может служить величина среднего расхода воды ($Q_{ср}$) у кромки ледостава на пути ее перемещения в пределах ледосборного участка.

На заторных реках (участках) фронт вскрытия всегда распространяется сверху вниз по течению.

Длина ледосборного участка приблизительно равна произведению средней поверхностной скорости течения на продолжительность периода густого и отчасти среднего ледохода, точнее, периода, когда в данном пункте покрытость поверхности реки льдом падает от 1,0 до 0,3. Период редкого ледохода в расчет не принимается, поскольку он связан, в основном, с выносом льда из второстепенных проток и рукавов, смывом льда из береговых навалов при повышении уровня воды.

Расход воды у кромки ледостава при ее движении вниз по реке не остается постоянным. Поскольку паводок движется по реке быстрее, чем фронт вскрытия, то расход у кромки постепенно возрастает - как на бесприточном, так и в особенности на приточном участке реки. Указан-

ный средний расход у кромки ($Q_{ср}$) выступает как прямая и косвенная характеристика заторообразования. Прямое влияние его достаточно очевидно. Чем больше расход $Q_{ср}$, тем выше уровень. С увеличением расхода $Q_{ср}$ возрастает скорость течения, а значит и силы, приводящие к торошению, подвижкам и подсовам льда. Косвенное влияние расхода $Q_{ср}$ менее очевидно, но также очень велико. Так, при большом расходе воды фронт вскрытия продвигается вниз по реке сравнительно быстро, без остановок в местах непостоянных заторов. В результате этого в формировании затора, там, где он бывает ежегодно, принимают участие большие массы прочного льда. При малом расходе воды кромка ледостава продвигается медленно, с частыми остановками в местах непостоянных заторов. В таких местах много льда остается в навалах на берегах и островах. К месту постоянного образования заторов подходят небольшие массы непрочного льда.

Предположим, что каким-либо способом уже предвычислены гидрографы паводков в нескольких створах ледосборного участка, например, в верхнем, среднем и нижнем. Допустим далее, что наперед известны даты вскрытия в этих створах. Тогда, суммируя расходы в створах на день вскрытия и осредняя их, получим числовое значение интегральной характеристики $Q_{ср}$. Трудность, однако, состоит в том, что на сегодняшний день не имеется сколько-нибудь точного способа предсказания даты вскрытия реки, в частности на заторных участках. Кроме того, в рассматриваемый период времени уровни воды в реке искажены ледовыми явлениями, что резко снижает точность определения расходов воды. Наконец, ход процесса вскрытия во многом зависит от состояния погоды, которая наперед известна обычно лишь в самых общих чертах. В связи с этим для каждой реки используются свои приемы прямой или косвенной оценки величины расхода $Q_{ср}$. При этом учитываются индивидуальные особенности водного и ледового режима реки в период вскрытия. Подтвердим сказанное на ряде конкретных примеров:

I. Река Великая - г.Псков (F = 24000 км^2).

Река Великая впадает с юга в Чудско-Псковское озеро. Приустьевой участок реки в межень при малом расходе воды находится в переменном подпоре от озера. Голова затора всегда находится у Снятной горы, в 5 км ниже водомерного поста (в I3 км от устья). Река здесь сужается и делает крутой поворот на II0^0. Ниже Снятной горы, вплоть до устья, ширина и глубина реки постепенно возрастают, а скорость течения падает.

Процесс формирования весеннего половодья на р.Великой имеет одну важную особенность. Из-за довольно большой лесистости (50%) и срав-

нительно плоского рельефа половодье на небольших реках в верхней (южной) части бассейна обычно наступает позже, чем в нижней (северной). Пик половодья у г.Пскова целиком формируется за счет талых снеговых вод с нижней части бассейна. Эти воды быстро перемещаются по самой Великой и ее притокам. В результате этого весенний подъем воды у г.Пскова оказывается весьма интенсивным, что благоприятствует частому образованию мощных заторов льда. Обычно заторный максимум наступает за I-2 дня до пика весеннего половодья.

Для целей предсказания максимальных заторных уровней воды ($H_{max,зтр}$) по I3-летнему периоду наблюдений (I957-I969 гг.) построена эмпирическая зависимость $H_{max,зтр} = f(Q_{max,предв.})$, где $Q_{max,предв.}$ - максимальный расход той части весеннего половодья, которая формируется в нижней половине бассейна. Предвычисление расхода $Q_{max,предв.}$ выполнено по данным о распределении воды в русловой сети бассейна. Выпуск прогноза приурочен к моменту наступления максимального приточного расхода q_{max} в русловую сеть небольшого бассейна р.Утрои до д.Большая Губа (F = 2970 км^2), где половодье начинается в относительно ранние сроки.

Точность выявленной зависимости характеризуется отношением $\frac{S}{\sigma_\Delta}$, равным 0,44. Заблаговременность прогнозов от I до 4 суток.

2. Река Днестр, участок г.Могилев-Подольский - пгт.Каменка (площадь водосбора в середине участка 46000 км^2).

Река Днестр на рассматриваемом I57 километровом участке течет одним руслом в довольно высоких и крутых берегах. На участках впадения многочисленных притоков значительная часть ширины реки (до 30-50%) перекрыта конусами выноса. Пойма высокая, узкая и располагается отдельными массивами. Места заторов льда (постоянные и непостоянные) находятся на небольшом удалении друг от друга.

Водный и ледовый режим Днестра в зимний период очень неустойчив. Бывают годы, когда река вовсе не замерзает и годы, когда толщина ледяного покрова к концу зимы достигает 55-60 см и более. Почти ежегодно в течение зимнего периода наблюдается несколько паводков - талых, дождевых и смешанных. Некоторые из них проходят под ледяным покровом, не нарушая его целостности. Прохождение же других приводит к частичному или полному вскрытию реки.

Длина ледосборного участка сильно колеблется от года к году. Данные о расходах воды в период вскрытия на самом Днестре и другим рекам весьма неточные (из-за заторов, зажоров и других ледовых явлений). По

этим причинам пришлось отказаться от вычисления расхода. В качестве аргумента прогностической зависимости использована величина максимального суммарного расхода $Q_{гал}+Q_{бок}$ за паводок, т.е. $(Q_{гал}+Q_{бок})_{max}$. Здесь $Q_{гал}$ – расход воды Днестра у Галича (в предгорьях Карпат), который определяется по одной из трех ветвей кривой $Q(H)$ сообразно ледовой обстановке (ледостав, густой ледоход, редкий ледоход). Расход $Q_{бок}$ – боковой приток с волыно-подольской части бассейна между Галичем и пгт.Каменкой; он вычисляется через средний арифметический модуль расходов шести небольших рек-аналогов. Дополнительным аргументом служит величина наблюденного уровня в замыкающем створе в день составления прогноза ($H_{нач}$). Уровень $H_{нач}$, очевидно, окажется высоким при наличии остаточных заторов и зажоров и, наоборот, низким при их отсутствии.

Выявленные прогностические зависимости представлены в форме уравнений множественной линейной регрессии:

$$H_{max,зтр}=\alpha H_{(Q_{гал}+Q_{бок})_{max}}+\beta H_{нач}+C,$$

где $H_{(Q_{гал}+Q_{бок})_{max}}$ – уровень, соответствующий по летней кривой $Q(H)$ расходу $(Q_{гал}+Q_{бок})$. Точность локальных зависимостей для четырех пунктов (г.Могилев-Подольский, г.Сороки, с.Грушка, пгт.Каменка) вполне удовлетворительная; отношение $\frac{S}{\sigma_\Delta}$ изменяется от 0,36 до 0,59. Средняя заблаговременность прогнозов 4-5 суток.

Помимо локальных связей, получены общие (фоновые) зависимости для предсказания максимального заторного уровня воды по величине суммарного расхода $(Q_{гал}+Q_{бок})_{max}$. Причем, в одном варианте, чтобы обеспечить сравнимость данных наблюдений по различным водпостам, определены ежегодные превышения уровней $H_{max,зтр}$ над соответствующими средними многолетними меженными уровнями $\bar{H}_{меж}$, т.е. $\Delta H_{max,зтр}=H_{max,зтр}-\bar{H}_{меж}$. В другом варианте превышения уровня над меженью $\Delta H_{max,зтр}$ выражены в относительных величинах – в долях от аналогичного превышения, наблюдавшегося во время выдающегося дождевого паводка в июне 1969 г. Одна из фоновых зависимостей помещена на рис. 1.

Полученные фоновые зависимости могут быть использованы для прогнозов заторных максимумов по пунктам, где нет наблюдений.

3. Река Днестр, участок с.Рашков-г.Рыбница. Площадь водосбора середины участка 50200 км^2. Участок находится в пределах речной части Дубоссарского водохранилища. Вследствие малого подпора от плотины ГЭС преобладающее влияние на уровенный режим в паводочный период оказыва-

ют колебания расходов воды, а при вскрытии реки, кроме того, и заторы льда. К важным факторам заторообразования относится также сработка водохранилища.

Подход к вопросу о прогнозе заторов льда на этом участке реки в значительной мере аналогичен предыдущему. В качестве основного аргумента также принимается суммарный расход $(Q_{гал} + Q_{бок})_{max}$.

Уровень воды, который имел бы место в период открытого русла при расходе $(Q_{гал} + Q_{бок})_{max}$ находился по функции $Q(H, z_{гарм})$, где $z_{гарм}$ – отметка уровня в озерной части водохранилища у с.Гармацкое. Функция $Q(H, z_{гарм})$, построенная на основании кривых подпора, представлена на рис. 2. Для удобства обозначим упомянутый уровень через H_Q.

Дополнительным фактором, характеризующим начальные условия в день выпуска прогноза, принята величина падения уровня по длине водохранилища, т.е. $\delta z = z_{нач} - z_{нач,гарм}$.

Прогностическая зависимость вида $H_{max,зтр} = f(H_Q + \delta z)$ для с.Рашков представлена на рис. 3.

Точность выявленных зависимостей $H_{max,зтр} = f(H_Q + \delta z)$ для двух пунктов (с.Рашков и г.Рыбница) удовлетворительная ($\frac{S}{\sigma_\Delta} \approx 0{,}55$). Средняя заблаговременность прогнозов 5-7 суток.

4. Река Северная Двина – г.Архангельск. (F =357000 км^2).

Волна весеннего половодья на Северной Двине продвигается сверху вниз по течению (с юга на север), обгоняя наступление весны и взламывая на своем пути ледяной покров [5]. Это служит причиной ежегодного образования заторов льда в дельте реки у Архангельска.

Аргументом прогностической зависимости $H_{max,зтр} = f(Q_{ср})$ служит величина среднего расхода за трехдневный период (день пика половодья и предшествующие два дня) р.Северной Двины у д.Звоз, находящейся примерно посредине ледосборного участка. Расход $Q_{ср}$ предсказывается по данным о распределении воды в русловой сети бассейна. Зависимости $H_{max,зтр} = f(Q_{ср})$ построены по данным за 1942, 1946-1972 гг. Их точность характеризуется отношением $\frac{S}{\sigma_\Delta}$ =0,27. Средняя заблаговременность прогнозов 5 суток.

Литература

1. Карпович В.Н. Влияние интенсивности подъема уровня воды на процесс заторообразования и возможность прогноза максимальных заторных

уровней на Днестре. Труды координационных совещаний по гидротехнике, вып. 56. Изд."Энергия", 1970.

2. Кравченко Н.А. Формирование заторов льда на Днестре и методика их изучения. Труды Ш Всесоюзного гидрологического съезда, т.3, Гидрометеоиздат, 1959.
3. Лисер И.Я. Весенние заторы льда на реках Сибири. Гидрометеоиздат, Л., 1967.
4. Нежиховский Р.А., Некипелова Л.К., Ардашева Г.В. Прогноз максимального заторного уровня р.Великой у г.Пскова. Труды ГГИ, вып. 193, 1972.
5. Нежиховский Р.А., Саковская Н.П. Прогноз максимального заторного уровня воды р.Северной Двины у г.Архангельска. Труды ГГИ, вып. 197, 1972.
6. Пособие по краткосрочным прогнозам паводочного стока рек. Гидрометеоиздат, Л., 1972.
7. Чижов А.Н., Дерюгин А.Г., Лазаревская В.И., Пономарева О.Ф., Альтшуллер Н.В. Условия образования заторов льда на р.Днестре. Труды ГГИ, вып. 201, 1973.
8. Шуляковский Л.Г. Условия образования и возможности прогноза ледяных заторов при вскрытии рек. Труды координационных совещаний по гидротехнике, вып. 56, Изд."Энергия", 1970.

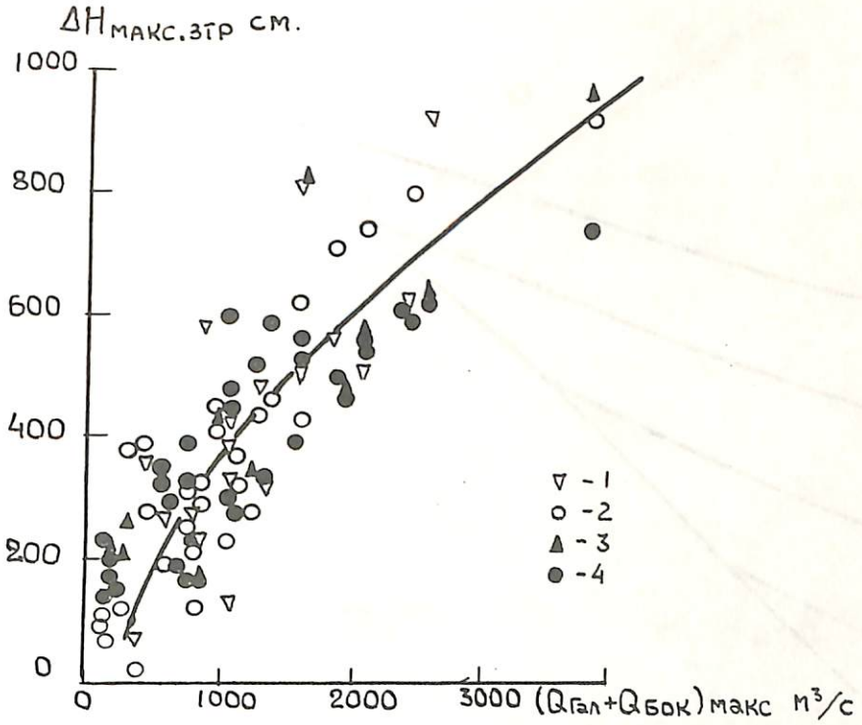


Рис. I. Общая зависимость $\Delta H_{max,зтр} = f[(Q_{гал}+Q_{бок})_{max}]$ для предсказания максимального заторного уровня воды р.Днестр: I-г.Могилев-Подольский, 2-г.Сороки, 3-с.Грушка, 4-пгт.Каменка.

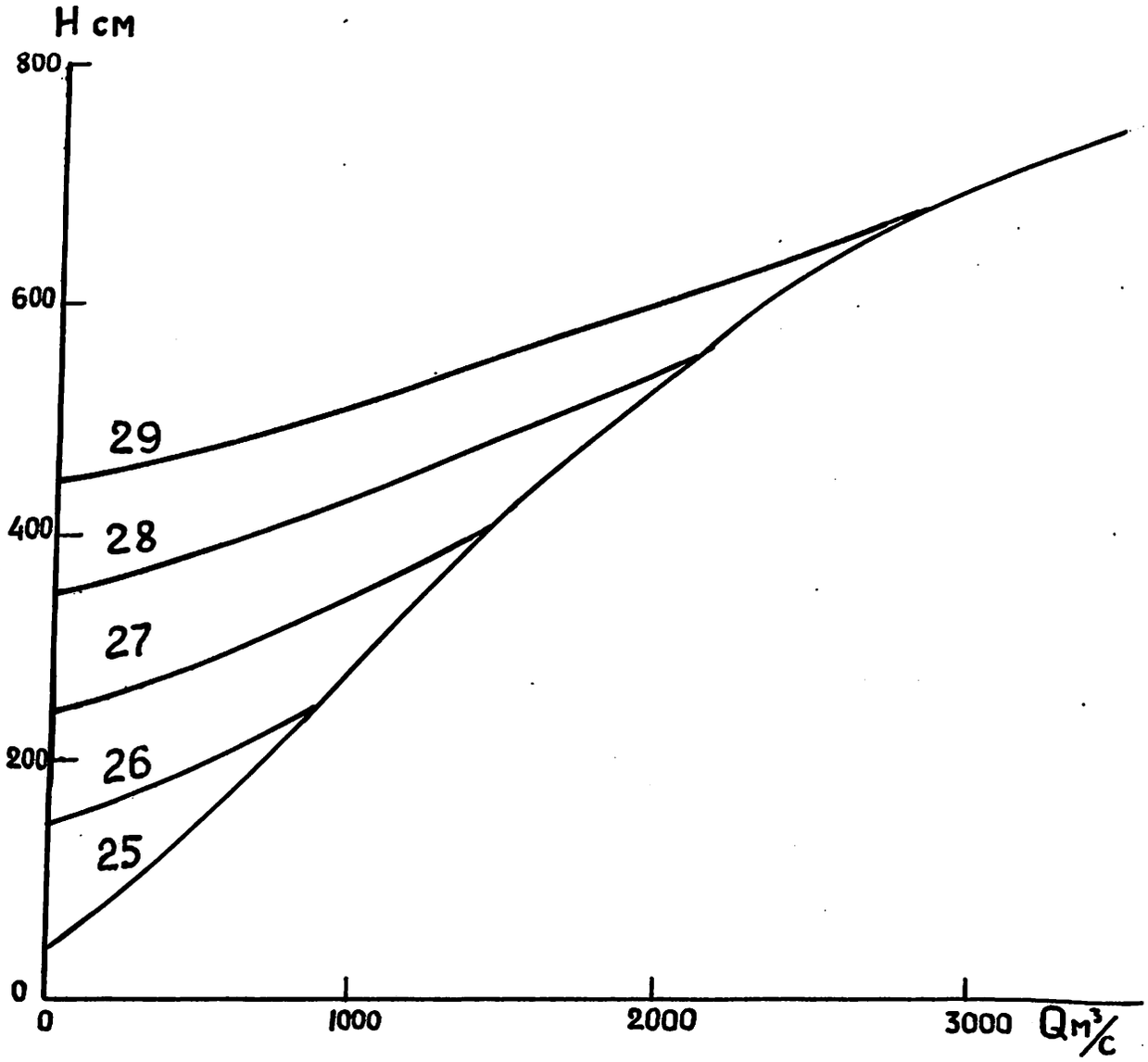


Рис. 2. Кривая (функция) $Q(H, Z)$ для р.Днестр у с.Рашков. У изолиний указана отметка уровня воды (Z) в озерной части Дубоссарского водохранилища у с.Гармацкое.

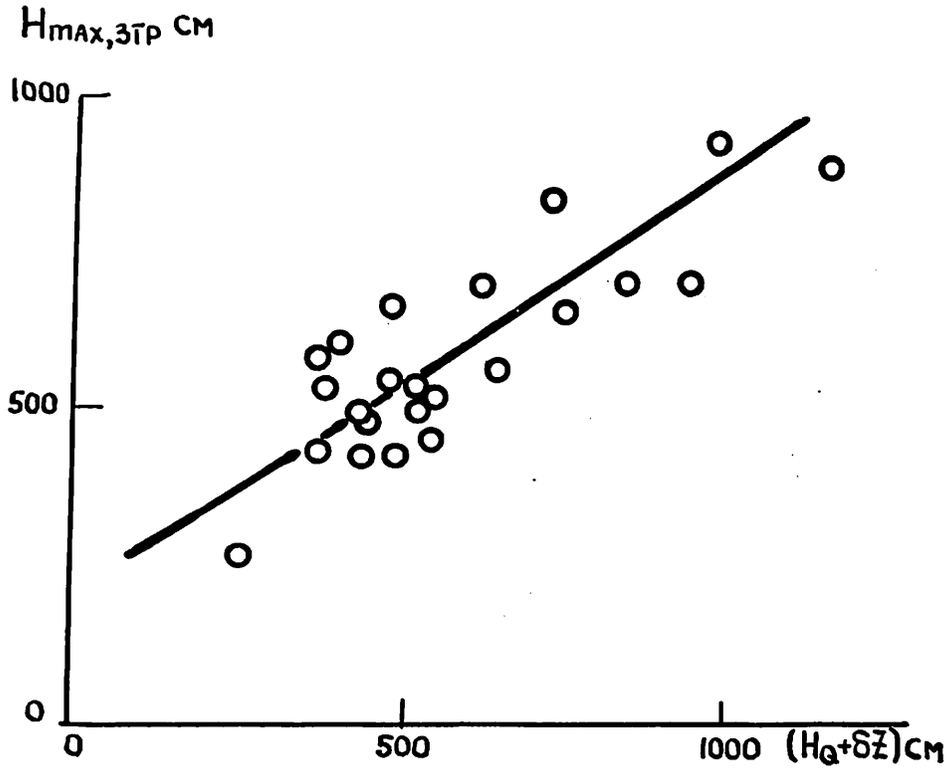


Рис.3. Зависимость $H_{max,зтр}=f(H_q+\delta z)$ для предсказания максимального заторного уровня воды р.Днестр у с.Рашков.

ИССЛЕДОВАНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ОПАСНЫХ ЗАТОРОВ ЛЬДА НА СОВЕТСКОМ УЧАСТКЕ ДУНАЯ С ЦЕЛЬЮ ИХ ПРЕДСКАЗАНИЯ

А.В.Щербак, Л.И.Солопенко

(СССР)

Р е з ю м е

Ледовый режим советского участка Дуная отличается большой неустойчивостью. Вероятность появления льда составляет здесь 82%, а установления ледостава - всего 54%.

Осенне-зимний и весенний ледоход почти ежегодно сопровождается образованием заторов и зажоров льда. В работе выявлены основные факторы заторообразования.

Оценка степени затороопасности и возможности составления предупреждений о возникновении опасных заторов и зажоров льда устанавливается в зависимости от сложившихся гидрометеорологических условий.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Das Eisregime des Sowjetischen Donaustrecke unterscheidet sich durch eine große Unstabilität. Die Wahrscheinlichkeit der Eistrieb beträgt 82% und der Bestimmung der Eisstand - nur 54%.

Herbst-Winter und Frühlingseisgang werden nahezu jährlich von Eisstau und Eisstopfungformierung begleitet. In der Arbeit werden die Hauptfaktoren der Eisstauformierung gezeigt.

Die Definition des Grad der Eisstaugefährlichkeit und der Aufsetzenmöglichkeit über die Entstehung gefährlichen Eisstau und Eisstopfung werden in der Abhängigkeit von aufgestellt Wetterverhältnisse festgesetzt.

Основные черты ледового режима советского участка Дуная приводятся в работах [2, 8]. Исследуемый участок реки расположен на крайнем юго-западе Европейской части СССР, характеризующемся неустойчивостью температурного режима в осенне-зимний период. С этим связано и своеобразие ледового режима на данном участке, где первое появление льда может наблюдаться в период от середины декабря до начала февраля; иногда ледовые явления на реке вовсе отсутствуют.

Так, за период с 1931 по 1970 г. устойчивые ледовые явления в низовьях Дуная имели место в 22 годах из 39, что составляет 56% всех лет. В 10 годах они отсутствовали или же были кратковременными (продолжительностью до 3-х дней). В остальные годы наблюдались периоды с неустойчивыми ледовыми явлениями, когда похолодания, обусловливающие появление льда или даже установление ледостава, сменялись интенсивными потеплениями, приводящими к очищению реки от льда. При этом ледообразование нередко возобновлялось в течение зимы 2-3 раза. Общая вероятность появления льда на исследуемом участке Дуная составляет 82%, установления ледостава - 54%.

Характерной особенностью ледового режима рассматриваемого участка (как и всего Нижнего Дуная [4, 5]) является большая амплитуда сроков появления льда и установления ледостава, достигающая 54-58 дней.

В условиях мягких зим с частыми оттепелями, когда сумма отрицательных температур воздуха за период ледостава составляет, в основном, 80-130°, средняя толщина льда на участке обычно не превышает 25-35 см и только в редкие суровые зимы она может увеличиваться до 50-70 см.

Несмотря на неустойчивость ледового режима, развитие ледообразования на советском участке Дунае в осенне-зимний период и вскрытие в зимне-весенний период почти ежегодно сопровождается заторно-зажорными явлениями. Мощные заторы и зажоры льда вызывают катастрофические для исследуемого района подъемы уровней воды.

Описание общих черт процесса заторообразования на советском участке Дуная и отдельных заторов и зажоров льда приводится в работах [1, 2]. Ниже излагаются основные результаты исследования гидрометеорологических условий заторообразования на исследуемом участке Дуная с целью разработки методики определения степени заторопасности и установления возможности составления предупреждений о возникновении на участке опасных заторно-зажорных явлений. Анализ особенностей заторообразования выполнен на основании материалов наблюдений гидрометеорологических станций и постов за 1945-1969 гг., дан-

ных авиаразведок ледовой обстановки и личных наблюдений Н.Ф.Вагина и И.А.Коверного (Дунайская ГМО).

Многолетние наблюдения за ледовыми явлениями на советском участке Дуная показывают, что образование заторов и зажоров льда наблюдается обычно на одних и тех же участках. Ими являются чередования речных участков с уменьшением уклона водной поверхности, крутые повороты реки, сужения русла, места расположения островов и мелководные баровые участки рукавов дельты.

Заторы и зажоры льда, образовавшиеся при осенне-зимнем ледоходе, бывают обычно незначительными. Их мощность зависит, главным образом, от водности реки и интенсивности похолодания, то-есть от факторов, которые определяют интенсивность ледообразования.

В отдельные годы интенсивность ледообразования может значительно превышать ледопропускную способность русла, что приводит к образованию мощных заторно-зажорных явлений (например, в зимы 1946/47 и 1966/67 гг.). В общих случаях образованию мощных зажоров и заторов льда способствовали резкие (до -16, -20°) похолодания при высокой водности реки (рис. 1), что обеспечивало интенсивное образование внутриводного льда и шуги.

Анализ условий образования заторов и зажоров льда при осенне-зимнем ледоходе показал, что эти явления ледового режима могут быть разделены на две группы в зависимости от степени влияния тех или иных гидрометеорологических факторов:

1) заторы и зажоры льда, образующиеся при резком похолодании и высокой водности реки в начале ледообразования;

2) заторно-зажорные явления, обусловленные резкими колебаниями температуры воздуха в течение длительного периода ледообразования.

Наибольшего своего развития заторы льда на советском участке Дуная достигают в период вскрытия и весеннего ледохода. Особенно мощные заторы льда наблюдались весной 1954, 1967 и 1969 гг. Ход основных гидрометеорологических элементов в зимние сезоны 1953/54 и 1968/69 гг. показан на рис. 2.

Формирование "весенних" заторов в значительной степени определяется суровостью зимы, характером установления ледостава в предшествующий осенне-зимний период, интенсивностью развития весенних процессов и состоянием льдов на взморье.

В зависимости от степени влияния того или иного фактора, весенние заторы льда на советском участке Дуная могут быть разделены на следующие два типа:

1) заторы, образующиеся в результате механического разрушения прочного ледяного покрова паводочной волной;

2) заторы, обусловленные характером установления ледяного покрова в предшествующий осенне-зимний период.

Первый тип заторов льда образуется в годы, когда после суровых зим в низовьях Дуная устанавливается ледяной покров значительной толщины. В такие годы лед к моменту вскрытия оказывается слабо разрушенным тепловыми факторами; при вскрытии крупные ледяные поля прочного льда заклиниваются между берегами, создавая благоприятные условия для огромного скопления льда, непрерывно поступающего сверху.

Второй тип заторов образуется в годы, когда в разрушении ледяного покрова преобладают тепловые факторы. Обычно на участках, где в осенне-зимний период наблюдались заторы или зажоры, толщина льда оказывается на 30-40% больше, чем на выше и ниже расположенных участках. Поэтому весной вскрытие здесь задерживается и поступающий сверху лед, нагромождаясь на кромке ледостава, забивает живое сечение русла реки.

Кроме указанных типов заторов льда, на исследуемом участке Дуная может иметь место комбинированный тип заторов, когда в их формировании принимают участие дунайский лед и морские льды, закрывающие устье рукавов дельты при нагонных ветрах, как это наблюдалось в 1967 г. и особенно весной 1969 г.

Важное значение при анализе хода развития отдельных явлений ледового режима, в особенности при большой их неустойчивости, приобретают исследования синоптических процессов, определяющих погодные условия, предшествующие ледообразованию и вскрытию, а следовательно, и заторообразованию.

Анализ атмосферных процессов [7] дал возможность установить, что существенные похолодания в рассматриваемом районе происходят при перемещении с севера, северо-запада или северо-востока отрогов антициклонов, сформированных в массах арктического или выхоложенного континентального полярного воздуха. Формирование этих отрогов осуществляется в основном в следующих случаях:

а) в тылу южных (средиземноморских) циклонов, смещающихся на восток Черного моря или северо-восток Европейской территории СССР (ЕТС), когда отроги распространяются с северо-запада. При этих процессах среднесуточная температура воздуха понижается обычно до -8, -9°;

б) при вторжениях холода из полярного бассейна или с севера Скандинавии, завершающихся образованием над ЕТС обширного антициклона, отроги которого могут распространяться на низовья Дуная с севера или северо-востока. Такие процессы обусловливают наиболее резкое понижение среднесуточной температуры воздуха в исследуемом районе (в среднем до -10°, -12°);

в) в случае образования полосы высокого давления севернее 45° с.ш. за счет объединения отрогов азорского и сибирского антициклонов; при этом происходит адвекция выхоложенного в условиях антициклональной погоды воздуха с центральных районов Украины на советский участок Дуная. Среднесуточная температура воздуха при этом чаще всего понижается до -7, -8°.

Анализ синоптических процессов, обусловливающих потепления и вскрытие на советском участке Дуная, показал [9], что эти процессы связаны с западной формой циркуляции, интенсивность которой зависит от степени усиления азорского антициклона и углубления исландской депрессии. Можно выделить четыре синоптических положения, при которых происходит поступление теплых воздушных масс на низовья Дуная.

При первом положении по северным (иногда центральным) районам ЕТС с запада на восток перемещаются циклоны. В этом случае в западных потоках осуществляется адвекция теплых воздушных масс с Атлантики на южные районы ЕТС.

Второе синоптическое положение также характеризуется развитием циклонической деятельности над северными районами ЕТС. Однако над южными районами (южнее 45° с.ш.) образуется полоса повышенного давления за счет распространения к востоку азорского антициклона. Повышение температуры воздуха в этом случае происходит, в основном, за счет дневного радиационного прогрева.

При третьем положении циклоничность над северными районами ЕТС сохраняется, но антициклоны с Атлантики не перемещаются на территорию ЕТС, а стационируют у западных берегов Европы. Полоса повышенного давления над южными районами ЕТС оказывается разорванной вследствие выхода средиземноморских циклонов на районы Центральной Европы или Белоруссию. В этом случае на низовья Дуная поступает теплый воздух со Средиземноморья.

Четвертое синоптическое положение характеризуется значительным увеличением меридиональной составляющей общей циркуляции атмосферы, главным образом в северной половине евразийского сектора северного полушария. Над ЕТС довольно хорошо выражен высотный барический гребень, занимающий восточное (иногда центральное) положение. Расположение барических образований у земли (отрог сибирского антициклона над востоком ЕТС и передняя часть атлантического циклона над западными районами) обеспечивает поступление на исследуемый район в южных потоках теплых воздушных масс со Средиземного моря.

В работе установлена наиболее опасная в отношении ледопропускной способности участка синоптическая ситуация, обусловливающая нагоны и

образование комбинированного типа заторов льда. Она наблюдается тогда, когда над юго-востоком ЕТС устанавливается антициклон с отрогом, направленным на Украину. Последний препятствует выходу средиземноморских циклонов на районы ЕТС и они входят в систему черноморской депрессии. В данном случае над исследуемым районом наблюдаются сильные ветры восточных и северо-восточных направлений, вызывающие нагонные явления и дрейф морского льда к дунайскому устью.

Анализ гидрометеорологических и синоптических условий заторообразования выполнялся с целью разработки методики оценки степени заторопасности и выявления возможности составления предупреждений о возникновении опасных заторов и зажоров льда. За период с 1945 по 1970 г. таких заторно-зажорных явлений на отдельных участках было не более 5-6.

Поэтому при столь ограниченной выборке исходных данных можно говорить лишь о приближенной оценке степени заторопасности и вероятности образования опасных заторно-зажорных явлений.

Исходя из анализа условий формирования опасных заторов и зажоров льда, можно сформулировать ряд рекомендаций о возможности предсказания таких явлений на советском участке Дуная.

Так, резкие похолодания (до -15° и ниже) при высокой водности (уровни воды на водомерном посту Рени не ниже 200 см над нулем графика) в начале ледообразования могут служить критерием заторопасности. В таких случаях представляется возможным составление предупреждений (с заблаговременностью до 2-3 дней) о вероятности образования опасных заторно-зажорных явлений на рассматриваемом участке.

Обобщение результатов исследований заторов льда на реках нашей страны показывает [6], что основными условиями для образования существенных заторов льда являются: 1) сохранение ледяного покрова ниже части реки, на которой произошло вскрытие и началоя ледоход, и 2) достаточно большие крутизна и скорость движения паводочной волны. Эти положения и принимаются исходными при прогнозе возможности образования заторов льда.

Исследуемый участок Дуная в этом смысле отличается рядом специфических особенностей. Так, широтное направление течения на участке Нижнего Дуная, протекающего в юго-восточных районах Европы, приводит к тому, что вскрытие на этом участке происходит в большинстве случаев одновременно, весеннее половодье здесь характеризуется чаще всего растянутым, распластанным гидрографом, а вскрытие реки (рис. 3) не всегда происходит на подъеме весеннего половодья.

Однако, самой характерной чертой ледового режима здесь является

то, что почти во всех случаях, когда на участке наблюдается ледостав, вскрытие реки и весенний ледоход сопровождается образованием заторов льда. Отсюда вытекает, что наличие ледостава на рассматриваемом участке определяет фактически 100%-ную вероятность образования весенних заторов льда в каком либо из затороопасных мест участка. Мощность же этих заторов определяется влиянием ряда других факторов. Так,на примере мощного затора льда весной 1954 г. можно сделать вывод, что после зим с устойчивым ледовым режимом вполне реально образование опасных заторных явлений, а наличие к моменту вскрытия ледяного покрова, толщина которого превышает 40-60 см, является критерием затороопасности и вероятности образования мощных заторов льда.

Мощные весенние заторы льда образуются также тогда, когда установление ледостава в предшествующий осенне-зимний период происходило со значительными заторно-зажорными явлениями. Поэтому на ряде рек успешно используется методика прогноза образования весенних заторов льда в зависимости от уровня воды или величины его подъема при образовании ледяного покрова, как характеристики зажорности в предледоставный период [6].

Применительно к условиям рассматриваемого участка Дуная указанная зависимость отсутствует. Это связано с тем, что амплитуда колебаний уровня воды перед ледоставом весьма значительна. Кроме того, мощные зажоры льда здесь образуются редко. Поэтому на неравномерность ледяного покрова в большей степени оказывают влияние образующиеся в период осенне-зимнего ледохода заторно-зажорные явления.

Анализ материалов наблюдений показывает, что если установление ледостава происходит в результате продвижения кромки льда или смерзания ледяных полей между заторно-зажорными ледяными перемычками, то наиболее вероятно, что вскрытие будет сопровождаться образованием заторов льда.

Как отмечалось выше, интенсивность подъема уровня воды к началу вскрытия в низовьях Дуная бывает обычно незначительной, а нередко подъемы уровней к этому моменту вскрытия и вовсе отсутствуют. Чаще всего вскрытие реки на рассматриваемом участке происходит под воздействием тепловых факторов, влияние которых оказывается достаточным, чтобы разрушить чаще всего непрочный ледяной покров. Этими обстоятельствами и можно объяснить отсутствие для данного района какой-либо зависимости образования заторов льда от интенсивности нарастания паводочной волны и интенсивности потеплений.

Следует отметить, что количественная оценка степени затороопас-

ности в весенний период может быть получена по мере накопления материалов наблюдений за более длительный, чем располагали авторы, период в результате исследования характера развития процесса вскрытия. Эти исследования представляют самостоятельную задачу и требуют специальных проработок.

Особый тип заторов льда на советском участке Дуная представляют так называемые комбинированные заторы, в формировании которых принимают участие дунайский лед и морские льды при нагонных явлениях. Поэтому наличие при ледоходе сильных (более 7-10 м/сек) ветров восточных или северо-восточных направлений, в особенности при наличии в западной части Черного моря припая или плавучего льда, является критерием затороопасности и требует составления предупреждений об образовании опасных заторов льда в устьевой части Дуная.

В качестве характеристики суровости зимы и косвенного показателя степени затороопасности может служить аномалия температуры воздуха зимнего сезона. В настоящем исследовании предпринята попытка предсказания этой характеристики.

Прогноз средней аномалии зимнего (декабрь-февраль) сезона ($\overline{\Delta T}_{XII-II}$) на юго-западе ЕТС может быть составлен в начале октября. В качестве аргумента для прогноза принимается разность показателей комплекса макропроцессов от августа к сентябрю ($N_{VIII}-N_{IX}$). Показатель комплекса макропроцессов [7], определяемый по индексам атмосферной циркуляции, вычисляется по формуле

$$N = n^{в}_{«22»+«11»+«21»+«12»} - \left(n^{з}_{«22»+«11»+«21»} + n^{ц+с}_{«22»}\right).$$

в соответствии с методикой, изложенной в работе А.Л.Каца [3]. Здесь цифровые индексы при числе дней n обозначают состояние циркуляции атмосферы, а буквенные показатели - форму циркуляции, характеризующуюся географической локализацией высотных гребней и ложбин.

Для прогноза средней аномалии зимнего сезона используется график, приведенный на рис. 4. При положительной разности показателей комплекса макропроцессов от августа к сентябрю ($N_{VIII}-N_{IX}$) > 0 следует с вероятностью 92% ожидать зиму холодную или близкую к норме ($\overline{\Delta T}_{XII-II} \leq 0$); при ($N_{VIII}-N_{IX}$) < 0 с вероятностью 86% следует ожидать на крайнем юго-западе ЕТС теплую зиму ($\overline{\Delta T}_{XII-II} > 0$).

Литература

I. Вагин Н.Ф., Коверный И.А., Щербак А.В. Особенности заторообразования на советском участке р.Дуная. Труды УкрНИГМИ, вып. II2, I972.

2. Гидрология устьевой области Дуная. Гидрометеоиздат, М., I963.

3. Кац А.Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Гидрометеоиздат, Л., I960.

4. Макаревич Т.Н., Ефимова З.А. Характерные черты осенне-зимнего ледового режима р.Дуная. Труды ГГИ, вып. 80, I962.

5. О ледовом режиме реки Дунай. Изд. секретариата Дунайской комиссии. Будапешт, I959.

6. Руководство по гидрологическим прогнозам, вып. 4. Гидрометеоиздат. Л., I963.

7. Солопенко Л.И. Циркуляционные условия ледообразования на советском участке Дуная. Труды УкрНИГМИ, вып. 97, I970.

8. Щербак А.В., Солопенко Л.И. Осенне-зимний ледовый режим советского участка р.Дуная. Труды УкрНИГМИ, вып. 97, I970.

9. Щербак А.В., Солопенко Л.И. Условия формирования заторно-зажорных явлений в низовьях Дуная. Труды УкрНИГМИ, вып. II6, I972.

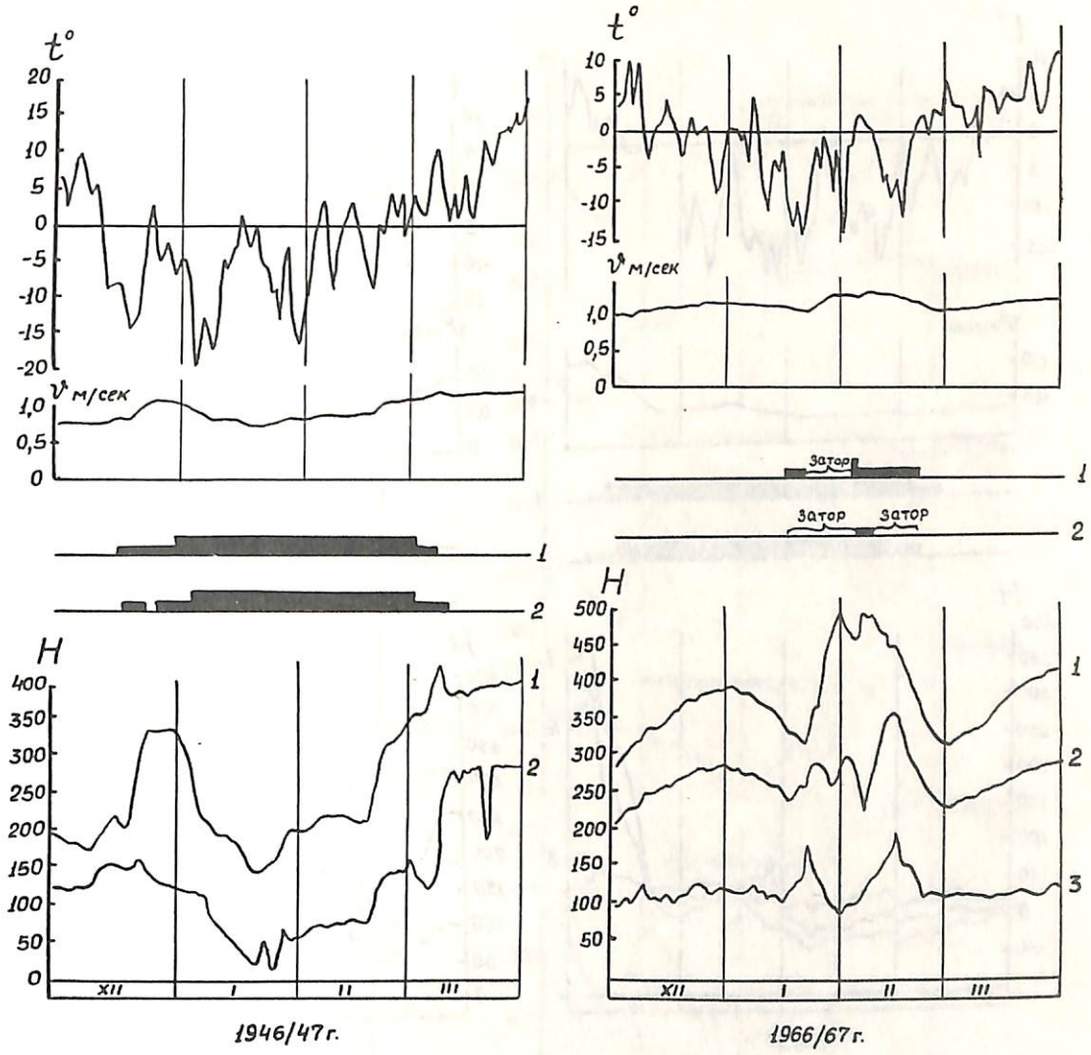


Рис. I. Комплексный график хода уровней воды на Дунае у Рени (I), Измаила (2) и Вилково (3), скорости течения у Рени и температуры воздуха (по м/ст Измаил) в зимний период.

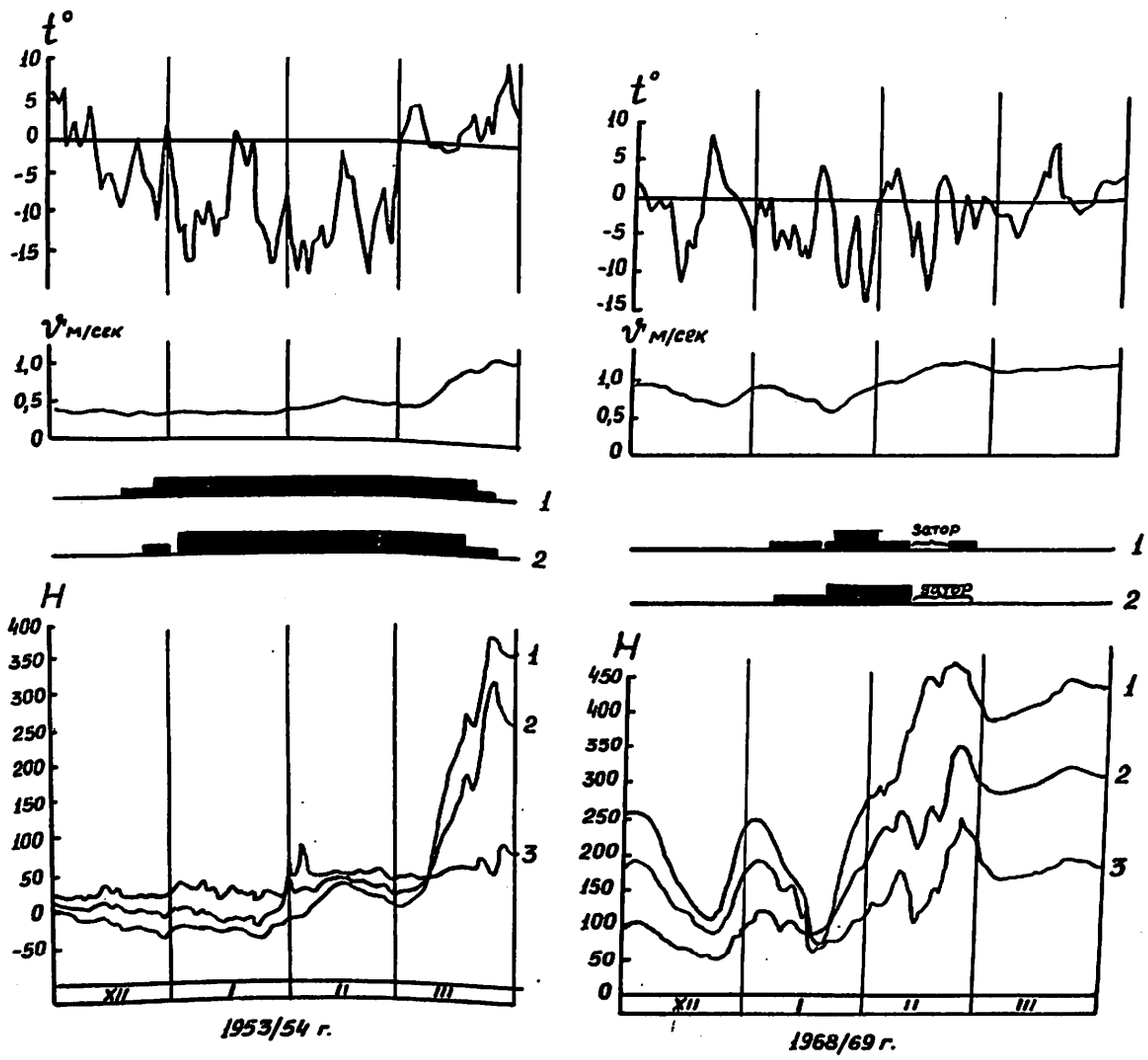


Рис.2. Комплексный график хода уровней воды на Дунае у Рени (I), Измаила (2) и Вилково (3), скорости течения у Рени и температуры воздуха (по м/ст Измаил) в зимний период.

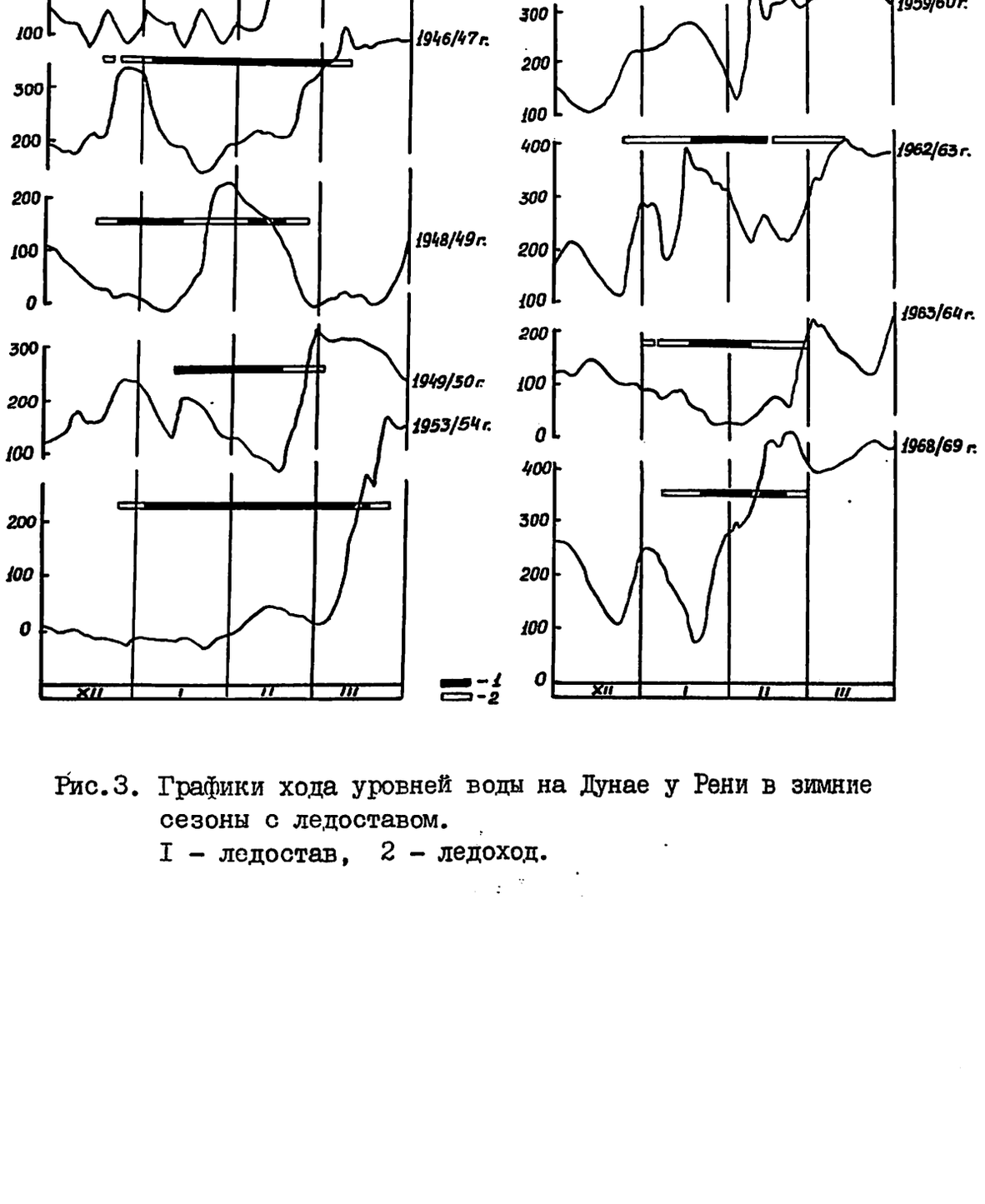


Рис.3. Графики хода уровней воды на Дунае у Рени в зимние сезоны с ледоставом.
I – ледостав, 2 – ледоход.

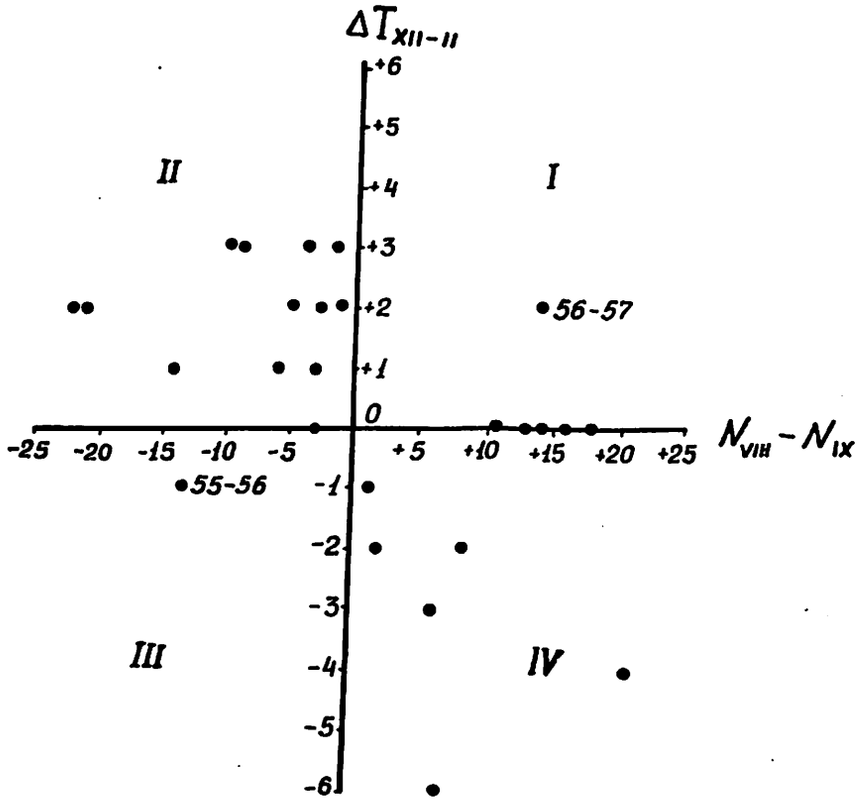


Рис.4. Зависимость аномалии средней температуры воздуха зимнего сезона ($\overline{\Delta T}_{XII-II}$) от преобразования циркуляции от августа к сентябрю ($N_{VIII}-N_{IX}$).
Возле точек в I и III квадрантах - годы.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ СВЯЗИ СРОКОВ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА РЕКАХ

Б.М.Гинзбург
(СССР)

Р е з ю м е

Исследование закономерностей пространственного распределения и особенностей статистической структуры полей сроков ледовых явлений на реках позволяет: I) обосновать статистически выделение районов, в которых ледовые явления на реках происходят в однородные по отношению к норме сроки; 2) выявить зоны, для рек которых целесообразна разработка единой методики долгосрочных прогнозов; 3) определять наиболее вероятные сроки ледовых явлений на всех реках в случае возникновения крупной аномалии этих сроков в одном из районов.

Эти результаты найдут применение в расчетах для оптимального планирования навигации и в методике долгосрочных ледовых прогнозов по рекам больших территорий.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die Untersuchung von Gesetzmässigkeiten der räumlichen Verteilung und der Besonderheiten statistischer Struktur von Feldern der Zeitpunkte der Eiserscheinungen auf den Flüssen erlaubt:

- die Aussonderung der Gebiete, in welchen die Eiserscheinungen auf den Flüssen in bezug auf die Norm zeitgemäss beobachtet werden, statistisch zu begründen;

- die Zonen, für deren Flüsse die Ausarbeitung einer einheitlichen Methodik der Langfristprognose weckmässig ist, festzustellen;

- die wahrscheinlichsten Zeitpunkte der Eiserscheinungen auf allen Flüssen für den Fall einer grossen Anomalie dieser Zeitpunkte in einem der Gebiete zu bestimmen.

Diese Ergebnisse werden in den Berechnungen für eine optimale Plannung der Navigation und in der Methodik der langfristigen Eisprognosen für die Flüsse grosser Gebiete angewendet.

В работе [3] рассмотрены вопросы, связанные с изменчивостью сроков ледовых явлений во времени, от года к году. Однако немалое значение как для изучения закономерностей этих явлений, так и для практических целей (расчетов и особенно долгосрочных прогнозов) имеет исследование их изменчивости в пространстве и пространственно-временных связей [4].

Пространственное распределение сроков ледовых явлений впервые исследовал Г.Р.Брегман [2], построивший ежегодные карты отклонений от нормы дат ледовых явлений на реках Европейской территории СССР. Для обобщения по более обширной территории целесообразнее рассматривать более сравнимую характеристику - нормированное отклонение от нормы ($\frac{D_i - \bar{D}}{\sigma}$). Рассмотрение карт этих величин за ряд характерных сезонов показало, что существенные аномалии сроков ледовых явлений охватывают реки обширных территорий, но в то же время в каждом сезоне обязательно прослеживается значительная разница в этих аномалиях для рек разных частей страны. Количественное представление об общих закономерностях пространственного распределения нормированных отклонений дат ледовых явлений от средних многолетних дает сравнение "пространственных" кривых обеспеченности этих величин с обобщенной "временной" кривой обеспеченности. Построение таких кривых аналогично предложенному Г.П.Калининым [6] для нормированных модульных коэффициентов годового стока. Общий характер пространственных и временной кривой сходен, но в отдельные годы имеют место существенные различия, очевидно, из-за ограниченности рассматриваемой территории. По-видимому, в дальнейшем целесообразно исследовать этот вопрос для всех замерзающих рек полушария. Однако уже сейчас ясна необходимость учитывать при расчетах и прогнозах близость характера ежегодных пространственных распределений к обобщенным временным. Для реализации этого определены районы и зоны, в которых сроки ледовых явлений однородны, и выявлены закономерности соотношений между сроками ледовых явлений на реках разных районов.

Обобщение сроков замерзания и вскрытия рек на основе районирования рек по признаку однородности отклонения этих сроков от нормы

было начато еще в 1941 г. Г.Р.Брегманом [2], а затем продолжено Т.И.Макаревич и другими авторами [8, 9 и др.] для некоторых рек Европейской территории Советского Союза и нами для рек Сибири.

Районы выделялись по признаку близости отклонений от нормы сроков ледовых явлений для всех находящихся в границах района участков рек в каждом году. Мера этой близости до сих пор не была исследована.

В каждом районе за каждый сезон определена районная территориальная характеристика. Это медианная величина из отклонений от нормы сроков, например, появления льда в данном году во всех пунктах наблюдений на реках района ΔT_p. Разница между отклонениями от нормы в отдельных пунктах ΔT_i и территориальной характеристикой $\Delta = \Delta T_i - \Delta T_p$ обработана статистически. Оказалось, что большие расхождения Δ чаще всего наблюдаются для участков рек, расположенных на периферии районов. Это видно на обобщенных зависимостях нормированной средней квадратической величины расхождений $\frac{S_\Delta}{\sigma}$ от расстояния ℓ между пунктом и центром тяжести района (рис. 1). По смыслу эта зависимость близка к нормированной структурной функции. Минимальная величина $\frac{S_\Delta}{\sigma}$ равна 0,2 - это расстояние, не зависящее от положения пункта наблюдений. Такая же величина расхождения за счет расстояния возникает при $\ell \approx$ 300 км, чем и определяются оптимальные размеры района - наибольшая протяженность до 600 км и площадь около 270 - 300 тыс. км^2. Разумеется, такие размеры районов являются осредненными, в зависимости от конкретных условий они меняются. Так, на равнине районы могут быть больше, чем в сильно расчлененных бассейнах; в зоне неустойчивого климата, где часты перерывы в ледовых явлениях, они должны быть меньше и т.д.

С учетом всех общих и конкретных географических условий на территории Советского Союза выделено 62 района, охватывающих все замерзающие реки с площадью бассейна свыше 10 тыс. км^2. Для этих районов вероятная величина расхождения Δ составляет около одного дня и, следовательно, территориальная характеристика надежно отражает фон сроков ледовых явлений на реках района.

Применение территориальных районных характеристик сроков замерзания и вскрытия рек в методике долгосрочных прогнозов этих явлений имеет важное преимущество: общие для обширных территорий условия возникновения аномалий сроков ледовых явлений - атмосферные макропроцессы - связываются с территориально общими характеристиками этих сроков. Это облегчает целеустремленный анализ, позволяет выявить характер процессов, формирующих крупные (во времени и простран-

стве) аномалии.

Для исследования закономерностей пространственно-временных связей сроков ледовых явлений на большой территории применена корреляция между территориальными характеристиками этих сроков в различных районах. Полученные основные зависимости коэффициентов корреляции r от расстояния между районами L приведены на рис. 2.

Они показывают прежде всего анизотропность поля аномалий сроков ледовых явлений. Для пар районов, расположенных вдоль изохрон, коэффициенты корреляции убывают с расстоянием значительно медленнее, чем для аналогичных пар, расположенных по направлению распространения ледовых явлений. Причина такого различия в том, что в первом случае понижение коэффициента корреляции вызвано различием условий, в основном метеорологических, в пространстве, а во втором добавляется еще и изменение этих условий во времени.

Существенны различия вида зависимости $r = f(L)$ и для разных сезонов. Для сроков появления льда уменьшение r с расстоянием идет медленнее, влияние разницы во времени сказывается сильнее.

Для сроков начала весеннего ледохода характерно более крутое падение r с расстоянием вдоль изохрон и меньшее влияние разницы во времени.

Существенна и еще одна особенность: для осенних ледовых явлений вид кривой безразличен к географической локализации районов, для весенних же кривая $r = f(L)$ падает особенно круто, снижаясь до существенных отрицательных значений r, если один район находится на Европейской, а другой – на Азиатской территории СССР.

Как общие черты, так и специфические особенности полей сроков ледовых явлений в основном связаны с характером метеорологических полей, в первую очередь полей температуры воздуха. Это подтверждается сходством полученных кривых зависимости $r = f(L)$ с близкими по методике их получения нормированными автокорреляционными функциями температуры воздуха, приводимыми в работах [II, I2, I7].

В конечном счете вид зависимости $r = f(L)$ определяется масштабом и сезонными особенностями атмосферных макропроцессов. Так, обычные размеры высотных гребней и ложбин в тропосфере (по широте) определяют сохранение значащей положительной величины коэффициента корреляции в зоне одинакового направления переноса от оси ложбины до оси гребня (2 – 3 тыс. км). С дальнейшим увеличением расстояния связь полностью утрачивается или даже становится обратной, но при расстоянии 5 – 7 тыс. км, т.е. при попадании в аналогичную ветвь смежного деформационного поля, коэффициенты корреляции снова стано-

вятся положительными.

Осенью для Северного полушария характерно развитие зональной циркуляции, весной - усиление меридиональной [7]. Поэтому осенью не типичны устойчивые контрасты аномалий по широте, весною же они возникают часто. При этом обеим основным формам меридиональной циркуляции [5] свойственна географическая локализация высотных ложбин и гребней, обусловливающая противоположные знаки аномалий температуры воздуха над Европейской территорией СССР и Сибирью.

Большое влияние разницы во времени на уменьшение коэффициента корреляции для сроков появления льда определяется более резким в этом сезоне изменением поля температуры во времени [14], а также меньшим влиянием инерционных факторов на эти явления по сравнению с весенними.

На основе этого анализа, с учетом конкретных географических условий - орографии, направления течения рек, времени смены синоптических сезонов [13] выделены 14 зон, внутри которых существует устойчивая связь сроков ледовых явлений ($r \geqslant 0{,}6$). Для рек каждой зоны можно при расчетах по обоснованию сроков навигации и других подобных расчетах принимать исходные даты ледовых явлений одинаковой обеспеченности; для этих рек целесообразно разрабатывать методику долгосрочных ледовых прогнозов на основе учета одних и тех же характеристик атмосферной циркуляции.

Закономерный характер изменения коэффициентов корреляции сроков ледовых явлений в зависимости от расстояния и разницы средних дат их возникновения между районами можно использовать в расчетах и прогнозах. Так, если в одном из районов возникает (или ожидается) крупное отклонение этих сроков от нормы, можно рассчитать наиболее вероятные их отклонения от нормы в других районах. Такого рода расчеты могут быть полезны при согласовании долгосрочных прогнозов по большой территории.

Можно также задать в качестве исходных данных те или иные, например, неблагоприятные с хозяйственной точки зрения, сроки ледовых явлений в каком-либо районе. Выполненные примеры таких расчетов показали, во-первых, близость рассчитанных "обусловленных" кривых к пространственным кривым обеспеченности для реальных сезонов с такими же наибольшими отклонениями от нормы, как принятые за исходные, и, во-вторых, заметный экономический эффект, который может дать их применение при планировании навигации на реках большой территории.

Все исследование было нами выполнено для ежегодно замерзающих судоходных рек Советского Союза. Естественно, на этой конференции воз-

никает вопрос о применимости полученных выводов к срокам ледовых явлений на Дунае. Неустойчивость ледового режима здесь вносит много своеобразия и затрудняет дело. Однако районирование в бассейне Дуная по принципу однородности отклонений сроков ледовых явлений от нормы успешно выполнено Т.Н.Макаревич [10] и применяется в ее исследованиях по долгосрочным прогнозам.

Мы, со своей стороны, попытались прокоррелировать отклонения от нормы сроков устойчивого появления льда в среднем течении и в низовьях Дуная и на реках 20 районов Советского Союза. Полученные коэффициенты корреляции удовлетворительно согласуются с теми, какие можно получить по приведенным выше зависимостям, исходя из расстояний и разницы средних дат появления льда на Дунае и на реках рассмотренных районов. Вероятное расхождение не превышает 0,1, т.е. не отличается от полученного при аналогичной проверке для рек Советского Союза.

Необходимо отметить, что все сделанное в области анализа статистической структуры полей сроков ледовых явлений является лишь первым шагом на пути к созданию новых методов долгосрочных прогнозов, основанных на исследовании структурных связей между атмосферными и гидрологическими процессами на больших пространствах.

Литература

1. Багров Н.А., Мякишева Н.Н. Некоторые характеристики аномалий средних месячных температур воздуха. Труды ММЦ, вып. 9, 1966.
2. Брегман Г.Р. О методике фоновых прогнозов вскрытия рек. Труды НИИ ГУГМС, сер. IУ, вып. 3, 1941.
3. Гинзбург Б.М. Вероятностные характеристики сроков замерзания и вскрытия рек и водохранилищ. Сб. докладов УI Конференции придунайских стран по гидрологическим прогнозам. Киев, 1972.
4. Гинзбург Б.М. О пространственно-временных связях сроков ледовых явлений на реках Советского Союза. Экспресс-информация ВНИИГМИ, 1972.
5. Гирс А.А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Гидрометеоиздат, Л., 1960.
6. Калинин Г.П. Проблемы глобальной гидрологии. Гидрометеоиздат, М., 1968.
7. Кац А.Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Гидрометеоиздат, Л., 1960.

8. Макаревич Т.Н. Методика долгосрочного прогноза замерзания рек северо-запада СССР. Труды ГГИ, вып. 58(II2), I956.
9. Макаревич Т.Н., Анискина Н.А. Особенности формирования осенне-зимнего ледового режима и предсказание сроков появления льда на реках Прибалтики. Труды ГГИ, вып. 80, I962.
I0. Макаревич Т.Н., Анискина Н.А. К прогнозу продолжительности ледовых явлений на Дунае. Сб. докладов УI Конференции придунайских стран по гидрологическим прогнозам. Киев, I972.
II. Мелешко В.П., Гусева Н.П. Расчет некоторых статистических характеристик для полей температуры и влажности. Труды ГГО, вып. I65, I964.
I2. Мещерская А.В., Леднева К.В., Попова Н.Д. К расчету корреляционных функций средней суточной температуры с учетом годового хода. Труды ГГО, вып. 236, I969.
I3. Пагаева С.Т., Аристов Н.А., Блюмина Л.И., Туркетти З.Л. Основы синоптического метода сезонных прогнозов погоды. Гидрометеоиздат, Л., I966.
I4. Решинская Р.П. Об устойчивости естественных функций времени поля давления. Труды ГГО, вып. 236, I969.

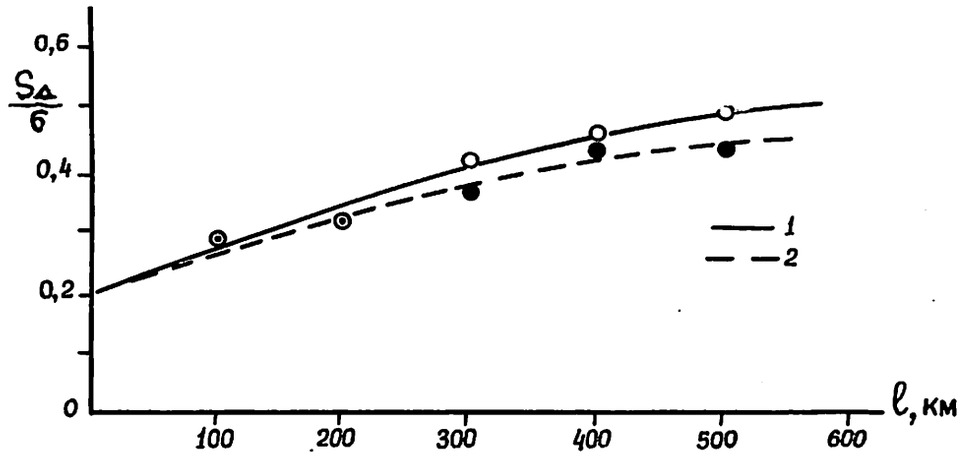


Рис. I. Зависимость нормированных квадратичных величин расхождений локальных и территориальных характеристик сроков ледовых явлений ($\frac{S_\Delta}{\sigma}$) от расстояния между пунктом наблюдений и центром тяжести бассейна (ℓ): I) для сроков появления льда; 2) для сроков начала весеннего ледохода.

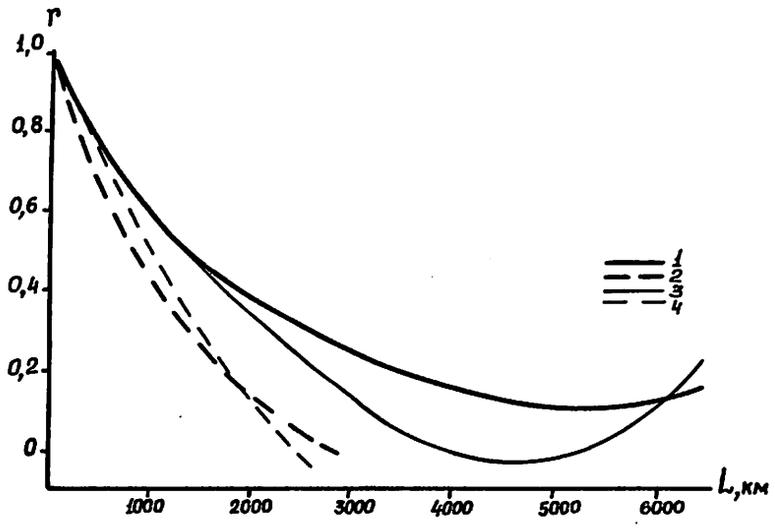


Рис. 2. Графики зависимости коэффициентов корреляции сроков ледовых явлений от расстояния между районами: I - по направлению изохрон сроков появления плавучего льда; 2 - по направлению распространения появления плавучего льда; 3 - по направлению изохрон сроков начала весеннего ледохода; 4 - по направлению распространения весеннего ледохода.

ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ДУНАЯ

Т.Н.Макаревич, З.А.Ефимова, В.А.Румянцев, Л.К.Савина

(СССР)

Р е з ю м е

В работе предлагается использовать один из новых разделов теории случайных процессов - теорию выбросов - для описания временной изменчивости характеристик ледового режима. Применение этого аппарата позволяет получать более подробные сведения о вероятностной структуре исследуемых элементов и тем самым может способствовать более рациональному проведению основанных на ней экономических расчетов. Приводятся вероятностные характеристики выбросов, полученные для различных участков Дуная, и дается их анализ.

Z u s a m m e n f a s s u n g

In der dargebotenen Arbeit wird die Benutzung eines der neuen Abteile von der Theorie der Zufallsprozesse, und nähmlich der Theorie des Ausschlages, für die Beschreibung der sich mit der Zeit verändernden Charaktereigenschaften der Eisverhältnisse vorgeschlagen. Die Benutzung von diesem Apparat ermöglicht es, ausführliche Angaben betreffs der Wahrscheilichkeitsstruktur der zu erforschten Elemente zu bekommen und dadurch der rationeller Ausführung der darauf gegründeten ökonomischen Berechnung beizutragen. Es worden die Wahrscheinichkeitscharaktereigenschaften der Ausschläge angegeben, die für die verschiedene Bezirke des Donaugebiets bekommen worden waren und es wir auch die Analyse jener Charaktereigenschaften beeigeführt.

При решении многих экономических вопросов, связанных, например, с планированием работы судоходства, возникает необходимость исследования временной изменчивости характеристик ледового режима. Кроме знания средних и различных вероятностных значений, которыми обычно располагает исследователь, необходимо иметь более подробные сведения о временном ходе некоторых элементов ледового режима, подверженным, как показывает анализ, значительным колебаниям. Более подробную картину об изменчивости характеристик ледового режима во времени можно получить, в частности, имея сведения о частоте появления и продолжительности периодов превышения заданных величин. Для получения таких сведений может быть использован аппарат теории случайных выбросов [1]. Основные сведения об этом аппарате и о возможностях его применения при исследованиях временных гидрологических рядов приведены в работе [2], поэтому здесь мы ограничиваемся только представлением конечных формул.

Будем рассматривать ряд наблюденных значений некоторой характеристики ледового режима, например, даты появления льда, как случайную последовательность $x(t_j)$. Считается, что в момент времени t_j имеет место выброс случайной последовательности за уровень x_0, если выполняется условие

$$x(t_j) \leq x_0, x(t_{j+1}) > x_0 , \qquad (1)$$

состоящее в превышении значением последовательности некоторой заданной величины x_0. Продолжительность выброса θ_{x_0} представляет собой отрезок времени (в нашем случае - число лет подряд), в течение которого значение последовательности превышает

$$X(t_j) = X_0, \underbrace{X(t_{j+1}) > X_0, X(t_{j+2}) > X_0, \ldots, X(t_{j+0}) > X_0,}_{\theta_{x_0}} X(t_{j+0+1}) < X_0 \qquad (2)$$

Частота появления выбросов $\bar{\nu}_{x_0}$ (среднее число выбросов в единицу времени) определяется по выражению

$$\bar{\nu}_{x_0} = \int_{-\infty}^{x_0} \int_{x_0}^{\infty} P_2[X(t_j), X(t_{j+1})]\, dx(t_j)\, dx(t_{j+1}), \qquad (3)$$

где $P_2[X(t_j), X(t_{j+1})]$ - двумерная плотность распределения значений случайной последовательности.

Выражение для определения средней продолжительности выбросов $\bar{\theta}_{x_0}$ имеет вид

$$\bar{\theta}_{x_0} = \frac{1 - F(x_0)}{\int_{-\infty}^{x_0}\int_{x_0}^{\infty} P_2[X(t_j), X(t_{j+1})]dx(t_j)dx(t_{j+1})} \qquad (4)$$

а средняя продолжительность интервалов между выбросами определяется по выражению

$$\bar{W}_{x_0} = \frac{F(x_0)}{\int_{-\infty}^{x_0}\int_{x_0}^{\infty} P_2[X(t_j), X(t_{j+1})]dx(t_j)dx(t_{j+1})}, \qquad (5)$$

где $F(x_0)$ - функция распределения значений последовательности, взятая при уровне x_0.

В случае стационарной последовательности двумерная плотность распределения $P_2[X(t_j), X(t_{j+1})]$ не зависит от индекса j и, следовательно, все характеристики выбросов будут иметь неизменные значения $\bar{\nu}_{x_0}$, $\bar{\theta}_{x_0}$ и $\bar{W}_{x_0}$ для любого момента времени t_j.

Из приведенных выражений (3) - (5) видно, что для получения характеристик выбросов случайной последовательности необходимо располагать одномерной вероятностью непревышения $F(x_0)$ и двумерной плотностью $P_2[X(t_j), X(t_{j+1})]$, которая может быть записана как произведение безусловной плотности $P[X(t_j)]$ на условную $P[X(t_{j+1}), X(t_j)]$

$$P_2[X(t_j), X(t_{j+1})] = P[X(t_j)] \cdot P[X(t_{j+1}), X(t_j)] \qquad (6)$$

В настоящей работе приведены результаты анализа ледового режима Дуная для участков с естественными условиями гидрологического режима реки - от Братиславы до Нови-Сада и от Корабии до устья. Зона подпора от ГЭС "Железные Ворота" и зона ниже ГЭС, на которую распространяется ее влияние, во внимание не принимались. В расчетах использовались материалы наблюдений с 1900 по 1971 г.

Эмпирическая плотность распределения $P_2^*[X(t_j), X(t_{j+1})]$, полученная по формуле (6) как произведение эмпирических одномерных плотностей $P^*[X(t_j)]$ и $P^*[X(t_{j+1}), X(t_j)]$, определенных по данным небольшого ряда

наблюдений, обычно бывает недостаточно надежной для применения в последующих расчетах. В таких случаях в качестве возможного способа повышения ее надежности можно предложить рассмотрение данных наблюдений нескольких пунктов совместно. При этом подразумевается, что для объединяемых пунктов принимается гипотеза об однородности двумерных плотностей распределения. В случае нормальной последовательности, когда двумерная плотность полностью определяется младшими моментами, необходимым и достаточным условием существования единой двумерной плотности распределения является выполнение гипотез однородности одномерных функций распределения и временных корреляционных функций. В остальных случаях последнее условие является необходимым, но, строго говоря, недостаточным условием однородности двумерных плотностей распределения. Однако из-за отсутствия критериев для проверки однородности двумерных плотностей распределения, в настоящей работе при объединении материалов наблюдений нескольких пунктов мы ограничились использованием только указанного условия.

Проведенная проверка однородности эмпирических внутрирядных корреляционных функций продолжительности ледовых явлений, полученных по материалам наблюдений 20 пунктов, показала, что различия между ними в статистическом смысле являются незначительными, поэтому для всего Дуная может быть принята единая средневзвешенная оценка корреляционной функции.

Аналогичный вывод был получен и в отношении корреляционных функций дат появления льда. Осредненные по всему течению Дуная (за исключением зарегулированных участков) корреляционные функции дат появления льда и продолжительности ледовых явлений приведены на рис. I.

В отличие от временных корреляционных функций по кривым распределения вероятностей дат появления льда и продолжительности ледовых явлений весь Дунай разбивается на четыре однородных участка, расположенных в различных климатических и орографических районах: I - от г.Братиславы до г.Будапешта, II - г.Будапешт - г.Нови-Сад, III - г.Корабия - г.Олтеница, IУ - ниже г.Олтеницы до устья. Кривые распределения, построенные по осредненным для этих участков данным, приведены на рис. 2 и 3.

Различия в кривых обеспеченности элементов ледового режима для отдельных участков реки обусловлены отличием их режима, который в свою очередь является результатом взаимодействия многочисленных причин - синоптических условий, географического положения, морфологии реки и т.д.

Плавучий лед на Дунае образуется с вероятностью 70-80%. Наибольшая

вероятность появления льда отмечается на П участке - 85%, наименьшая - на Ш участке - 70%.

Интенсивное охлаждение в бассейне Дуная начинается в ноябре при затоках холодного воздуха с севера. К этому периоду относится раннее появление льда на I и П участках (соответственно 20-22 ноября и I7-24 ноября); на Ш и IУ участках раннее появление льда наблюдалось в декабре (7-I3/XП). Разница в сроках появления льда на верхних и нижних участках, составляющая примерно 2-3 недели, обусловлена, главным образом, поступлением на нижние участки теплых вод притоков Савы и Дравы. Заметим также, что в некоторые годы отдельные похолодания не являются достаточно интенсивными для ледообразования на нижних участках и приводят к появлению льда только на самом верхнем I-ом участке.

Наиболее ранее появление льда отмечалось в I902 (на 27-4I день раньше нормы), в I92I (на 22-32 дня) и в I925 (на 25-30 дней) годах, а наиболее позднее - зимы I9I8-I9 и I955-56 гг., в которые лед появился только в феврале: на I и П участках с 9 по I4 февраля, на Ш и IУ - с 5 по 23 февраля, то есть в сроки, соответственно на 36 и 40 дней позднее многолетних значений.

Таким образом, амплитуда колебания сроков начала ледообразования достаточно велика и составляет около 80 дней, что свидетельствует о возможности появления льда в течение всей зимы.

В среднем (за период I900-I967 гг.) лед на Дунае от Братиславы до устья появляется в довольно близкие сроки - с I по 4 января.

Продолжительность ледовых явлений (число дней со льдом) колеблется в значительных пределах - от 0 до 90 дней. Средняя величина ее по I-IУ участкам составляет соответственно 22, 3I, 23 и 33 дня. Наибольшая устойчивость и продолжительность отмечается в низовье реки, что связано с доступностью вторжениям воздушных масс с севера, малыми уклонами водной поверхности, меньшими скоростями течения и разветвленностью русла; в отдельные годы (I928-29, I933-34, I939-40, I94I-42) она превышала 80 дней, достигнув в I953-54 г. 9I дня. На среднем Дунае (на участке Будапешт - Нови-Сад) с менее суровыми зимами, но с более благоприятными для ледообразования условиями, максимальная продолжительность ледовых явлений также очень велика, наибольшее ее значение составляет 86 дней (I946-47 г.). На I и Ш участках, характеризующихся меньшей устойчивостью ледообразования, наибольшая продолжительность наблюдалась в I928-29 г. - 8I день (I участок) и в I953-54 г. - 86 дней (Ш участок).

Следует отметить, что при довольно близких значениях максимальной

продолжительности ледовых явлений по всему Дунаю, вероятность ее по участкам различна. Так, если обеспеченность продолжительности 80 дней на П и IУ участках составляет 6-7%, то на I и Ш участках она равна 2-3%.

В соответствии с высказанным условием однородности двумерных плотностей распределения по результатам проверки однородности корреляционных функций и кривых обеспеченностей все течение Дуная было разбито на четыре указанных выше участка. Для каждого выделенного участка по объединенным материалам наблюдений входящих в них пунктов были построены эмпирические двумерные плотности распределения для продолжительности ледовых явлений и дат появления льда. Принимая во внимание, что при проведении экономических расчетов величины редкой повторяемости характеристик ледового режима обычно не учитываются, полученные двумерные плотности распределения вполне пригодны в данном случае для использования их в последующих расчетах вероятностных характеристик выбросов. Результаты расчетов характеристик выбросов по формулам (3) - (5), выполненных численным путем, приведены на рис. 4-9. Дадим к ним некоторые пояснения.

На рис. 4, 5 видно, что по обеим рассматриваемым характеристикам ледового режима каждому участку отвечает своя кривая частоты выбросов, причем для продолжительности ледовых явлений различия в кривых выражены более отчетливо, чем для дат появления льда. Отметим одномодальный характер кривых, а также то, что максимальные значения имеют место в обоих случаях для уровней, несколько меньше по величине средних значений. Для продолжительности ледовых явлений наиболее часто выбросы над высокими уровнями наблюдаются на IУ участке, несколько реже - на П и значительно реже - на Ш и I участках. Если взять уровень, например, 50 дней, то на рис. 4 следует, что большая продолжительность ледовых явлений встречается на IУ участке примерно в I,I раза чаще, чем на П-ом, в I,7 чаще чем на Ш-ем и в 2,I раза - по сравнению с I участком. Что касается дат появления льда, то здесь, как уже было сказано выше, различия в кривых частоты выбросов выражены менее отчетливо и проявляются, главным образом, для уровней, соответствующих поздним срокам появления льда. Например, для уровня +35 частота выбросов на I участке примерно одинакова с таковой для Ш участка, в I,I раза больше, чем на IУ-ом и в I,6 больше чем на П-ом.

На рис. 6, 7 для рассматриваемых характеристик ледового режима приведены средние продолжительности выбросов. Для сроков появления льда можно отметить почти полное совпадение кривых продолжительности выбросов для Ш и IУ участков, а также их довольно значительное отли-

чие от остальных кривых. Так, если средняя продолжительность выбросов над уровнем - 22 на П участке примерно равна 9 годам, а на I-ом - I2, то на Ш и IУ она составляет уже около 2I года, то есть примерно в два раза больше, чем на предыдущих участках. В отличие от сроков появления льда для второй рассматриваемой характеристики ледового режима различия в кривых продолжительности выбросов выражены в меньшей степени. При проведении практических расчетов можно пользоваться, по-видимому, одной или, по крайней мере, двумя осредненными кривыми (I-Ш и П-IУ).

В заключение отметим, что при сравнении между собой данных различных участков в качестве комплексного показателя временной изменчивости некоторой характеристики ледового режима целесообразно использовать кривую отношения средней продолжительности выбросов к средней продолжительности выбросов выше нормы

$$\frac{\bar{\theta}_{x_0}}{\bar{\theta}_{x_0=\bar{x}}} = f(x_0)$$

Чем выше проходит такая кривая, тем более устойчиво во времени поведение рассматриваемой характеристики. Кривые изменчивости (или устойчивости) дат появления льда и продолжительности ледовых явлений для различных участков Дуная приведены на рис. 8, 9.

Литература

I. Тихонов В.И. Теория случайных выбросов. М., I97I.
2. Румянцев В.А. Применение теории случайных выбросов к исследованию временных гидрологических рядов. Труды ГГИ, вып. 2II, I973.

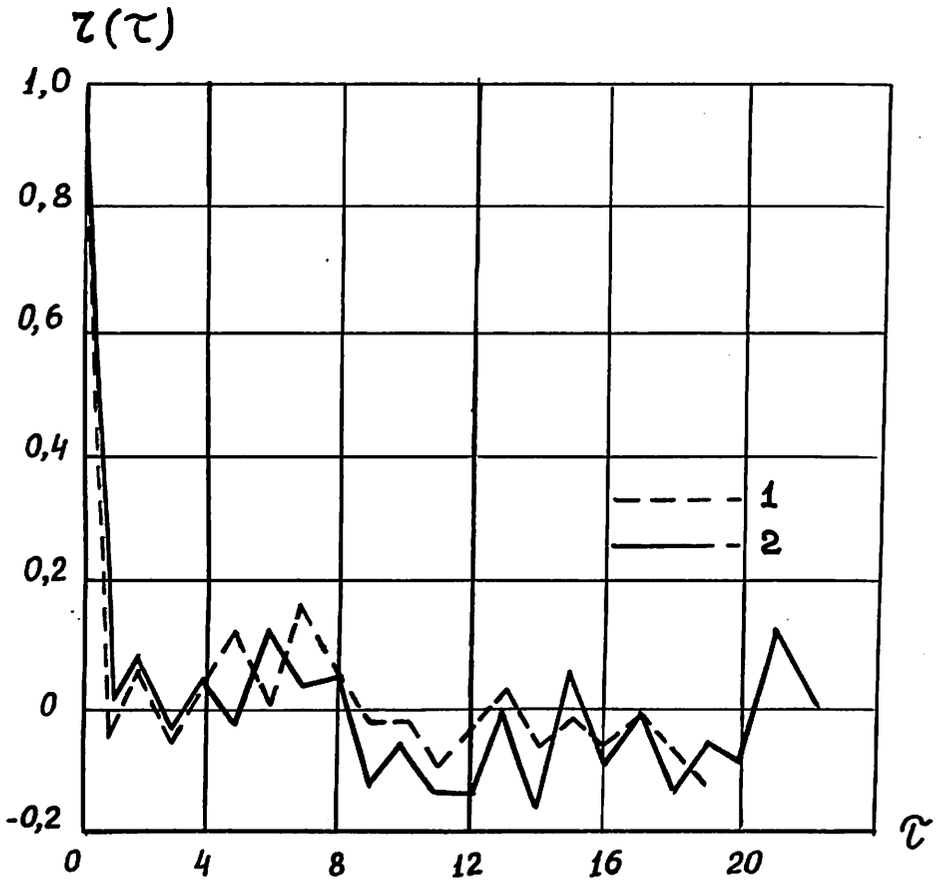


Рис.I. Внутрирядные корреляционные функции. I - для продолжительности ледовых явлений, 2 - для сроков появления льда.

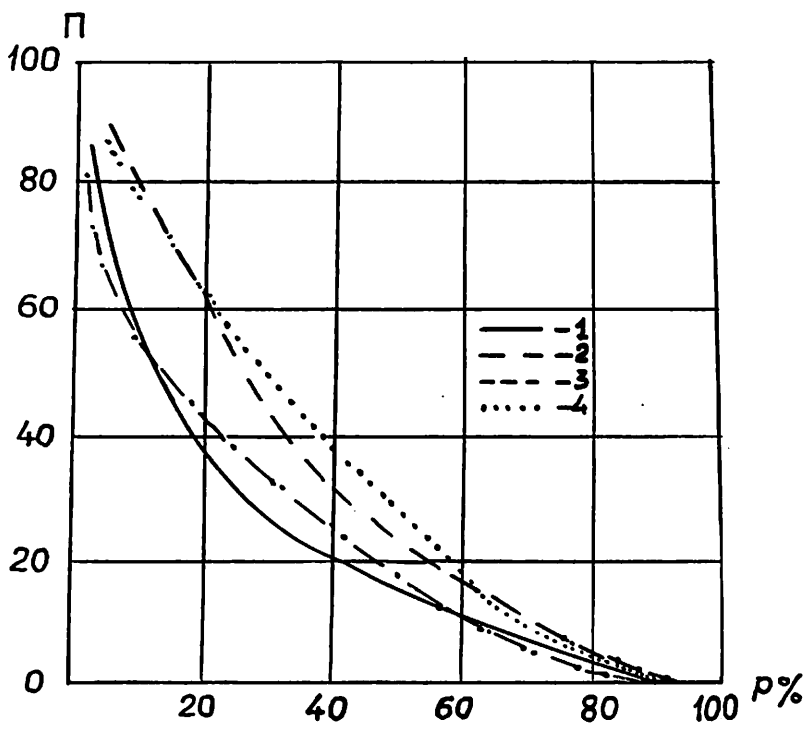


Рис.2. Кривые обеспеченностей P продолжительности ледовых явлений $П$ на участках Дуная: I - г.Братислава - г.Будапешт, 2 - г.Будапешт - г.Нови - -Сад, 3 - г.Корабия - г.Олтеница, 4 - ниже г.Олтеницы до устья.

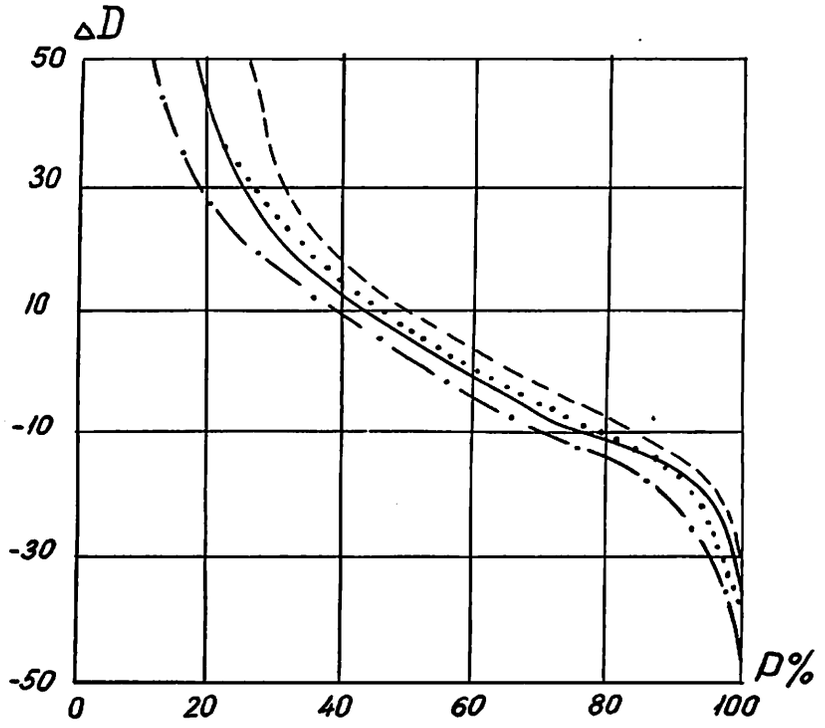


Рис.3. Кривые обеспеченностей P для сроков появления льда ΔD на Дунае. (Условные обозначения на рис.2)

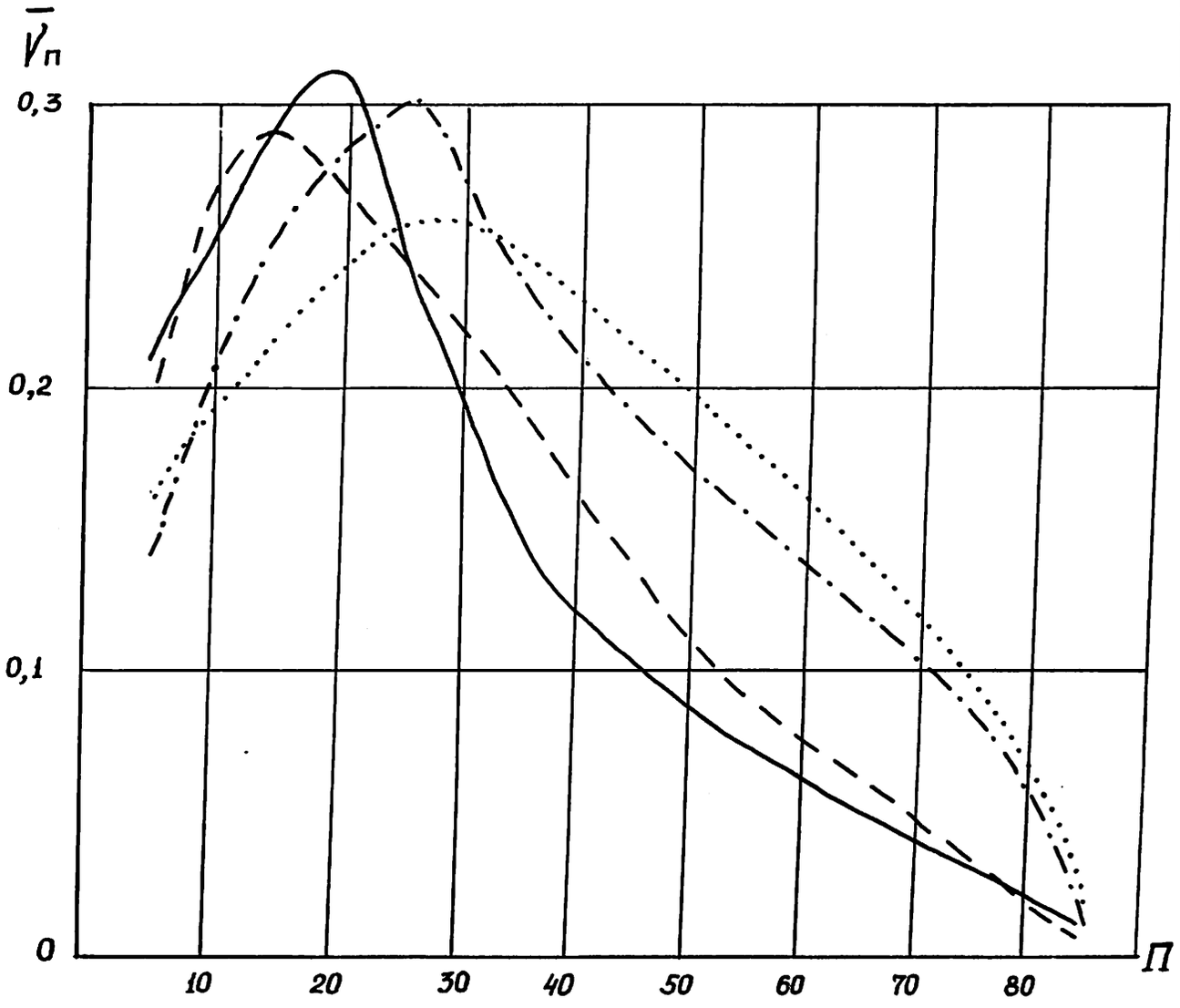


Рис.4. Кривые частоты выбросов $\bar{\nu}_п$ для продолжительности ледовых явлений $П$ на Дунае.
(Условные обозначения на рис.2)

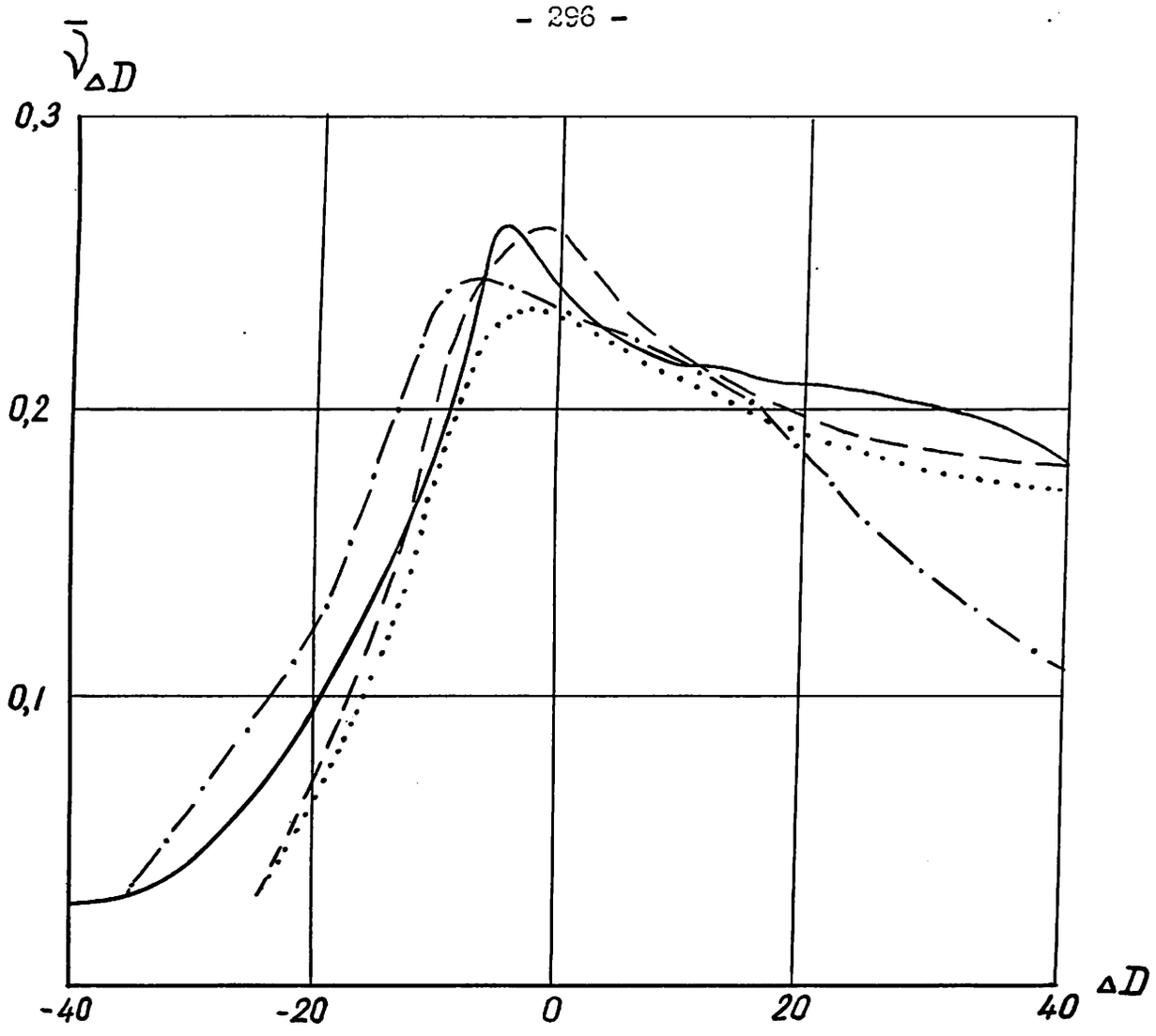


Рис.5. Кривые частоты выбросов $\bar{\nu}_{\Delta D}$ для сроков появления льда ΔD на Дунае. (Условные обозначения на рис.2).

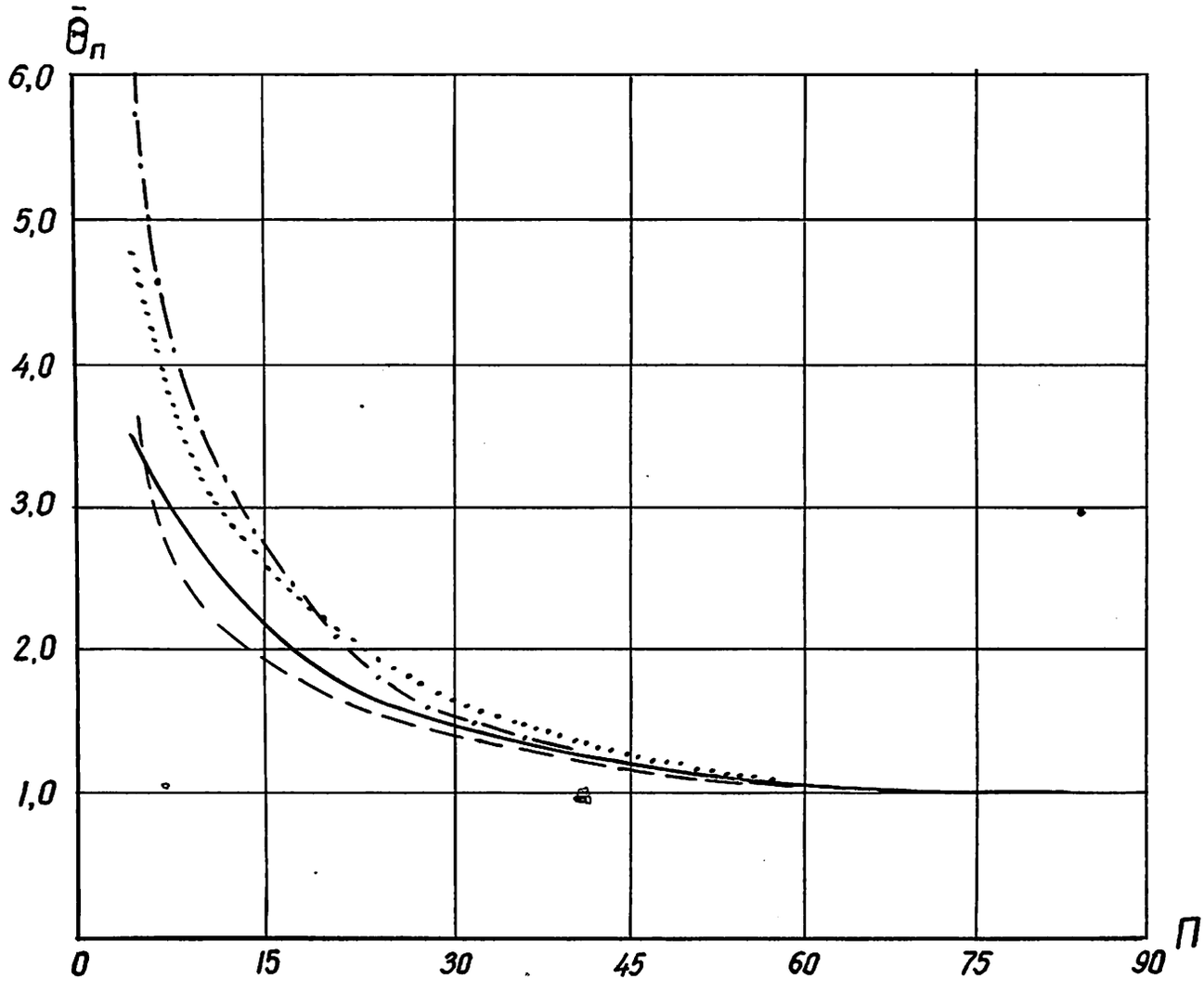


Рис.6. Кривые средней продолжительности выбросов ($\bar{\theta}_п$) для продолжительности ледовых явлений ($П$) на Дунае. (Условные обозначения на рис.2)

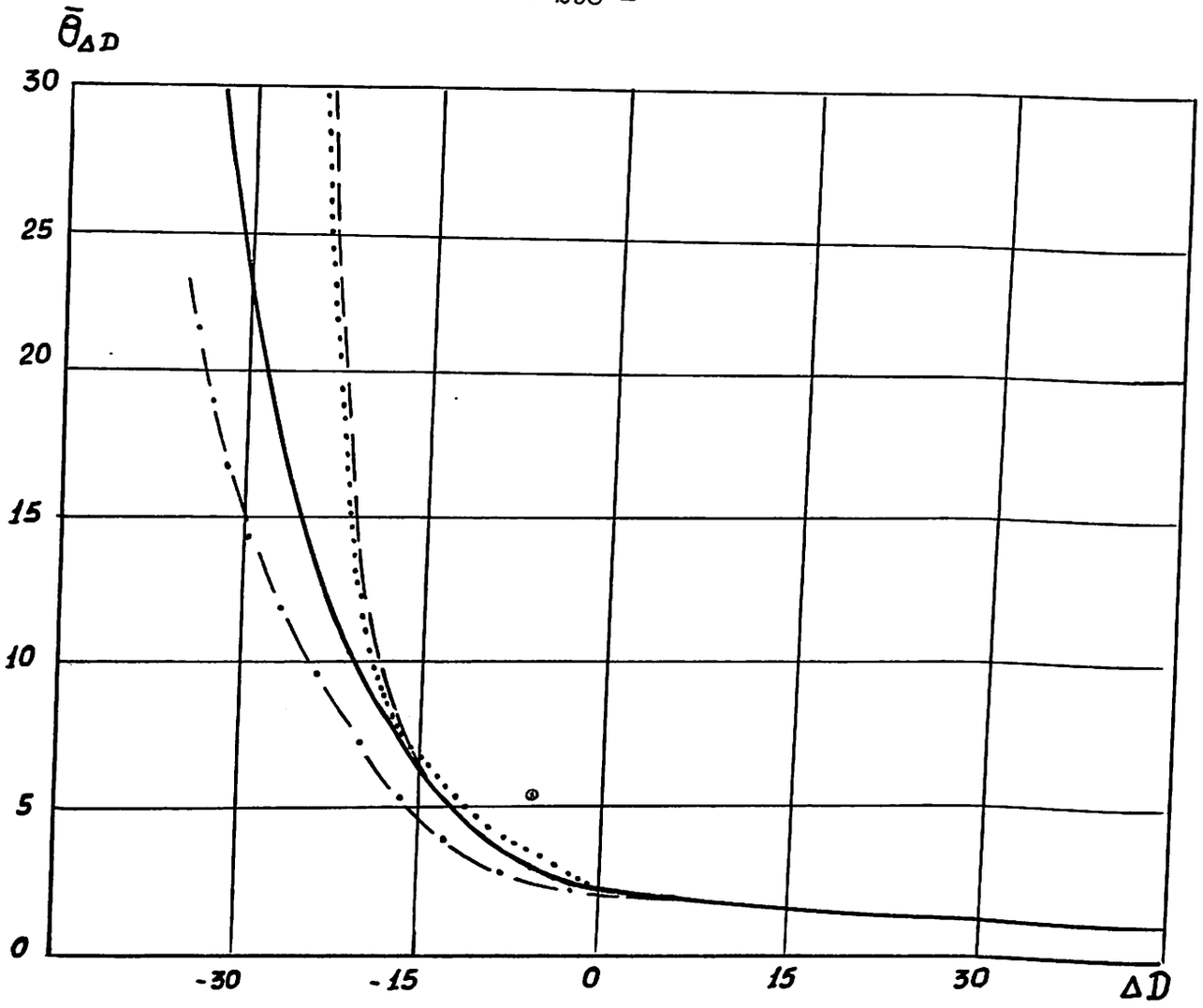


Рис.7. Кривые средней продолжительности выбросов $\bar{\theta}_{\Delta D}$ для сроков появления льда на Дунае ΔD . (Условные обозначения на рис.2)

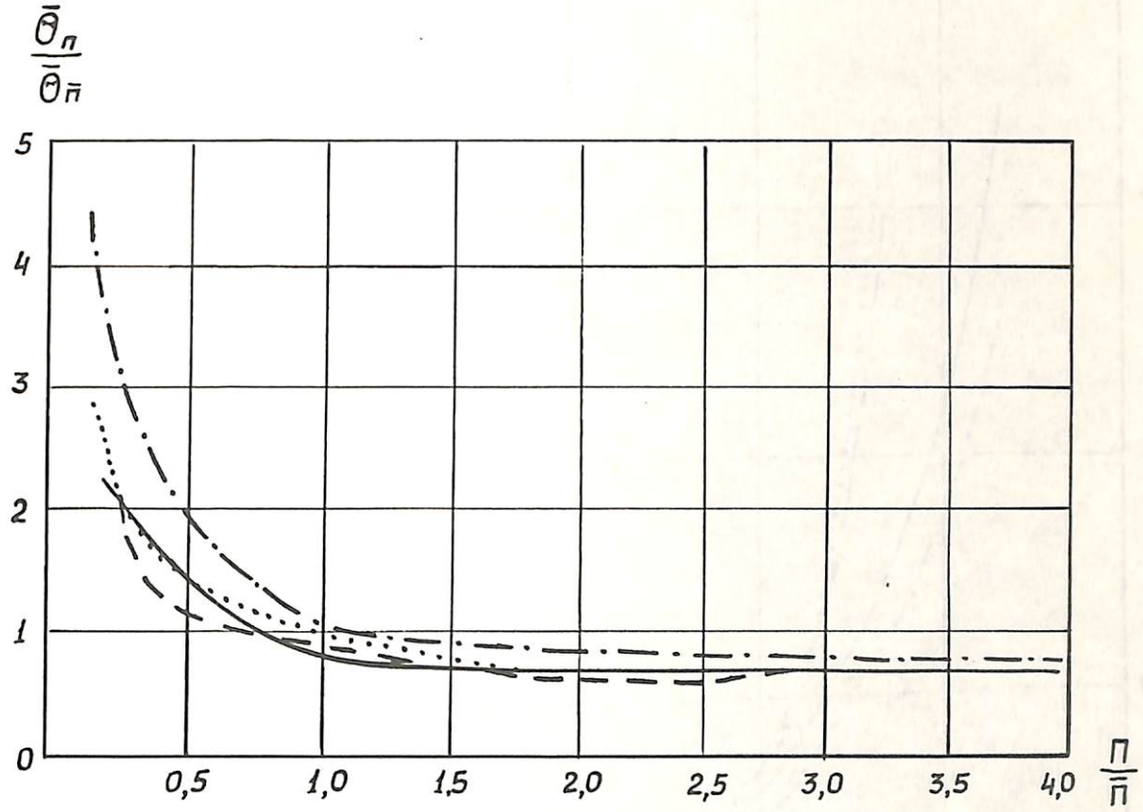


Рис.8. Кривые устойчивости $\frac{\bar{\theta}_n}{\bar{\theta}_{\bar{n}}}$ продолжительности ледовых явлений $\frac{n}{\bar{n}}$ на Дунае.
(Условные обозначения на рис.2)

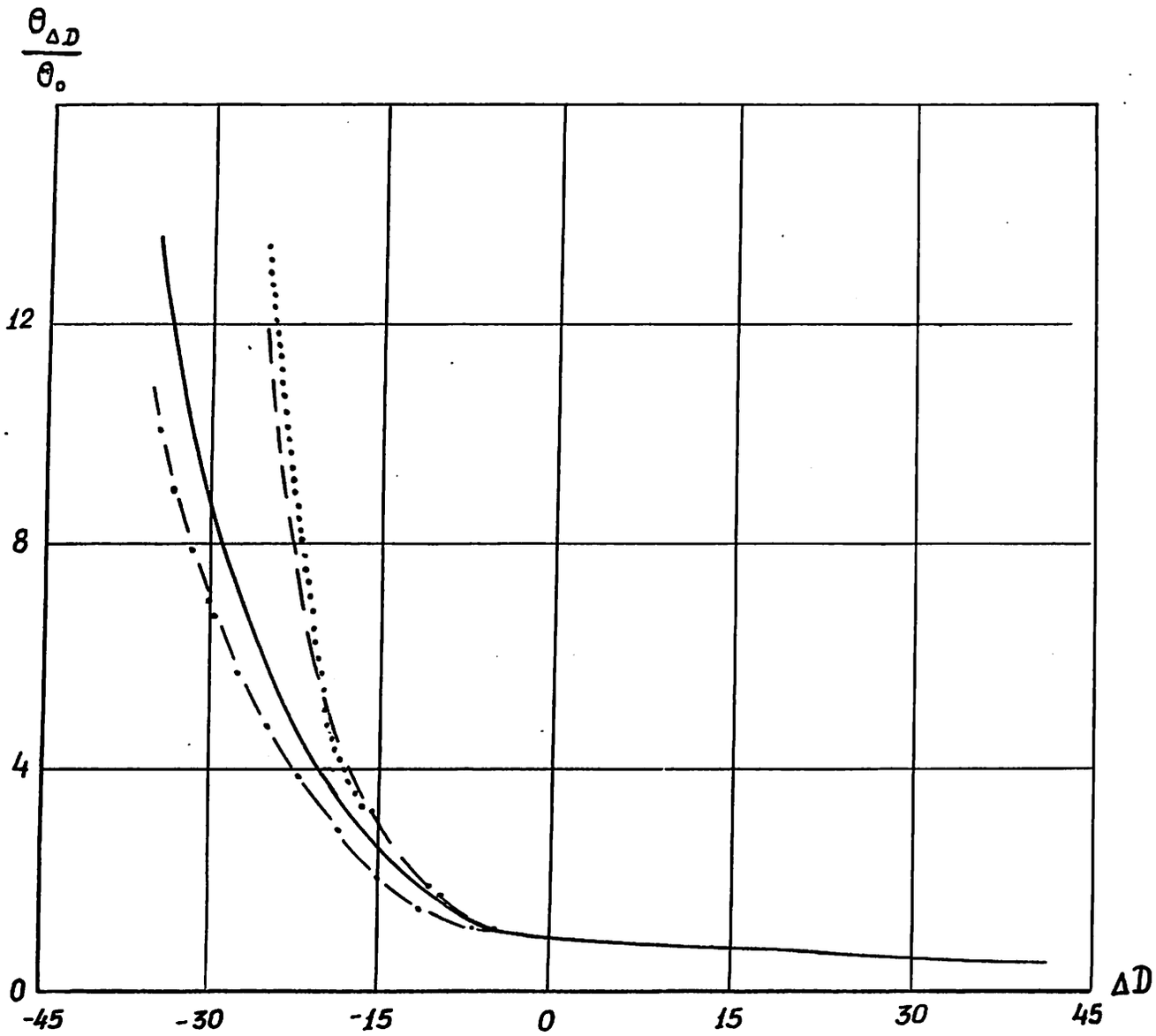


Рис.9. Кривые устойчивости $\frac{\theta_{\Delta D}}{\theta_0}$ для сроков появления льда на Дунае ΔD .
(Условные обозначения на рис.2)

ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА р.ДУНАЙ НА БОЛГАРСКОМ УЧАСТКЕ

Стефан Й. Стефанов

1. Постановка проблемы

Ледовые явления на р.Дунай на болгарском участке наблюдаются в зимние месяцы, а иногда и в марте месяце. Циркуляционные условия ледовых явлений по р.Дунай и особенности ледовых явлений на болгарском участке исследованы автором в /1, 2, 3, 4, 5, 7, 8/.

Проблема долгосрочного прогноза ледовых явлений по р.Дунай, всущности, идентична с прогнозом характера зимы над участком Нижнего Дуная. Известно, что зимы в Нижнем Дунае за продолжительный период могут быть подразделены на теплые, холодные и нормальные. При теплых и холодных зимах могут быть выделены и подтипы чрезвычайно теплых и чрезвычайно холодных зим /6, 8/. В теплые зимы по течению р.Дунай на болгарском участке ледовых явлений (появление ледохода и замерзание реки) почти не наблюдается. В нормальные зимы, в условиях продолжительных похолоданий, часто возможен,в одном или нескольких районах реки, кратковременный, а в восточных районах и более продолжительный, ледоход. Замерзания реки на болгарском участке не наблюдается. В холодные зимы и особенно в чрезвычайно холодные регулярно, кроме ледохода большой или средней продолжительности, наступает, главным образом в январе, и, чаще всего, в восточных участках р.Дунай (Русе--Силистра) замерзание реки /4, 8, 9/. Следовательно, ледовые явления по р.Дунай, в различной фазе и степени, зависят от температурных условий зимой над рекой.

Поэтому составление обоснованного научного долгосрочного прогноза ледовых явлений на р.Дунай зависит от прогноза температурных условий зимой и в зимние месяцы.

1.1. Для решения указанного выше вопроса были исследованы температурные и осадковые условия месяцев и сезонов предшествующих

различных типов зим и различных типов зимних месяцев. Допускали, что если действительно в циркуляции атмосферы над Северным полушарием, в частности над Европейским синоптическим районом (ЕСР), имелись реперные процессы, то они не могли не проявиться, в одном или другом смысле, в температурных и осадковых условиях над Нижним Дунаем в один весьма продолжительный период.

Кроме того, исходя из положения, что аномалии среднемесячных температур всегда меньше аномалий среднесуточных, что аномалии среднесезонных температур меньше аномалий среднемесячных температур, то допускается, что при различных типах зим в температурном отношении (нормальные, холодные и теплые) должны до них и после них существовать месяцы или сезоны аналогичные или антианалогичные им. Эти месяцы и сезоны могут служить индикатором характера следующей зимы.

Исходя из указанных выше предпосылок, за 80 летний период были исследованы температурные и осадковые особенности месяцев и сезонов предшествующих и следующих отдельных типов зим и зимних месяцев.

1.2. Различные типы зим мы брали из работ /6, 8/, которые дополнили за последние 5 лет, так был образован период 1892/1893 - 1971/1972 гг (80 лет). Зимы этого периода как холодные, нормальные и теплые, выраженные численно, - 22(27,5%), 34(42,5%) и 24(30,0 %) представлены в таблице 1. В этой же таблице даны и холодные зимние месяцы: XII-27(33,7%), I-34(42,5%) и II-25(31,3%); нормальные зимние месяцы: XII-17(21,3%), I-16(20,0%) и II-24(30,0%) и теплые зимние месяцы: XII-36(45,0%), I-30(37,5%) и II-31(38,8%).

1.3. В /8/ даны характеристики различных типов зим и зимних месяцев. Здесь не будем останавливаться на этом вопросе. Отдельные месяцы и сезоны предшествующих и следующих различных типов зим в нашем исследовании были определены как такие с нормальными температурами или осадками, с температурами или осадками выше нормы и с температурами или осадками ниже нормы. Для определения особенностей

сезонов и месяцев, как индикаторов прогноза зимы, а оттуда и ледовых явлений на р.Дунай, мы взяли месяцы и сезоны всего года до наступления зимы, которая прогнозируется.

2. Температурные и осадковые особенности месяцев и сезонов перед различными типами зим

2.1. Температурные и осадковые особенности некоторых месяцев и сезонов, предшествующих нормальной в температурном отношении зиме на Нижнем Дунае.

2.1.1. Некоторые особенности нормальных зим в Болгарии.

2.1.1.1. Нормальные в температурном отношении зимы формируются из месяцев с нормальными среднемесячными температурами, с температурами выше и ниже нормы. В исследованном периоде 34 нормальные зимы (таблица 1) составляет 33 (32,4%) месяца с нормальными, 38 (37,4%) месяцев со среднемесячными температурами выше нормы и 31 (30,4%) месяц со среднемесячными температурами ниже нормы.

2.1.1.2. Нормальная зима в осадковом отношении чаще всего не совпадает с нормальной зимой в температурном отношении. Нормальная зима в температурном отношении состоит из месяцев с количеством осадков меньше нормы, причем частота месяца декабря в них достигает 51,4%. Нормальные зимы в 50% случаев проявляются с осадками меньше нормы и в 35 % - с осадками больше нормы.

2.1.2. Температурные особенности месяцев и сезонов перед нормальной зимой.

2.1.2.1. Анализ месяцев в температурном отношении, предшествующих нормальной зиме, как можно видить на рис.1, показывает, что наибольшую повторяемость, как теплый или нормальный вместе, имеет апрель (83,0%), а наиболее холодным или нормальным также вместе является месяц июль (86,0%). Месяц июнь с наибольшей повторяемостью (44,1%) только как нормальный, а месяц ноябрь - только как теплый (60,0%).

Следует вывод, что тенденции нормальной зимы можно заметить в температурных условиях стоящих перед ней ноября, июля, июня и апреля, особенно июля и апреля. Первый как холодный, а второй как теплый.

2.1.2.2. Рассмотренные температурные условия сезонов, как целое, перед нормальной зимой дают возможность считать, что осени перед нормальными зимами, как и предыдущие зимы, чаще всего оказываются теплыми или нормальными. Их частота соответственно 74,0 и 77,0%. Лета такой же частоты оказываются холодными или с нормальными температурами.

2.1.3. Осадковые особенности месяцев и сезонов перед нормальной зимой.

2.1.3.1. Осадковое положение месяцев и сезонов перед нормальной зимой показывает, что осень чаще всего с осадками ниже нормы, причем частота этих осеней с осадками ниже нормы или нормальными достигает 68%. Наиболее показательным в этом отношении является октябрь - частота до 76% (рис.2), предшествующее лето имеет такую же тенденцию (70,0%). Самым сухим оказывается август, при котором с частотой 73,0% осадки бывают ниже нормы или около нормы.

Предшествующая весна, как правило, с осадками. В 76% случаев весны с количеством осадков больше нормы или нормальным. Особенно с большим количеством осадков оказывается месяц май. Предшествующая зима, подобно предстоящей весне, бывает чаще всего с осадками. Чаще всего декабрь имеет количество осадков больше нормы.

2.1.3.2. Если обобщим осадковые условия в месяцы перед нормальной зимой, как ее индикатор, приходим к выводу, что особое внимание следует обратить на месяцы октябрь, август, май и декабрь предыдущей зимы.

2.2. Температурные и осадковые особенности месяцев и сезонов перед холодной зимой.

2.2.1. Некоторые особенности холодных зим.

2.2.1.1. Холодные зимы, как показывает исследование, формируются из месяцев с нормальными среднемесячными температурами - 22,7 %, из месяцев с температурами выше нормы - 6,1 % и из месяцев с температурами ниже нормы - 71,2 % (таблица 1).

Из месяцев с нормальными температурами одинаковую частоту имеют декабрь и февраль. Из всех месяцев холодных зим январь только один раз был с нормальными температурами, и ни одного раза с температурой выше нормы, февраль - семь раз с нормальной и один раз с температурой выше нормы.

Следует, что характер зимы, как холодной зимы, почти полностью зависит от января, затем от февраля. В 32,0 % случаев холодных зим месяц декабрь начинается как нормальный.

Месяцы со среднемесячными температурами ниже нормы и нормальными в холодные зимы имеют повторяемость: XII - 86,4%; I - 100,0% и II - 95,5%, а только как холодные соответственно: 54,5; 95,5 и 63,6%. Последние вновь показывает роль января в холодные зимы.

2.2.1.2. Холодные зимы в осадковом отношении характеризуются месяцами с количеством осадков больше нормы (55%), месяцы с количеством осадков меньше нормы составляют только 25%. Следовательно, холодные зимы с количеством осадков больше нормы или нормальным количеством осадков над Нижним Дунаем имеют частоту 75%. Особенно с большим количеством осадков в холодные зимы являются декабрь (57,0%) и январь (61,0%).

2.2.2. Температурные особенности месяцев и сезонов перед холодной зимой.

2.2.2.1. Некоторые особенности месяцев перед холодными зимами.

Из графиков повторяемости случаев, когда в предшествующие холодной зиме месяцы среднемесячные температуры выше нормы или нормальные и меньше нормы или нормальные (рис.3) видно, что июнь и март, первый как теплый и нормаль-

ный, а второй как холодный или нормальный, имеют повторяемость более 76%. Вследствие этого тенденции холодной зимы должны искать значительно до нее, в температурных условиях в начале весны (март) и начале лета (июнь).

2.2.2.2. Анализ температурных условий в сезоны перед холодной зимой показывает, что осень, как целое, в температурном отношении не может быть использована. Лето, однако, весьма показательно. Как правило, оно чаще всего с температурами выше нормы или нормальными. Повторяемость по этому признаку весьма большая - 81,0% и превышает более чем в 4 раза случаи, когда перед холодными зимами лето прохладное. Весна чаще всего холодная, а зима с такой же частотой (68,0%) чаще теплая.

Сказанное выше показывает, что предположение о теплом лете перед холодной зимой на Нижнем Дунае оправдывается. Вследствие этого теплое и очень теплое лето может быть использовано как индикатор холодной зимы.

2.2.3. Особенности осадков в отдельные месяцы и сезоны перед холодной зимой.

2.2.3.1. На рис.4 представлена повторяемость случаев с нормальным количеством осадков и с количеством осадков больше нормы, с одной стороны, и, с другой стороны, с нормальным количеством осадков и с количеством осадков меньше нормы. Эта повторяемость показывает, что осень перед холодной зимой чаще всего "сухая" (до 75%). В 75,0% случаев сентябрь имеет количество осадков меньше нормы или нормальное. Лето перед холодной зимой не выражается особенно (рис.4).

Весна также как лето не является показательной. Случаи, когда весенние осадки больше нормы, нормальные или меньше нормы имеют частоту 30, 35 и 35%. Большее внимание на осадковые условия в весенние месяцы следует обращать на апрель, когда случаи с осадками меньше нормы составляют 45%, нормальные 30% и имеют повторяемость 75,0%.

Предыдущая зима перед холодной зимой, подобно последней, чаще с большим количеством осадков (60%) и три месяца имеют большую частоту случаев с осадками больше нормы, особенно декабрь (60,0%). Прибавим ли к случаям зим и зимних месяцев с осадками больше нормы случаи, когда осадки нормальные, получается повторяемость для зимы - 80%, а для месяцев соответственно: 65, 75 и 70%.

2.3. Температурные и осадковые особенности сезонов и месяцев, предшествующих теплой зиме.

2.3.1. Некоторые особенности теплой зимы.

2.3.1.1. Теплые зимы в болгарском участке р.Дунай формируются, прежде всего, из месяцев с температурами выше нормы - 76,4%, затем из месяцев с нормальными температурами - 12,5%, на третьем месте месяцы с температурами ниже нормы - 11,1%. Из 24 случаев теплых зим только два раза январь и по три раза декабрь и февраль были с температурами ниже нормы (таблица 1).

Декабрь и февраль как теплые или нормальные имеют частоту 88,0%, а январь - 91,7%.

2.3.1.2. Анализ сумм осадков в теплые зимы показывает, что наблюдается почти одинаковая частота случаев зим с нормальным количеством осадков и с количеством осадков больше нормы (54,1%) и с нормальным количеством осадков и с количеством осадков меньше нормы (59,7%).

В теплые зимы наиболее "сухим" оказывается февраль. Его повторяемость с осадками меньше нормы и нормальным достигает 74%.

2.3.2. Температурные особенности месяцев и сезонов перед теплой зимой.

2.3.2.1. Положение месяцев со среднемесячными температурами нормальными и выше нормы и с нормальными и ниже нормы (рис.5) показывает, что перед теплой зимой особенно отличаются месяцы май, июль

и декабрь предыдущей зимы, первый с наибольшей частотой как холодный, второй как нормальный, а третий как теплый. Первые два холодные или нормальные, а третий как теплый или с нормальными температурами вместе имеют частоту: 87,0%, 83,0% и 79,0%.

Следует, что ожидая теплую зиму особое внимание нужно обращать на месяцы декабрь и май. Первый предыдущей зимы, если теплый, а второй следующей ее весны, если холодный.

2.3.3.

2.3.3.1. Анализ сумм осадков в месяцы и сезоны перед теплой зимой показывает, что осень перед теплой зимой с осадками ниже нормы имеет повторяемость 54,3%, а с осадками больше нормы - только 21,7%. Из осенних месяцев сентябрь самый "сухой" (70%). Лета выражают такую же тенденцию. Случаев с количеством осадков меньше нормы в два раза больше случаев с количеством осадков больше нормы (61,0% и 30,5%). Частота отдельных летних месяцев (VI, VII и VIII) с нормальным количеством осадков или меньше нормы следующая: 70, 65,2 и 82,6%. Можно заметить более особое положение августа месяца.

Весна перед теплой зимой не имеет четкого выражения.

Зима перед теплой зимой является покательной. В осадковом отношении она противоположна зиме перед холодной зимой. Преобладают случаи с количеством осадков меньше нормы (61,0%) и вместе со случаями с нормальным количеством осадков имеют частоту более 78%. Все три зимние месяцы имеют большую частоту как сухие. Особенно декабрь - 61%. Их частота как "сухие" или с нормальным количеством осадков следующая: 82,6; 70,0 и 74,0%.

2.3.3.2. Из анализа сумм осадков до холодной и до теплой зимы в предшествующих их зимах можно открыть аналогию. Холодная и предшествующая ее зима чаще всего с большим количеством осадков. Теплая и предшествующая ее зима чаще с меньшим количеством осадков. В первом случае январь с наибольшим количеством осадков, а во втором - декабрь наиболее "сухой".

2.4. Некоторые выводы по термическим и осадковым условиям в месяцы и сезоны, предшествующие отдельные типы зим.

2.4.1. Термические условия.

2.4.1.1. Для прогноза определенного типа зимы наибольшее значение для ее классификации как нормальная, холодная или теплая имеют температурные условия в предшествующие их месяцы: декабрь, март, апрель, май, июнь, июль и ноябрь. Месяцы декабрь, апрель, июнь и ноябрь как теплые или с нормальными среднемесячными температурами, а остальные - март, май, июль - как месяцы с температурами ниже нормы или нормальными.

Следует, что температурные условия семи различных месяцев с повторяемостью между 70 и 86% могут быть приняты как основа для прогноза характера ожидаемой зимы. Если указанные семь месяцев не повторяются, то это дает основание для однозначного решения вопроса о характере ожидаемой зимы. Эти месяцы можно было бы назвать "реперными".

2.4.1.2. Из 34 нормальных зим только четыре раза "реперный" месяц июль имел температуры выше нормы, а "реперный" апрель только пять раз. Из 22 холодных зим июнь только пять раз был холодным, а март только пять раз теплым, и из 24 теплых зим декабрь (предыдущей зимы) как "реперный" был только пять раз с температурами ниже нормы, а "реперный" май только три раза с температурами выше нормы.

2.4.1.3. В отдельные месяцы вместе с указанными выше 7 могут быть отмечены и некоторые другие особенности, представленные на рис.7. Можно заметить, что каждый месяц имеет одну или другую тенденцию к одному или другому типу зимы, за небольшими исключениями.

На рис.7 видно, что наиболее четко тенденции прогноза различных типов зим выделяются при теплых зимах, затем при нормальных зимах и слабее всего при холодных зимах.

2.4.2. Условия осадков.

2.4.2.1. Анализ рис.7 относительно разниц между частотами ме-

сяцев с количеством осадков больше нормы и с количеством осадков меньше нормы показывает, что перед нормальной зимой однозначно осадковое положение в феврале, мае, первый чаще с осадками меньше нормы, а второй - больше нормы.

Перед холодной зимой и три зимних месяца, как и конец лета и начало осени (соответственно август и сентябрь) имеют однозначное положение. Первые как месяцы с осадками больше нормы, а вторые как месяцы с осадками меньше нормы, или, что первые в отношении осадков не являются аналогичными со вторыми.

Перед теплыми зимами наоборот условия осадков в предшествующей зиме являются аналогичными условиям осадков во второй половине лета и начале осени.

3. Некоторые особенности в циркулации атмосферы над Европейским синоптическим районом, характерные для месяцев, имеющих реперное значение при определении характера данной зимы

Для определения характерных особенностей циркуляции атмосферы над Европейским синоптическим районом в месяцы, имеющие наибольшую повторяемость как теплые или холодные, или с нормальными температурами была исследована антициклональность над некоторыми характерными районами. Были использованы таблицы Л.А.Вительска /10/ для барикоциркуляционного режима над ЕСР за период 1900-1964 гг. Для тех лет, по которым в Гидрометеорологической службе имеется синоптический архив, были определены доминирующие типы циркуляции над ЕСР. Была использована типизация атмосферных процессов по Г.Я.Вангенгейму /11, 12/.

Исходили из того же положения, что и в месяцы, предшествующие определенный тип зимы, как характерные (реперные), возможно повторение районов с определенной аномалией антициклональности (циклональности) в зависимости от сезона и места определенного месяца в году.

Из сказанного следует, что распределение аномалий антициклональности в отдельные месяцы будет соответствовать крупномасштабным процессам в атмосфере над ЕСР.

3.1. Некоторые особенности в циркуляции атмосферы в характерные месяцы перед нормальной зимой.

3.1.1. В предыдущей главе мы видели, что наибольшую повторяемость, как теплые месяцы, имеют апрель и ноябрь (рис.1 и 7). И в апреле, и в ноябре антициклональность над Исландским районом почти нормальная, в то время как над Северной Европой аномалии антициклональности в апреле чаще отрицательные, а в ноябре там антициклональность нормальная.

Над Азорским районом ЕСР как над Центральной и Восточной Европой, так и юго-восточной частью ЕТСС и Черноморьем, антициклональность и в апреле, и в ноябре чаще всего с одинаковыми аномалиями.

Дней с глубокими циклонами (давление в центре ниже 990 мб) в ноябре сравнительно больше, чем в апреле над Исландским районом, а над Азорским - одинаковое число.

Дней с мощными антициклонами (давление в центре больше 1030 мб) /10/ как над Исландией, Северной Европой и Азорским районом почти одинаковое в оба месяца. Большее различие над Украиной и Черноморьем, где мощные антициклоны более частые.

Обобщая сказанное выше, как и конкретные данные карт барической топографии, можно считать, что в апреле и ноябре перед нормальной зимой в Болгарии наиболее частыми над ЕСР являются две основные циркуляции - Западная и Восточная /12, 13/. Первая проявляется лучше в ноябре, а вторая - в апреле. Условия выпадения осадков в апреле и ноябре перед нормальной зимой приблизительно одинаковые.

3.1.2. Июль перед нормальной зимой, как холодный, характеризуется антициклональностью выше нормы над Исландским и Азорским районами. Над Центральной и Западной Европой антициклональность

нормальная. Глубокие циклоны и антициклоны, хотя и не часто, возникают соответственно над Исландией и Азорским районом. Большая антициклональность над Исландским районом показывает, что там часто располагаются антициклональные гребни, вызванные меридиональной циркуляцией (тип С). Высокая же антициклональность над Азорским районом показывает большую частоту зональной циркуляции, при которой над континентом появляется сравнительно более холодный и более влажный воздух. Следует, что в холодные месяцы июль, как индикаторы нормальной зимы, основными циркуляциями являются зональная и меридиональная, первая доминирует. Большая частота обеих основных циркуляций является причиной, что месяц имеет температуру ниже нормы и наибольшую частоту случаев с количеством осадков больше нормы.

3.2. Некоторые особенности в циркуляции атмосферы в характерные месяцы перед холодной зимой. Такими месяцами, как подчеркивается в предыдущих главах, являются июнь и март.

3.2.1. Исследование циркуляции атмосферы над ЕСР в теплые месяцы июня перед холодный зимой показывает, что антициклональность над Исландским районом и Северной Европой с отрицательными аномалиями. Над Азорским районом почти нормальная или немного больше нормы. Над остальными районами аномалии положительные. Над Азорским районом и над континентом почти не наблюдается дней с глубокими циклонами. Над континентом не возникают также мощные антициклоты, такие, хотя и редко, могут наблюдаться только над Азорским районом.

Над Европой чаще перемещаются с запада на восток гребни или ядра – продолжение Азорского максимума. Так возникает пояс высокого давления над южной частью ЕСР. Создаются условия возникновения засух в стране в июне месяце.

Доминирующей циркуляцией в теплые месяцы июня, с азорскими воз-

душными массами, является зональная, главным образом типа W_2 /13/, что можно считать одним из предзнаменований холодной зимы в стране.

3.2.2. Месяцы март перед холодной зимой характеризуются большой антициклональностью над Исландским районом и Северной Европой противоположно месяцу июню при сравнительно большом числе дней с глубокими циклонами в этих же районах. Уменьшена антициклональность над Азорским районом, где около 1/4 дней в марте с глубокими циклонами. Над остальной частью контитента антициклональность нормальная. Над Северной Европой часть дней в марте (6-7) с мощными антициклонами.

Ослабление антициклональности над Азорским районом и Восточной Европой, ее усиление над Исландским районом и Северной Европой является указанием доминирования меридиональной циркуляции (подтип C_1). Она объясняет холодный, а также и с большим количеством осадков месяц март.

3.3. Некоторые особенности в циркуляции атмосферы над ЕСР в месяцы, характерные перед теплой зимой.

Особенно характерными месяцами перед теплыми зимами являются теплый ноябрь и теплый декабрь (предыдущей зимы), холодный май и нормальный июнь.

3.3.1. Теплые месяцы ноябрь и декабрь с разделенными один от другого 11 месяцами.

Анализ барико-циркуляционного режима теплого декабря и теплого ноября перед теплой зимой показывает, что и оба месяца имеют приблизительно одинаковые особенности в распределении барического рельефа над ЕСР.

Над Исландским районом в декабре немного лучше выражена отрицательная аномалия антициклональности, а в ноябре наоборот - приблизительно такое же положение над Азорским районом. Антициклональность

над Азорским районом почти нормальная в декабре, а в ноябре усиленная циклональность. Над континентом аномалии антициклональности отрицательные или нулевые.

Большая циклональность в декабре над Исландским районом выражается большим количеством дней (в среднем более 18) с глубокими циклонами, а в ноябре глубокие циклоны составляют половину дней месяца.

Число дней с мощными антициклонами в ноябре немного больше над Северной Европой и восточной частью континента, а над Азорским районом и Западной Европой больше в декабре.

Это распределение аномалий антициклональности говорит о преобладании в обоих месяцах зональной циркуляции, особенно в декабре, и о наступлении в обоих месяцах меридиональных циркуляций С и Е. Меридиональная циркуляция (форма С) более чаще наблюдается в ноябре, а форма Е восточная - в декабре.

Сказанное выше, кроме карт барической топографии, подтверждается и распределением в оба месяца сумм осадков в стране. В декабре при большом преобладании зональной циркуляции и меньшем восточной (подтип E_2) преобладают случаи с количеством осадков ниже нормы (приблизительно 68%), в то время как в ноябре при большом заступлении вместе с зональной циркуляцией и меридиональной (подтип C_1) осадки чаще всего больше нормы (56,3%).

Если сравним циркуляционные особенности обоих случаев теплого ноября перед нормальной зимой и теплого ноября перед теплой зимой, можно заметить, что над Западной и Северной Европой, над Центральной Европой в случаях в ноябре перед нормальной зимой, антициклональность нормальная, а перед теплой зимой там чаще циклональность выше нормы.

В случаях теплого ноября перед нормальной зимой глубокие циклоны и мощные антициклоны над ЕСР почти не возникают, а в случаях перед теплой зимой они являются весьма частым явлением, особенно глу-

бокие циклоны над Иссландским районом и мощные антициклоны над Северной Европой.

Следует, что эта разница должна учитываться при однозначной направленности перед нормальной и теплой зимой ноября месяца.

3.3.2. Антициклональность месяца мая перед теплой зимой характеризуется над ЕСР следующими особенностями: она больше нормы над Иссландским районом, Восточной Европой; нормальная над Азорским районом и Северной Европой и ниже нормы над Центральной и Западной Европой.

В днях над Иссландским районом, Северной Европой и Азорским районом лучше выражаются мощные антициклоны по сравнению с глубокими циклонами. Это распределение аномалий антициклональности соответствует более частой меридиональной циркуляции (подтип C_1 /13/), чем зональной и восточной. Меридиональная циркуляция типа С является причиной более частых похолоданий и возникновения осадковых условий над страной. По этим причинам случаи с осадками больше нормы над страной достигают 63,2%.

* *

*

Обобщая особенности температурных и осадковых условий в "реперные" месяцы для прогноза характера данного типа зимы, как и изучая их циркуляционные условия вместе с другими показателями, могут быть получены достаточные особенности характера ожидаемой зимы, а оттуда и возможность прогноза ледовых явлений на болгарском участке р.Дунай.

Как видно из изложенного в последних двух частях работы прогноз характера зимы может считаться с обеспеченностью между 70 и 85%.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Стефанов Ст.Й.,Хр.Лаловски. Синоптични условия за замръзване на р.Дунав. Сп.Хидрология и метеорология, кн.3, 1954
2. Стефанов Ст.Й.,Хр.Лаловски. Синоптични условия за замръзване на р.Дунав на нашия участък на реката през студените зими 1946/1947 и 1953/1954. Сп. Хидрология и метеорология, кн.1,1955
3. Стефанов Ст.Й.,Хр.Лаловски. Синоптични условия за замръзване и размръзване на р.Дунав. Сп.Хидрология и метеорология, кн.5, 1954
4. Стефанов Ст.Й. Особености на циркулацията над Европейския синоптичен район при ледови явления на българския участък на р.Дунав
5. Стефанов Ст.Й.,М.Мартинов и Р.Селиктар. Студени нахлувания над България. Известия на Института по хидрология и метеорология, том XIII, София, 1968
6. Стефанов Ст.Й. Зимите у нас и характер на атмосферната циркулация над Европа през зимите в България. Трудове на НИИХМ, том XI, Издателство "Наука и техника", 1961
7. Стефанов Ст.Й. Циркулационни особености на периодите с положителни и отрицателни аномалии на среднодеионощните температури през зимата в България. Под печат
8. Христов Пеню, Б.Крапчев, Ст.Стефанов и Светозар Станев. Класификация на зимите и летата в България. Известия на Института по хидрология и метеорология, том XXI, София, 1972
9. Стефанов Ст.Й. Краткосрочна прогноза на ледовите явления на нашия участък на р.Дунав (ръкопис).
10. Вителъс Л.А. Характеристики барико-циркуляционного режима. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1968
11. Вангенгейм Г.Я. Ледовитость Баренцего моря в связи с различными типами атмосферной циркуляции. Тр.НИУ ГУГМС, серия V, вып.12, 1946
12. Вангенгейм Г.Я. О колебаниях атмосферной циркуляции над Северным полушарием. Изв.АН СССР, серия география и геология, 3,1941

13. Байдал М.Х. Долгосрочные прогнозы погоды и колебания климата Казахстана. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1964

14. Гирсс А.А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1960

15. Исаев Е.А. Основные характеристики барического рельефа над Атлантическим океаном и Евразией. Гидрометеоиздат, Ленинград, 1966

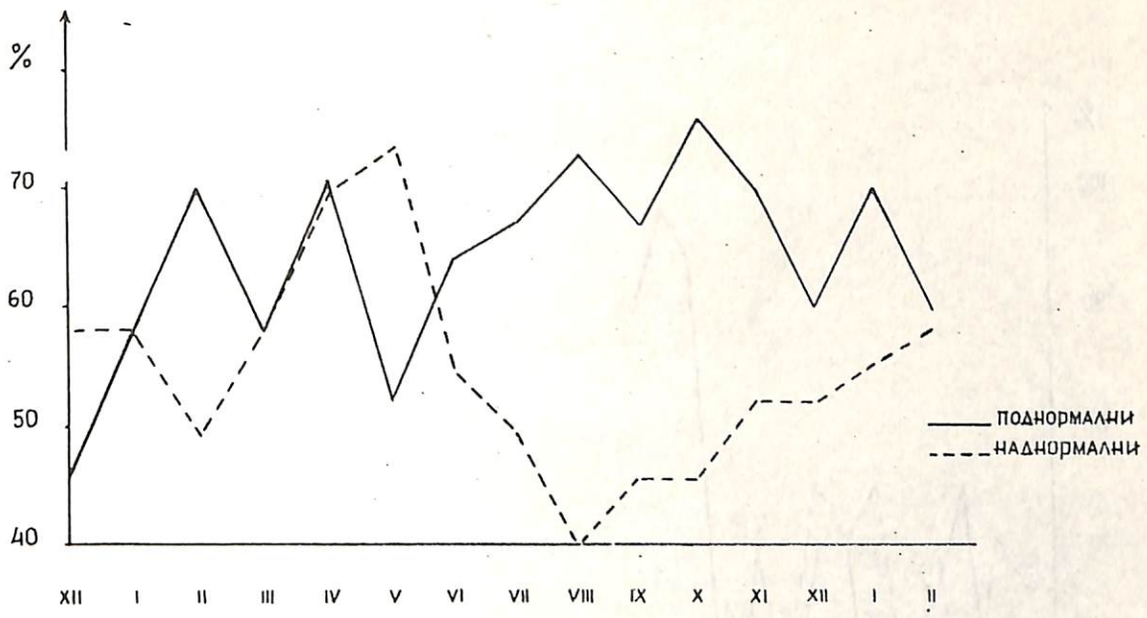
16. Стефанов Ст.Й. Особенности на баричния релеф над България, сп.Хидрология и метеорология, кн.3, 1966

17. Събева М.,Ст.Стефанов, Е,Хершкович, Д.Дилков, П.Жечев и Г.Марков. Характер на засушаванията и променливия поливен режим на селскостопанските култури. Издателство на БАН, София, 1968

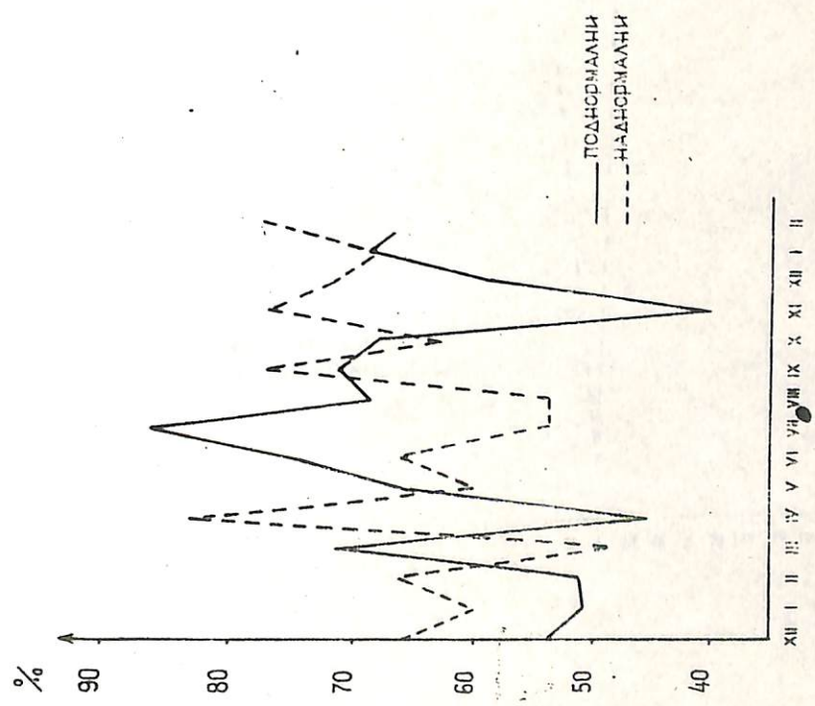
Таблица 1

Распределение зимних месяцев и зим за период 1893–1972 гг. с нормальными среднемесячными и среднезимними температурыми , с температурами ниже нормы и выше нормы на болгарском участке р.Дунай

Тип зимы число %	Месяцы с нормалыми среднемесячными температурами число и %				Месяцы со среднемесячными температурами ниже нормы число и %				Месяцы со среднемесячными температурами выше нормы число и %			
	XII	I	II	всего	XII	I	II	всего	XII	I	II	всего
Нормальная	9	11	13	33	12	11	8	31	13	12	13	38
34 42,5	11,2	13,7	16,2		32,4	15,0	13,7	10,0	30,4	16,2	15,0	16,2	37,2
Холодная	7	1	7	15	12	21	14	47	3	0	1	4
22 27,5	8,8	1,3	8,8		22,7	15,0	26,2	17,5	71,2	3,8	0,0	1,3	6,1
Теплая	1	4	4	9	3	2	3	8	20	18	17	55
24 30,0	1,3	5,0	5,0		12,5	3,7	2,6	3,8	11,1	25,0	22,5	21,3	76,4
Всего	17	16	24	57	27	34	25	86	36	30	31	97
	21,3	20,0	30,0		23,8	33,7	42,5	31,3	35,8	45,0	37,5	38,8	40,4


%
70
60
50
40
XII I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII I II
поднормални
наднормални

фиг. 2


%
90
80
70
60
50
40
XII I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII I II
ПОДНОРМАЛНИ
НАДНОРМАЛНИ

фиг. 1

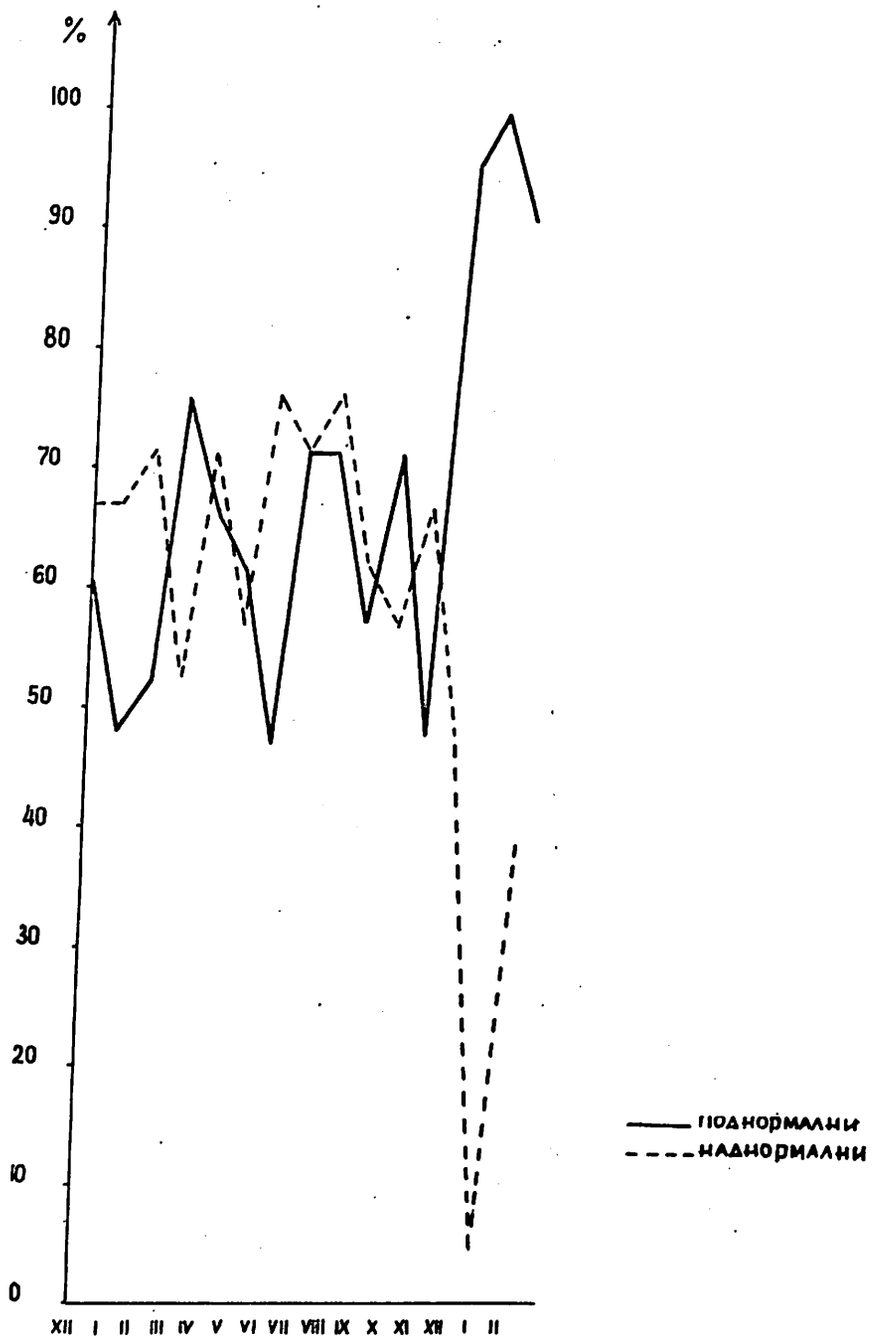
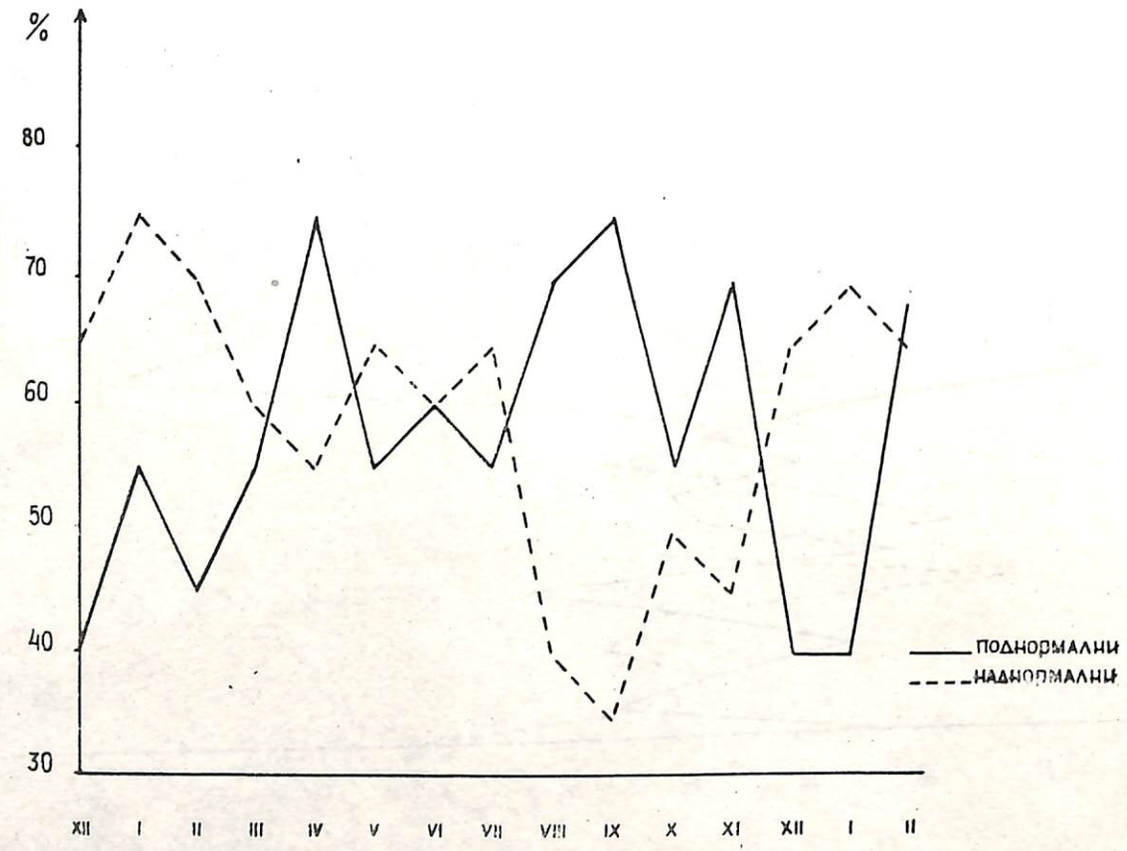

%
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
XII I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII I II
поднормални
наднормални

рис. 3


%
80
70
60
50
40
30
XII
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII
I
II
поднормални
наднормални

Фиг. 4

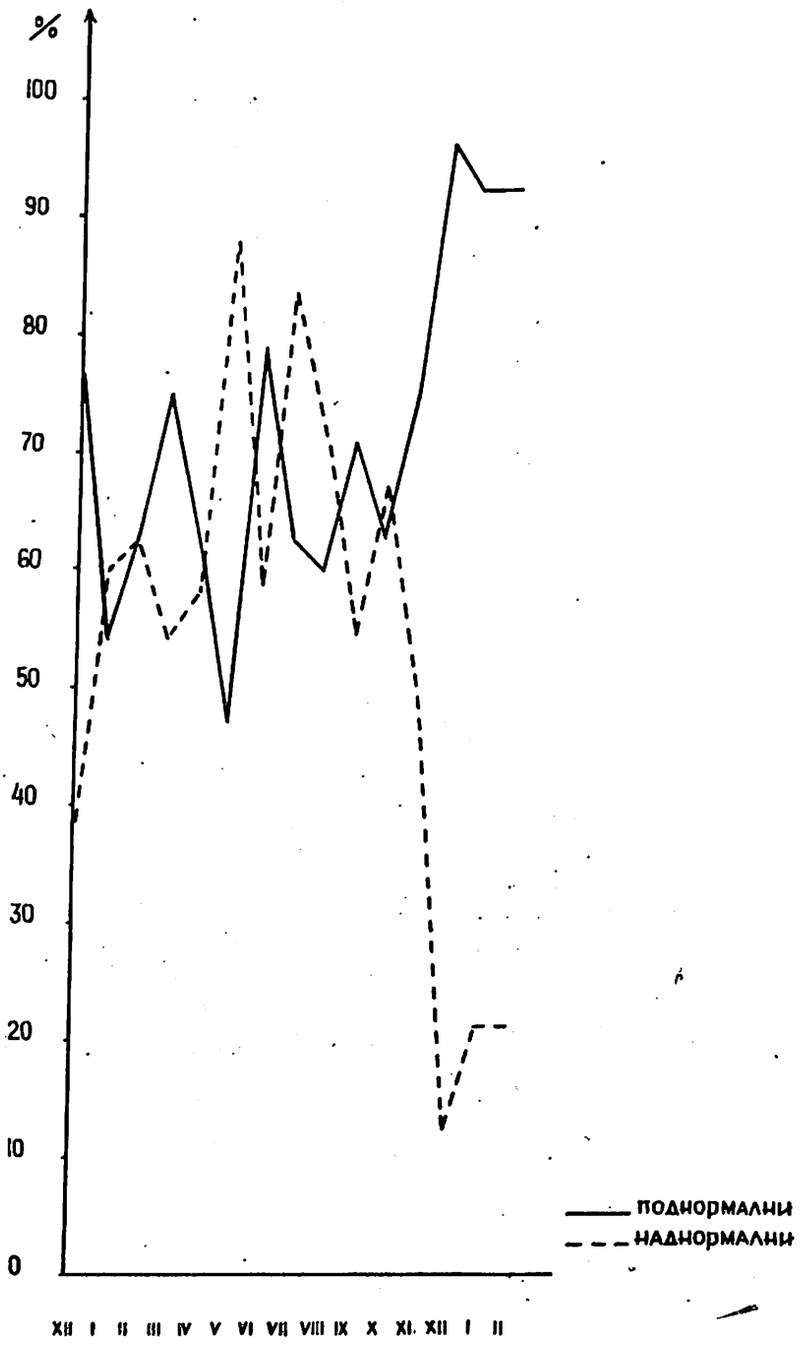

%
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
0
XII I II III IV V VI VII VIII IX X XI XII I II
поднормални
наднормални

рис.5

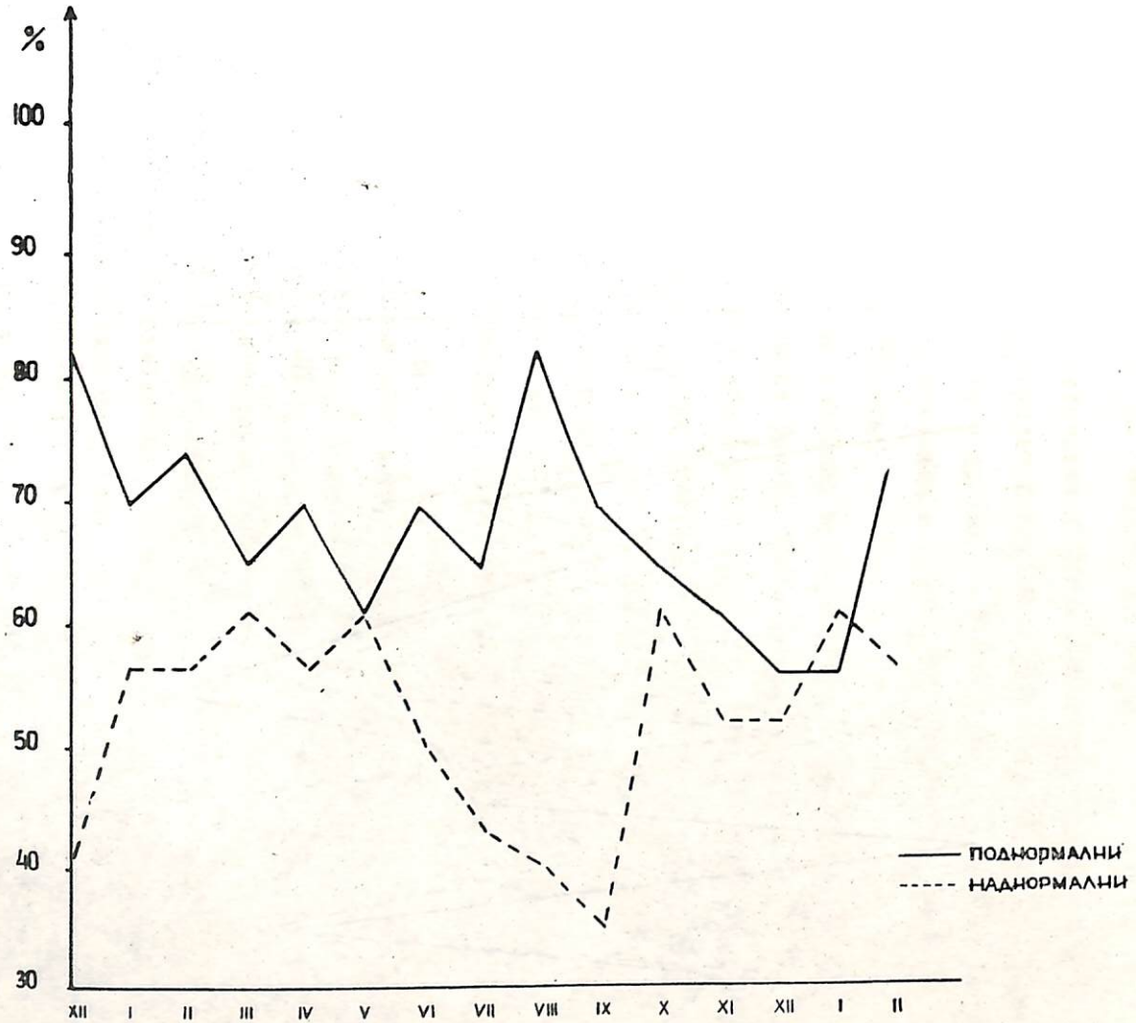

%
100
90
80
70
60
50
40
30
XII
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII
I
II
поднормални
наднормални

рис. 6

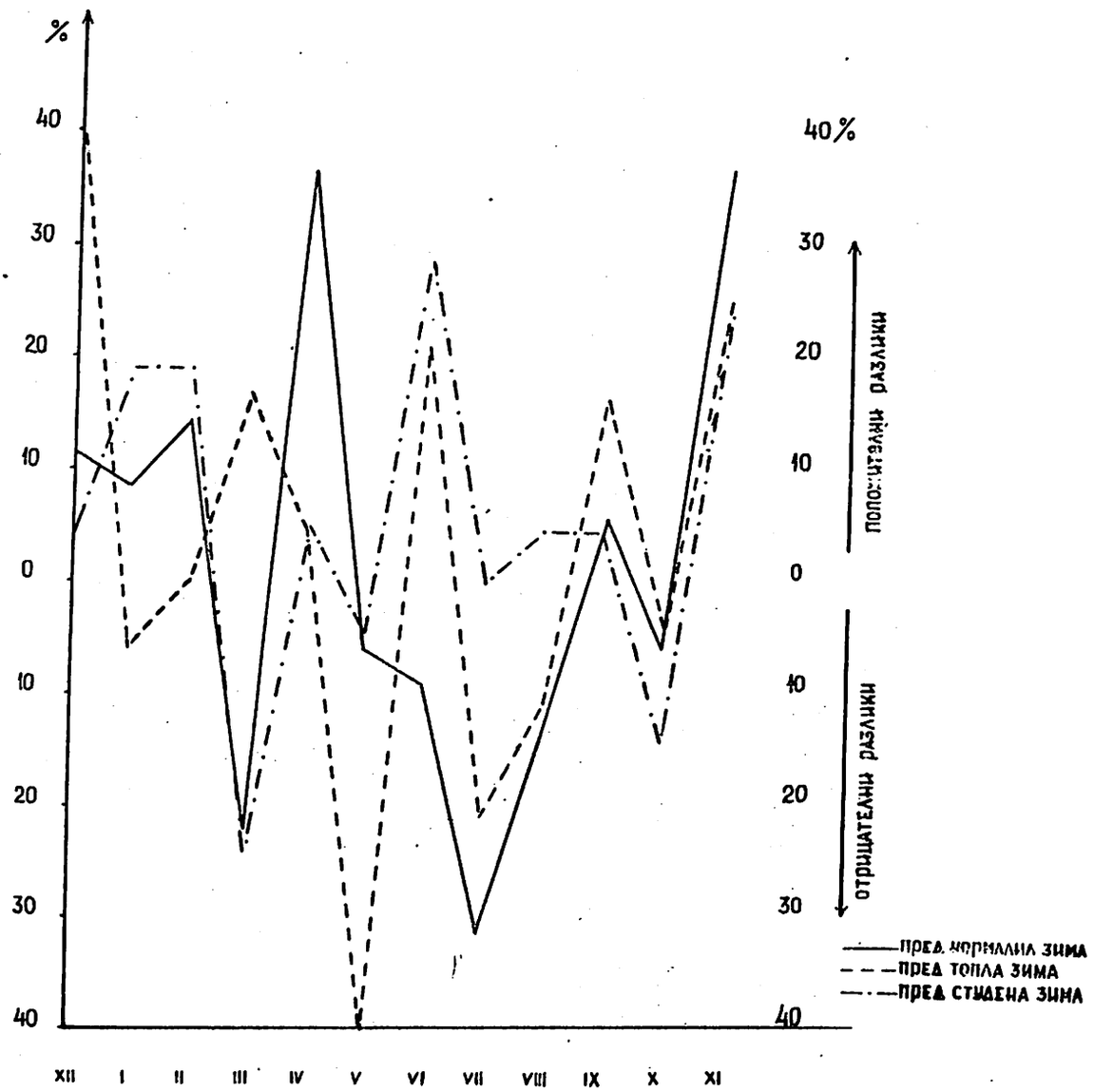

%
40
30
20
10
0
10
20
30
40
40%
30
20
10
0
10
20
30
40
ПОЛОЖИТЕЛНИ РАЗЛИКИ
ОТРИЦАТЕЛНИ РАЗЛИКИ
XII I II III IV V VI VII VIII IX X XI
——— ПРЕД. НОРМАЛНА ЗИМА
– – – ПРЕД ТОПЛА ЗИМА
—·—·— ПРЕД СТУДЕНА ЗИМА

рис. 7

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОСТРОВОВ р.ДУНАЙ от 845 до 375 км

Щ.Райнов, И.Нинов, Д. Печинов, Н. Косев

Интенсивное использование р.Дунай для различных нужд народного хозяйства, проектирования и строительства многочисленных малых и больших гидротехнических и других сооружений на реке требует полного и систематического изучения закономерностей развития речного течения и прибрежной террасы.

Знания тенденций развития морфологических изменений и, точнее, русловых процессов на болгарском участке р.Дунай часто являются исходным началом и предпосылкой достижения выдержанных инженерно-технических решений, формирования научно-обоснованных хозяйственных и других прогнозов с целью полноценного использования возможностей, предоставляемых большой рекой.

Знания же сложных процессов русловых изменений предоставляют еще большие возможности для воздействия на них в желаемом направлении.

Предстоит генеральное решение вопроса комплексного использования и соответственно регулирования и оформления р.Дунай в рассматриваемом участке путем построения, в первую очередь, гидрокомплекса "Белене-Чоара", а затем и "Черна вода". Все это требует в кратчайшие сроки детального изучения и оптимального решения ряда вопросов, имеющих непосредственное отношение к полноценному и хозяйственно оправданному оформлению будущего Дуная.

Изучение русловых процессов, развивающихся в настоящее время и которые развивались в ближайшем прошлом, является одной из тех задач, которая не терпит отсрочки.

При генеральном изменении условий большой реки после построения гидрокомплексов, которое, в сущности, означает коренное изменение режима реки в рассматриваемом участке, - будет уже поздно изу-

чать русловые процессы "по документам" прошлого. Морфологические формы данного речного течения представляют собой в синтезированной форме конечный продукт наиболее сложных и многообразных динамических, часто противоречивых по своей глубокой сущности, русловых процессов.

В настоящем докладе не рассматриваются полностью вопросы русловых процессов на р.Дунай, а обращается внимание, прежде всего, на один элемент - морфологические изменения островов р.Дунай на болгарском участке за последнее столетие.

Имеются серьезные основания считать, что основные микроформы и очертания коренных берегов рассматриваемого участка р.Дунай, включительно и некоторых островов, не потерпели существенных изменений за последнее тысячилетие. Об этом красноречиво говорят культурные останки непосредственно у берегов реки, руины римских крепостей и мостов и их местоположение. Однако наблюдалось и все еще продалжает наблюдаться медленное и непрерывное и постепенное размывание части правого коренного берега.

Реку Дунай в рассматриваемом участке можно, хотя и частично, отнести к рекам с односторонней поймой. На значительном расстоянии по нашему берегу течение находится в непосредственном соприкосновении с коренным берегом. Такой характер имеют речные течения, которые развиваются при одностороннем воздействии ускорения Кориолиса, ветра, полноводия и других сил, в основном, на один берег. Конкретно таким и является рассматриваемый случай.

От 845 до 375 км река характеризуется ограниченным меандрированием, причем на значительным расстояниях наблюдаются и почти прямые участки. Речное течение в последнее столетие находится в сравнительно уточненных слабо деформируемых границах. Конкретные условия на более высоком правом коренном берегу такие, что свободное меандрирование не может развиваться. По левому берегу на многих участках в

прошлом это было возможно. С укреплением и построеним дамб на отдельных участках реки на одном и другом берегах меандрирование в своем естественном виде уже ограничено до минимума.

На этом участке Дуная последовательно чередуются сужения речного русла с преобладающей донной эрозией и расширения с преобладающей береговой эрозией. На отдельных участках наблюдаются, так называемые, "внутренние дельты", где они разделяются посредством нескольких островов на рукава при значительном расширении в плане течения и соответственно образование мелей. На таких участках наблюдаются, так называемые, "пороги".

Значительные расширения образуются:

1. От 767 до 788 км с островами Голям Калафат, Малык Калафат, Старо скеле.

2. От 767 до 756 км с островами Деса, Довлек, Добрина, Комен, Петрич.

3. От 673 до 662 км с островами Лесковец, Попадия, Език, Есперанто,

4. От 594 до 584 км с островами Средняк, Градина, Лакыт, Чора, Палец.

5. От 577 до 560 км с островами Белене, Голяма Бырзина, Малка Бырзина, Милка, Магарица и др.

6. От 480 до 564 км с островами Мартен, Алеко, Гостин Лунго.

7. От 450 до 449 км с островами Малык Брашлян, Пясычник, Голям Брашлян.

При таком разделении реки на большее или меньшее число рукавов характерно изменение фарватера из одного рукава в другой. Есть основание считать, что эти изменения в некоторых расширениях стали периодическими.

В этих расширениях происходят и самые большие береговые морфологические изменения, включительно и в группах островов.

Известно, что разрушение пороговых участков, являющихся значительным препятствием для судоходства и часто сопровождающих расширения, наиболее надежно происходит путем увеличения транспортирующей способности течения и сосредоточением его в одном русле, но при этом остальные рукава, или часть из них, нужно перекрыть. Этим способом можно разрушить некоторые острова или создать возможность для их соединения с соответствующим берегом. При пограничной реке, какой является р.Дунай, для осуществления такого мероприятия возникают известные трудности, поэтому до сих пор этот метод не применялся на рассматриваемом участке.

Основным элементом, характеризующим относительную устойчивость рельефа русла р.Дунай на нашем участке, включительно и островах, является расход и режим стока воды и наносов за однолетний и многолетний периоды.

Имеются и другие параметры, которые в большей или меньшей степени характеризуют устойчивость русла (число Лохтина, показатель устойчивости русла, выведенный Макавеевым и др, которые не являются предметом настоящего доклада).

Значительные русловые деформации, как дна, так и берегов, обычно происходили и происходят при прохождении паводков, а во многих случаях при образовании высоких паводковых волн после разрушения заторов. Так, большой затор в 1942 г. у г.Видина привел к изменению фарватера в некоторых участках реки, а также и другим русловым деформациям.

В последние годы были собраны, соответственно обработаны и сравнены ряды старых и более новых картографических и других материалов для р.Дунай. На основании полученных результатов можно сделать

некоторые отдельные выводы о характере и развитии русловых процессов, конкретнее, о морфологических изменениях в образовании островов за последнее столетие.

Кроме того, путем экспедиционных исследований были проведены систематические натурные наблюдения над современным характером русловых деформаций берегов и островов на всем участке, а также наблюдения на отдельных критических участках.

Прежде чем перейти к рассмотрению морфологических изменений островов, необходимо выделить периоды, для которых можно считать, что большая часть русловых процессов развивалась в одних и тех же условиях.

К первому периоду могут быть отнесены процессы до и в начале нашего столетия, которые развивались в это время в зависимости, прежде всего, от естественных закономерностей речного течения.

Вмешательство человека было сравнительно незначительным.

Укрепление берегов около отдельных населенных мест и пристаней не могло привести к серьезному изменению и отклонению в характере русловых процессов. По этому периоду имеется картографический материал:

1. Австрийская карта прошлого столетия М 1 : 300 000 (Karte der Donau von ihrem Ursprung bis an die Mündung - Wien) с обозначенными островами и населенными пунктами по Дунаю. Можно предполагать, что эта карта составлена на базе более старых материалов с вероятным годом издания 1882-1890 (второе издание).

2. Фигуральная карта 1908 г М 1 : 30 000, в которой дана граничная линия между Болгарией и Румынией с обозначением тальвега реки, островов и населенных пунктов. Предполагается, что эта карта составлена на основе румынских источников, о чем говорят названия и обозначения, а также данные, которые для левого берега, соответственно и островов, более точные.

3. Болгарская карта, составленная инж.Минчевым в период 1907-1912 гг М 1 : 10 000. Этот картографический материал оформлен точно и достаточно полно отражает морфологическое состояние русла, тальвега, островов и наших придунайских низменностей. В этом картографическом материале, однако, не нашел достаточно полного отражения румынский берег, а также существуют отдельные неточности в отношении румынских островов.

Здесь необходимо отметить и некоторые более интересные различия в австрийской карте прошлого столетия. Только на эту карту нанесен остров непосредственно против г.Свиштова. В других источниках также утверждается, что время Освободительной войны 1877 - 1878 этот остров существовал и использовался при форсировании Дуная русскими войсками. Вероятно позднее, перед началом этого столетия, этот остров исчез, поэтому не фигурирует в других имеющихся материалах.

Во-вторых различие состоит в очертании речного участка непосредственно у с.Мартен. По этому первичному картографическому материалу, которым мы располагаем, Дунай значительно расширяется и включает кроме о.Макан еще два румынских острова у левого берега, позднее соединившихся с ним, и остров Гюргево. Правый берег глубоко вклинивается в болгарскую территорию, даже больше, чем в настоящее время, хотя сейчас имеем на этом участке наиболее интенсивную эрозию.

Вторым периодом принято время построения дамб на нашем берегу и непосредственно после него. Как известно это строительство осуществлялось в 1920 - 1955 гг. Были использованы следующие картографические материалы:

1. Карта М 1 : 30 000 1931/1932 гг со сравнительно точным обозначением берегов, островов и фарватера.

2. Картографический материал 1936/1938 гг М 1 : 10 000 с точным обозначением нашего берега и островов. Здесь однако имеются значительные неточности в отношении румынского берега и островов.

3. Сравнительно наиболее новая и наиболее точная карта 1966 г. М 1 : 10 000.

4. Лоцманские карты

По этим картографическим материалам, зная период строительства отдельных дамб на нашем берегу, можно сделать соответствующие выводы о влиянии русловых процессов на формирование островов.

Последним, третьим, периодом принят период построения и после построения румынских дамб(1966 - 1972 гг), а также после пуска в эксплуатацию гидроузла Железные ворота (1971 г). Разумеется, последний период, когда наблюдалось наиболее существенное вмешательство в естественный режим реки, очень короткий, чтобы можно было более полно проследить влияние новых сооружений на русловые процессы и, конкретнее, на морфологические изменения островов.

Об этом современном периоде можем судить по имеющимся картографическим материалам на ограниченных участках и, точнее, о ряде критических участков, а также по результатам систематических эксплуатационных исследований в периоды, когда обращалось особое внимание на анализ причин интенсивной эрозии, которая наблюдалась в отдельных зонах берега и островов. Собраны данные о состоянии и воздействии отдельных дамб и укрепительных участков, влиянии изъятия материала из полос дамба-берег на интесификацию деформаций берегов и островов, о влиянии Моста дружбы и др. Проанализировано воздействие и влияние волнения, причиненного волной по фарватеру, а также от ветра на берега и острова при различных уровнях воды.

Этот кратковременный период еще не дал своего полного отражения на динамику русловых процессов, а уже планируется сооружение гидроузла "Белене- Чоара", а позднее и "Черна вода", т.е. новое существенное вмешательство в режим реки. Кроме того, регулирование некоторых больших притоков не может не привести к изменениям в реч-

ном режиме и режиме твердого стока р.Дунай, а отсюда - в динамике и тенденции развития русловых процессов.

В последнее столетие на участке от 845 до 375 км зарегистрировано 135 островов, которые в геоморфологическом отношении представляют собой продолжение дунайской низменности и являются частью современной террасы р.Дунай.

Современное русло реки врезалось в верхний аллювиальный пласт, состоящий из пылепесчаных глин, и размыло его. Этот пласт формирует большую часть берегов реки.

Второй основной аллювиальный пласт состоит из песчано-галечных отложений, который в своей большей части пригоден для строительства.

Острова же имеют такую же литологическую структуру как и современная терраса, но с той разницей, что в их верхнем слое преобладают песчаные материалы.

Большая часть островов, главным образом больших, имеется на всех картографических материалах, хотя и с известными различиями в формах и названиях. К таким островам относятся Гырла Маре, Кошава, Голям Калафат, Алиман, Козлодуй, Език, Попадия, Калновац, Павел, Белене, Вардим, Батин, Камадино, Лунгу, Гарван и др.

Большая часть островов представляет собой массивы, отрезанные от береговой террасы глубокими рукавами. Такими островами являются: Гырла Маре, Белене, Козлодуй, Чора, Гарван, Калимок, Лунгу и др.

Вторая группа островов образована отрезанными косами песчаных отложений у коренных берегов. Такими островами являются: Тимок, Кошава и др.

Третья группа островов образована в самом русле реки в результате скопления песка и других материалов около больших предметов,

выкорчеванных деревьев, потонувших судов. Появление растительности способствует скоплению наносов и образованию островов, которые часто достигают высоты речной террасы. Такими являются многочисленные новообразованные острова в реке, а также и некоторые более старые: Кутово, Добрина, Петрич, Небуна, Лакыт, Срыбчето, Выклитоария, Мартен, Алеко.

И, наконец, существуют острова, образованные меандрами речного течения.

Часть островов р.Дунай присоединилась постепенно к соответствующим территориям. Так за рассматриваемый период, за который имеем данные, к левому берегу присоединилось в результате естественного развития русловых процессов 25 островов с приблизительной площадью 41 900 дк., однако к правому берегу за этот период присоединилось только два острова с общей площадью 200 дк. (о.Малка мечка и о.Св.Матей). Сразу же необходимо отметить, что основная часть этих островов, а именно 15 с площадью 22 100 дк, соединилась с левым берегом в прошлом столетии и их существование и приблизительные размеры установлены по более старым материалам. Эти данные могут быть уточнены после открытия новых материалов за этот период, имеем основание предполагать, что они существуют. Только три острова присоединились к левому берегу за период 1908 - 1936 гг, а четыре - с 1936 до настоящего времени.

Существование многих присоединенных островов к левому берегу объясняется, прежде всего, тем, что незащищенная равнина левого берега в прошлые эпохи являлась часто ареной прорыва под влиянием паводков и внезапных волн, образованных вследствие ледяных заторов, однако не всегда образованные таким образом речные рукава, охватывающие часть речной террасы, были долговечными. Многие из них через несколько лет снова закрывались, а острова присоединялись к суше.

Почти все дунайские острова за рассматриваемый период име-

ли значительные изменения по площади, форме, местоположению и высоте над уровнем моря.

Прежде всего необходимо отметить, что имеем явно выраженные существенные различия в характере деформации островов, включительно и различная направленность в их развитии.

Существует небольшое число островов, которые в рассматриваемый период в ситуационном отношении почти не имели морфологических и пространственных деформаций. Таким является случай с островами: Гырла Маре, Градина, Белене, Чора и др. Это прежде всего острова в стороне от основного течения. Есть острова также в стороне от основного течения, которые получили в основном боковые деформации, не изменяя головной и хвостовой частей. У некоторых из этих островов, находящихся в расширенных зонах, боковые деформации значительны (напр. о.Белене, Козлодуй и др.).

Группа островов, которые попадают в основное течение, "плывут по течению", т.е. перемещаются вдоль реки. Это, так называемые, классические острова, перед которыми из-за разделения течения получается известное вспучивание водной поверхности. Образуется система циркуляционных течений от головной части острова к берегу, при этом наблюдается постепенное размывание головной части. В хвостовой части острова, где два рукава соединяются, получается, обычно, известное понижение водной поверхности и донные течения от берегов к островам, при котором он увеличивается по течению. Естественно, интенсивность течений в головной и хвостовой частях в зависимости от конкретных условий могут быть самыми различными, благодаря чему получаются самые различные модификации.

При различных по величине рукавах донные течения обычно асимметричны, поэтому эрозия головной части может быть также асимметричной. Обычно движение донной струи направлено к тому рукаву, у кото-

рого при определенном расходе воды наблюдается наибольший уклон водной поверхности. К островам, перемещающимся по течению, можно отнести: Кошава, Малык Калафат, Цибыр, Попадия, Борил, Павел, Лакыт, Чайка, Калимок, Выжетария, Голяма бырзина, Радецки, Деса, Ветрен и др. (у последних трех хвостовая часть не изменяется).

При этом обычно интенсивность размывания головной и хвостовой частей различна и зависит от других руслоформирующих условий; абсолютное продольное перемещение также различное (головная часть может не изменяться, а хвостовая часть - увеличиваться).

При "плавании" островов часто из-за различной величины каналов интенсивность придонных течений различна и в некоторых случаях получается параллельное или асимметричное боковое перемещение островов. Этому содействует интенсивная боковая эрозия на некоторых участках, особенно если берега реки аллювиальные или коренные берега поддаются сползанию.

В отдельных местах существуют конкретные условия, в которых острова "передвигаются" против течения и по течению, т.е. увеличиваются с обеих сторон. Это означает, что в конкретных условиях циркуляционные течения и общие руслоформирующие условия в головной части соответствующего острова различаются от описанной ранее схемы "плавания". Такие острова, обычно, находятся в стороне от основного течения и здесь наносы откладываются впереди и сзади острова (иногда и в боковых его частях). К таким островам относятся: Кутово, Алеман, Средняк, Предел, Батин, Косуи, Алеко, Добрина, Петрич, Линово, Калиновац (у последних трех островов хвостовая часть не изменяется).

И, наконец, в большом разнообразии морфологических тенденций в развитии дунайских островов существуют и такие, у которых и головная и хвостовая части эрозируют, т.е. остров уменьшается по длине.

Такими островами являются: Копаница, Език, Мокан и др.

У некоторых островов в двух рассмотренных периодах наблюдаются разносторонние деформации: Лунгу, Алеко, Люляк, Мишка, Вардим, Голяма бырзина и др.

Наиболее вероятной причиной этого является изменение руслоформирующих условий после построения болгарских дамб.

Представляет интерес и зарегистрированное в отдельных случаях боковое перемещение части островов, одной из причин которого можно указать построение болгарских дамб, в результате чего руслоформирующие расходы воды резко изменяют условия (основное течение имеет уже значительно большие скорости и глубины, благодаря чему размываются не только острова, но и берега, особенно если они аллювиальные).

В связи со сложными комплексными условиями в рассматриваемом участке р.Дунай тенденции движения и морфологические изменения различны для различных островов. Именно поэтому здесь каждый остров необходимо рассматривать в его конкретных условиях, когда изменения донной формы наступает под воздействием естественных тенденций развития речного течения, вмешательства человека путем построения одних или других сооружений или других вмешательств на одном или другом расстоянии от острова.

В этом случае трудно говорить о естественных тенденциях развития морфологических форм, включительно и для островов. На современные тенденции речного течения оказало воздействие построение целого ряда отдельных укреплений на участках с двух сторон Дуная (пристаней, укрепление берегов сел, насосных станций, направляющих сооружений, мостов и др.), а также существование построенных дамб. Построение гидроузла "Железные ворота", а также предстоящее регулирование некоторых больших притоков Дуная вносят новые элементы в стоковый и, особенно, наносный режим реки. Можно прогнозировать частичное увеличение размывающей и траспортирующей способности течения.

Производит впечатление также и обстоятельство, что при

трассировке дамб, как на болгарской, так и на румынской стороне, не взяты под внимание общие коррекционные принципы, а дамбы устанавливались на различных участках различно от 100 до 500 м параллельно берегу. При полноводии получается движение, не согласованное с его естественными тенденциями, с чередующимися несимметричными стеснениями и расширениями, при этом многие острова и рукава еще больше ухудшают условия стока. Естественно, причиной такого состояния является пограничный характер реки, а с другой стороны - отсутствие предварительных исследований по созданию общего коррегированного русла р.Дунай в нашем участке, согласованных как с естественными тенденциями развития, так и с новостроящимися сооружениями.

Состояние островов р.Дунай при условии строительства гидроузлов "Бенене-Чоара" и "Черна вода", как и общее состояние речных берегов и речных русел делает необходимым изучение и проектирование единого, общего русла для отвода паводков с необходимым обеспечением и для судоходства путем перемещения, при необходимости, трасс существующих дамб. При возможности ширину речного русла необходимо уменьшить за счет разрушения отдельных островов с целью избежать внезапных стеснений, расширений и т.п.

При перетрассировке дамб в зоне защищенных участков некоторые острова вблизи соответствующих берегов могут быть присоеденены, особенно когда они попадают в участки чувствительного расширения реки.

На некоторых больших островах, которые затопляются в условиях строительства Дуная минимально, могут быть построены дамбы с целью их использования для народного хозяйства в соответствующей стране.

На этом этапе необходимо предпринять общие исследования характера и тенденций морфологических изменений дунайских островов в новых измененных условиях, как составную часть общей программы исследования русловых процессов на этом участке реки.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ОСТРОВОВ р.ДУНАЙ ОТ 845 ДО 375 КМ

Щ.Райнов, И.Нинов, Д.Печинов, Н.Косев

Р е з ю м е

На основе обработки и сравнения ряда старых и новых картографических и других материалов для р.Дунай от 845 до 375 км делается оценка морфологических изменений островов р.Дунай за последнее столетие. Установлено, что за этот период в результате русловых процессов к левому берегу присоединилось 25 островов с площадью 41 900 дк, в то время как к правому берегу - только 2 острова с площадью 200 дк.

На основе тенденций изменения островов сделана их классификация. Острова были подразделены на группы: острова, которые почти не изменяются; острова, которые "плавают" по течению; острова, которые одновременно увеличиваются по и против течения; острова, которые уменьшаются впереди и сзади; острова, которые имеют боковое перемещение.

Отмечается влияние строительства дамб, укрепительных и направляющих сооружений, пристаней и др. на морфологические изменения островов и необходимость их учета при прогнозировании этих изменений.

СЕЛЕВЫЕ ПАВОДКИ В БАССЕЙНЕ ТИСЫ, ИХ РАСЧЕТ И ПРОГНОЗ

М.М.Айзенберг, Е.В.Хлоева, В.В.Яблонский

(СССР)

Р е з ю м е

Горная часть бассейна Тисы в пределах СССР благоприятна для формирования селевых паводков. Обобщены материалы многочисленных натурных данных и составлены карты районов Украинских Карпат по характеру селеформирования, которые могут служить в качестве основы для пространственного перспективного прогноза. Описаны виды расчетов и прогнозов основных характеристик селей. Основным прогностическим признаком селеформирования является выпадение в бассейне Тисы более 40 мм, а в бассейне Прута - более 70-80 мм осадков.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Der Gebirgsteil des Theißbeckens ist günsting für der Mureformierung. Es gibt die Verallgemeinerung der Materiallen der zahlreichen naturgemäßen Daten. Die Karten der Ukrainischen Karpaten wurde nach dem Charakter der Mure zusammengestellt. Sie können für der raümlich perspektivische Vorhersage dienen. Es gibt die Beschreibung der Formberechnung und der Vorhersage der Grundcharakteristiken der Mure. Das grund prognostische Zeichen der Mureformierung ist die Niederschlagsmenge im Theißbecken mehr - 40 mm, und im Pruthbecken - mehr 70-80 mm.

В условиях сильно расчлененного горного рельефа в бассейне р.Тисы сложное взаимодействие геодинамических и гидрометеорологических факторов довольно часто приводит к возникновению мощных селевых паводков. Эти процессы имеют место также и в бассейнах других притоков Дуная (Прута, Серета в пределах Украинских Карпат), являющихся частью Восточных Карпат.

Подстилающая поверхность в горной части исследуемого района характеризуется рядом разнородных геологических и тектонических структур, наличием в них дислокаций, осыпных, оползневых и оплывинных явлений, большими уклонами водосборов и водотоков. Она усложняется наличием разнообразной растительности, которая в ходе хозяйственного освоения района претерпела большие изменения, как способствующие селевой деятельности, так и ограничивающие ее.

Бассейн Тисы подвергается интенсивному постоянному, но чрезвычайно нерегулярному, гидрометеорологическому воздействию, в котором выделяются; большой размах колебаний температуры воздуха и почвы, наличие частых и глубоких оттепелей зимой, большая интенсивность и неравномерность выпадения осадков во времени и в пространстве и др.

В таких сложных условиях процесс механического соединения интенсивного водного (поверхностного и внутрипочвенного) стока и денудационного сноса достигает катастрофических размеров - возникают селевые паводки.

Наиболее благоприятные для селевого паводка условия подстилающей поверхности локализуются в зонах контакта разнородных тектонических структур.

Своеобразие формирования селевых паводков обусловили некоторые специфические черты их расчетов и прогнозов. Основными видами расчетов являются:

I) расчеты элементов режима селей по меткам уровней высоких вод и обмерам русел и конусов. Они включают расчеты максимальных расходов селя по гидравлическим и морфометрическим характеристикам, объемов селевых паводков по максимальным селевым расходам и продолжительности паводков, объемов селевых выносов по обмеру конусов выноса, максимальных размеров транспортируемых потоком крупных валунов [7, II]. Повторяемость этих паводков устанавливается путем опроса старожилов и анализа факторов селеформирования;

2) расчеты объемов, максимальных селевых расходов и других харак-

теристик селей по данным об осадках с использованием эмпирических формул для вычисления максимальных расходов селя [7, 12, 15]. Повторяемость паводков устанавливается по характеру распределения осадков и максимальных расходов воды;

3) моделирование процессов селевых паводков и потоков, позволяющее получить не только максимальные расходы селя, но и весь гидрограф. В соединении с зависимостями для определения весового и объемного расхода наносов этот метод позволяет определить основные расчетные характеристики селевых паводков [5, 9].

По результатам полевых обследований селевых паводков по следам их прохождения были определены максимальные селевые расходы, объемы селевых паводков и некоторые другие характеристики селевого процесса на многих водотоках Карпат.

Эти данные послужили основой для составления сводных таблиц селей Карпат, а их обобщение привело к составлению карт распространения селей [1, 10]. На картах показано происхождение (ливневое или снего--дождевое), тип (по составу переносимого материала), повторяемость, степень разрушительного действия селей. Установлено, что наиболее селеактивными являются бассейны Прута, Быстрицы Надворнянской, Черной Тисы, Белой Тисы, Тересвы.

Пополнение сводных таблиц новыми данными [2, 3] (некоторые из них приведены в табл. 1) позволяет уточнить границы районов и степень селеносности отдельных потоков, а также расширить диапазон значений физико-механических и гидрометеорологических параметров, при которых они возникают.

Прогнозирование селевых процессов, также как и их расчеты, обладает рядом особенностей. Эти особенности определяют наличие двух видов прогнозирования - пространственного и детерминистического.

Пространственное прогнозирование основано на использовании данных сводных таблиц селей и карт селеопасных районов. Это, однако, не прогноз в строгом значении этого слова, но одна из характеристик оценки селеопасности района.

Использование сводных таблиц и карт селевых районов является естественным этапом исследования на стадии составления перспективной схемы развития хозяйства горного района. Материалы по пространственному распределению селей, которые целесообразно использовать при перспективном прогнозировании развития хозяйства, содержатся также в более чем 150 описаниях селеносных рек и ручьев, обобщенных в научно-прикладном справочнике "Ресурсы поверхностных вод СССР" [10].

Однако, приходится констатировать, что на основании данных таблиц,

обобщающих основные характеристики селей, и карт невозможно установить условия, определяющие характеристики селевых паводков, возникающие на конкретных бассейнах. Такие задачи ставятся перед детерминистическим прогнозированием.

Для селей детерминистический прогноз осложняется тем, что его схема должна включать соединение интенсивного стока и денудационного сноса, которое обеспечивается геолого-геоморфологическими, гидрологическими и гидрометеорологическими условиями и которое приводит к катастрофическому процессу. Известно, что теоретические схемы такого сложного процесса, как селевой снос, в настоящее время разработаны недостаточно. Поэтому детерминистическое прогнозирование распадается на прогноз некоторых характеристик подготовленности бассейна к подвижкам блоков и смыву рыхлых материалов, а также прогноз жидкого стока.

Как показали исследования некоторых авторов [8, 14], расчет и прогноз селевых паводков целесообразно рассматривать по типам механизмов селеформирования. Основные механизмы селеформирования в Карпатах описаны в работах [2, 16].

В формировании селей, связанных с оползнями и оплывинами, важную роль играют показатели физико-механических свойств геогидрофильной массы, которые целессобразно назвать инертными, а не статическими [6].

В ряде исследований [5, 6, 16] показано, что рычагом управления в процессе нарушения равновесия геогидрофильных масс и в формировании селей является режим поверхностных и подземных вод. Под его влиянием массы переходят из устойчивого состояния в состояние неустойчивого равновесия и далее в состояние движения. Принципы расчета коэффициента устойчивости геогидрофильных масс $K = \frac{F_c}{F_q}$ (F_c - силы сопротивления, F_q - силы, сдвигающие массу) применительно к Украинским Карпатам описаны в работе [16]. Сущность этого коэффициента состоит в том, что он определяет предельное состояние геогидрофильной массы и поэтому может служить прогностическим признаком.

В частности, расчет коэффициента устойчивости может относиться к определенному природному образованию - скоплению наносов в русле в виде побочневого вала, скоплению наносов выше залома, оползневому телу и т.п., которое является поставщиком твердого материала селя. Если величина коэффициента устойчивости превышает единицу, то положение массы устойчиво. Величина коэффициента устойчивости может измениться под влиянием подвижной внутрипочвенной, русловой и подрусловой воды, которая, циркулируя по почвенным пустотам, оказывает фильтрационное

давление на частицы грунта [17], ослабляет связи между ними, а также оказывает гидродинамическое влияние на связные и несвязные агрегаты и отдельные частицы почвы. В настоящее время накоплено еще мало сведений о силах сцепления, фильтрационном давлении и других параметрах геогидрофильных масс. Предварительно по ряду натурных определений можно принимать сумму сил сцепления, обусловленных зацеплением скелета и водно-коллоидными свойствами геогидрофильных масс, в Украинских Карпатах равной 0,2-0,7 кг/см^2. Одними из внешних препятствий сдвигу русловых геогидрофильных масс являются заломы, характерные для русел рек Карпат. Сопротивление залома сдвигающим усилиям уменьшается по мере обветшания слагающих заломы бревен. По данным наблюдений над состоянием заломов установлено, что уже по истечении 7-10 лет после их формирования, наступает значительное уменьшение прочности сформировавших его бревен, что является косвенным показателем подготовленности залома к разрушению, а скоплений рыхлых материалов к подвижке.

Другим признаком общего состояния бассейна является оценка осадков, которые не только снижают устойчивость отдельных образований, но и стимулируют массовые подвижки, приводящие в конечном итоге к возникновению селей. Такой способ прогноза основывается на контроле состояния водного баланса селеносной площади [13]. Он состоит в том, что определяют по плювиографу количество атмосферных осадков, выпадающих на селеносную площадь, и измеряют сток с этой площади (по учащенным измерениям или расходомером). Разница этих величин характеризует насыщенность почво-грунтов влагой. Контроль за изменением этой характеристики ведется постоянно и по достижении ею значения величины порозности, что соответствует критическому состоянию водного баланса, объявляется опасность появления селя.

Минимальное значение осадков, вызывающих сели и являющихся общим прогностическим признаком селеобразования, для различных районов Карпат неодинаково. Так, для восточной части бассейна Тисы (район контакта Полонинской зоны с Водораздельно-Верховинской с севера и зоной межгорных котловин с юга) оно составляет 40-50 мм в течение 2-4 часов; для Прикарпатья - более 80 мм за сутки.

Для наиболее широко распространенных процессов селеформирования в Украинских Карпатах решающая роль в поступлении твердого материала остается за русловым потоком. Для таких случаев схема детерминистического расчета и прогноза паводка характеризуется следующими особенностями.

Катастрофическое гидрометеорологическое воздействие на водосбор

(преимущественно в виде ливня) является сигналом на входе системы, образуемой водосбором и его русловой сетью. Реакцией этой системы (сигналом на выходе) является гидрограф паводка в замыкающем створе или в устье. Исследования процесса стока естественных и искусственных осадков [4] показали, что в Карпатах и, в частности, в бассейнах Тисы и Прута имеет место нечеткое разделение стока на поверхностный и внутрипочвенный. На малых водосборах часть воды, остающейся в подвижном состоянии после смачивания растительного покрова и заполнения пор грунта, продвигается по уклону местности ускоренно по поверхности и в приповерхностном слое рыхлых отложений и замедленно в более глубоких слоях бассейна. Схема модели процесса формирования волны катастрофического паводка показана на рис. I. Ниже приводится краткая характеристика элементов модели процесса стока горного водотока, а также пример реализации расчета по этой схеме.

Продолжительные ливневые дожди в исследуемом районе связаны с циклонической деятельностью, которая усиливается влиянием гор. Наибольшая наблюденная величина суточных осадков достигает здесь 200-240 мм. Продолжительность их в среднем составляет 23-27 час. Наибольшая интенсивность ливней, как правило, приходится не на начальную, а на среднюю и следующую за ней фазу дождя, что стимулирует возникновение интенсивных паводков, в том числе и селевых. Отмечено, что региональные ливни дают большие суммы осадков в Прикарпатье, чем в Закарпатье.

Для ряда районов Карпат составлены гиетограммы распределения интенсивности осадков во времени, которые представлены в виде интегральных кривых нарастания слоя осадков (в долях от суточной суммы). Эти гиетограммы могут быть перестроены в расчетные, используя карту суточных сумм осадков расчетной обеспеченности [16]. Кроме того, можно использовать и наблюденные плювиограммы, которые необходимо перестроить в расчетные, т.е. содержащие интенсивности дождя за одинаковые интервалы времени, равные расчетному интервалу $\Delta\tau$. Из расчетной гиетограммы исключается слой начальных потерь, который в Карпатах рекомендуется принимать равным 10-15 мм. Учет потерь на испарение в ходе формирования паводка при интенсивных ливнях, способных составить за сутки сумму более 100 мм, не представляет интереса, так как суточная величина испарения в таких случаях не превышает 1-2 мм, что не выходит за пределы точности измерения осадков.

В ряде исследований указывалось, что в Карпатах потери на инфильтрацию составляют при установившемся режиме фильтрации на дерново-луговых почвах 0,02-0,20 мм/мин, на бурых лесных - 0,20-0,50 мм/мин [4]; в начальные фазы дождя и формирования стока потери могут пре-

вышать эти значения. Как показали наши исследования, между фазовыми величинами осадков и сопряженными с ними величинами слоев стока существуют некоторые соотношения - соотношение между сигналами на входе системы и на выходе из нее. Учитывая то обстоятельство, что водосбор определенным образом реагирует на этот сигнал и меняет не только величину, но и продолжительность его пробега, мы полагаем более целесообразным вместо суммарного коэффициента стока для расчета паводка применять так называемый "фазовый коэффициент реакции". Величины коэффициентов реакции принимают значения 0,30-0,40 в начальной фазе паводка, равномерно повышаются до 0,60-0,70 к моменту наступления максимума и в фазе спада составляют 0,80-0,95. Учет переменного для разных фаз формирования паводка соотношения между осадками и стоком способствует приближению рассчитанного гидрографа к наблюденному.

Установлено, что в горных условиях волна паводка формируется, в основном, ускоренным стоком, а замедленный сток составляет заметную долю на завершающей фазе спада.

По принятому нами предположению о важнейшей роли бассейнового регулирования в преобразовании избыточных осадков в сток были получены для разных форм водосбора интегральные кривые нарастания площади водосбора в зависимости от удаления от замыкающего створа. Эти кривые, построенные в относительных координатах, удобны для определения расчетного распределения единичных площадей стекания. Последнее будет различным для различных видов стока - ускоренного и замедленного.

Многочлен, отображающий процесс преобразования избыточных осадков в сток в замыкающем створе системы, представляет собой известную генетическую формулу стока, которая использована и в настоящей работе.

Расчетная схема, изложенная выше, была испытана на небольших водосборах в бассейне Дуная для описания процесса формирования катастрофических паводков (в том числе и селевых), наблюдавшихся в июне 1969 г. и мае 1970 г. На примере р.Каменки у с.Дора (паводок 7-9 июня 1969 г.) покажем влияние ведущих параметров модели - коэффициентов реакции α и времени реакции водосбора $\tau_{бас}$ - на форму гидрографа и его максимальный расход. Наблюденный гидрограф и гидрографы, вычисленные при различных значениях коэффициентов реакции и скоростей реакции ускоренного стока ($v_{бас}$), приведены на рис. 2. Несмотря на использование в данном случае лишь ускоренного стока, сходимость вычисленного при $v_{бас}$=0,5 м/с и $0{,}35 < \alpha < 0{,}90$ гидрографа с наблюденым оказалась в основные фазы паводка вполне удовлетворительной, что свидетельствует о соответствии принятых гипотез

естественному процессу формирования паводка.

Таким образом, в качестве рекомендаций по расчету гидрографов селевых паводков предлагается схема модели процесса катастрофического стока, в которой расчетные параметры принимают нижеследующие значения. Расчетный интервал времени осадков и стока равен 10 мин., коэффициенты реакции водосбора изменяются по следующей схеме (для осадков и паводков продолжительностью около суток):

номера расчетных интервалов осадков	1-24	25-49	50-70	71-76	77-80	80-100	101 и более
значения коэффициентов реакции	0,35	0,55	0,60	0,65	0,70	0,90	0,95

Скорость реакции ускоренного стока изменяется в пределах от 0,5 до 0,7 м/с. Скорости реакции замедленного стока примерно на порядок ниже этих значений.

Ввиду невозможности прогноза максимальных расходов малых рек или гидрографа селевого паводка по величинам выпавших осадков, поскольку природная "заблаговременность" такого прогноза не превышает времени реакции водосбора, составляющего для малых рек 1,5-2 часа, целесообразно использовать детерминистическую схему расчета, изложенную выше, привязав ее к определенной вероятности появления катастрофического паводка. Получив расчетные значения параметров, удовлетворяющие наилучшей сходимости вычисленных гидрографов с наблюденными, следует считать их повторяемость (вообще-то неизвестную) такой, что результат сочетания влияния этих параметров обладает повторяемостью один раз в 50-100 лет.

Поэтому можно говорить не только о расчете гидрографа малой горной реки, но и о вероятностном прогнозе катастрофического процесса стока и селевого сноса.

Таким образом, природная комбинация селевого сноса и катастрофического стока приводит к формированию стихийного процесса редкой повторяемости. Детальные наблюдения над процессами, приводящими к разрыхлению коры выветривания, изменению ее влажности и связанному с этим изменению физико-механических констант сопротивления сдвигу, а также наблюдения над процессами формирования катастрофического стока, накапливаемые в течение длительного периода, должны позволить осуществить детерминистический анализ и вероятностный расчет и прогноз формирования селевых паводков по принципу композиции вероятностей отдельных процессов, составляющих сложный стихийный процесс.

Особо следует указать и на возможность использования в горных районах Украинских Карпат дендрохронологического метода установле-

ния повторяемости селей, который можно использовать для вероятностного прогноза. Карпаты отличаются большой лесистостью, по берегам селевых потоков произрастают леса, отдельные деревья несут на себе следы селевой деятельности. В дополнение к повторяемости селей, определенной по повторяемости осадков, следует рассматривать и повторяемость селей, установленной по этим следам. Следы селевой деятельности на деревьях и кустарнике позволяют установить высоту подъема уровней селевых паводков и величину максимальных расходов селей. Анализ годовых колец, имеющих следы прохождения селей, позволяет сделать заключение о повторяемости селевых паводков за довольно продолжительный период. В соединении с анализом повторяемости селей по историческим опросным данным этот способ дает хорошие результаты. Работы по дендрохронологическому методу изучения повторяемости селей в комплексе с изучением геологических и гидрологических условий предлагается развивать на стационаре "Свидовец" в бассейне Черной Тисы.

Таким образом, разработанные в настоящее время принципы расчета и прогноза позволяют оценивать селеопасность территории, определять основные параметры селевых паводков и открывают пути для детерминического и вероятностного прогноза селевых паводков.

Литература

1. Айзенберг М.М., Гольдин Б.М., Иванов Б.Н., Олиферов А.Н. Новые карты и классификация селевых бассейнов горных районов Украины. Информационный бюллетень "Геофизика и астрономия", № 8, Киев, 1965.
2. Айзенберг М.М. О роли природных и антропогенных факторов в селеобразовании в Украинских Карпатах. Труды УкрНИГМИ, вып. 119, 1972.
3. Айзенберг М.М., Вольфцун М.Л., Хлоева Е.В., Яблонский В.В. Исследование селей в бассейне р.Черемош в связи с проектированием Ростокинского водохранилища. Труды УкрНИГМИ, вып. 119, М. 1972.
4. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Вишневский П.Ф., Иваненко А.Г., Позднякова В.Б., Тюхтя К.К. Экспериментальные исследования дождевого стока в Карпатах (бассейн р.Рики). Труды УкрНИГМИ, вып. 69, 1967.
5. Виноградов Ю.Б. Модели процессов селеобразования. Труды КазНИГМИ, вып. 51, 1971.

6. Ворошилов В.И. Прогноз развития селевых явлений в условиях освоения Черноморского побережья Кавказа. "Инженерно-геологические проблемы градостроительства", М., 1971.
7. Временные методические указания по расчету основных параметров ливневых и селевых паводков на территории Армянской ССР. Ереван, 1972.
8. Голубев Г.Н., Флейшман С.М. Основные механизмы формирования селей и пути их прогнозирования. Доклады X Всесоюзной конференции по селевым потокам и горным русловым процессам. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1968.
9. Кучмент Л.С. Математическое моделирование речного стока. Гидрометеоиздат, Л., 1972.
10. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 6, вып. I. Западная Украина и Молдавия. Гидрометеоиздат, Л., 1969.
11. Срибный М.Ф. Аналитические основы расчета скоростей и максимальных расходов паводков. "Проблемы паводков". Изд. АН СССР, М., 1959.
12. Соколовский Д.Л. Селевые паводки, их гидрологические особенности и методика расчета. Метеорология и гидрология. № 5, 1947.
13. Тимофеев С.М. Способ прогнозирования селя. Авт. свид. СССР, кл 01 1/00, № 295102. Заявл. 23.07.69, опубл. 30.03.71. Реферативный журнал ВИНИТИ "Геофизика", Сводный том., № 12, М., 1971.
14. Флейшман С.М. Сели. Гидрометеоиздат, Л., 1970.
15. Херхеулидзе И.И. Сквозные защитные и регулирующие сооружения из сборного железобетона на горных реках. Гидрометеоиздат, М., 1967.
16. Яблонский В.В. Об особенностях развития селевого сноса и механизмах формирования селей в Карпатах. Труды УкрНИГМИ, вып.119, 1972.

Таблица I

Характеристики селевых паводков в бассейне р.Тисы

Ручей	Дата прохождения максимального расхода	Дата измерения максимальных расходов воды по меткам УВВ	Площадь водосбора, $км^2$	Длина водотока, км	Продольный уклон	Средняя глубина потока, м	Средняя скорость потока, м/с	Расход воды, $м^3/с$	Объем паводков, $10^3 м^3$	Объем наносов, $м^3$
Малый Драгобрат	4.УШ.1971	12.УШ.1971	1,26	2,55	0,158	1,08	3,44	37,6	192	28,8
Мандринец	8.УІ.1969	10.УШ.1971	2,01	1,50	0,154	1,26	3,78	23,4	70,2	12,6
Марморец	8.УІ.1969	11.УШ.1971	2,15	1,90	0,098	0,57	1,98	7,42	29,2	2,66
Белый	13.У.1970	11.IX.1970	45,1	12,0	0,030	1,34	2,86	108,0	2500	255
Дурной Поток	8.УІ.1969	6.УП.1972	0,33	1,20	0,289	2,02	4,71	53,2	128	26,4
Сухой	8.УІ.1969	4.УП.1972	3,66	2,98	0,071	0,78	2,44	15,8	94,7	6,35
Трефов	9.УШ.1972	21.УШ.1972	0,56	1,60	0,250	1,25	4,23	27,5	88,0	15,8
Глинница	9.УШ.1972	21.УШ.1972	0,97	1,65	0,141	0,74	3,28	7,54	24,9	1,67
Волчиц	8.УІ.1969	16.УП.1972	0,64	1,50	0,344	1,00	4,32	32,2	96,9	6,50

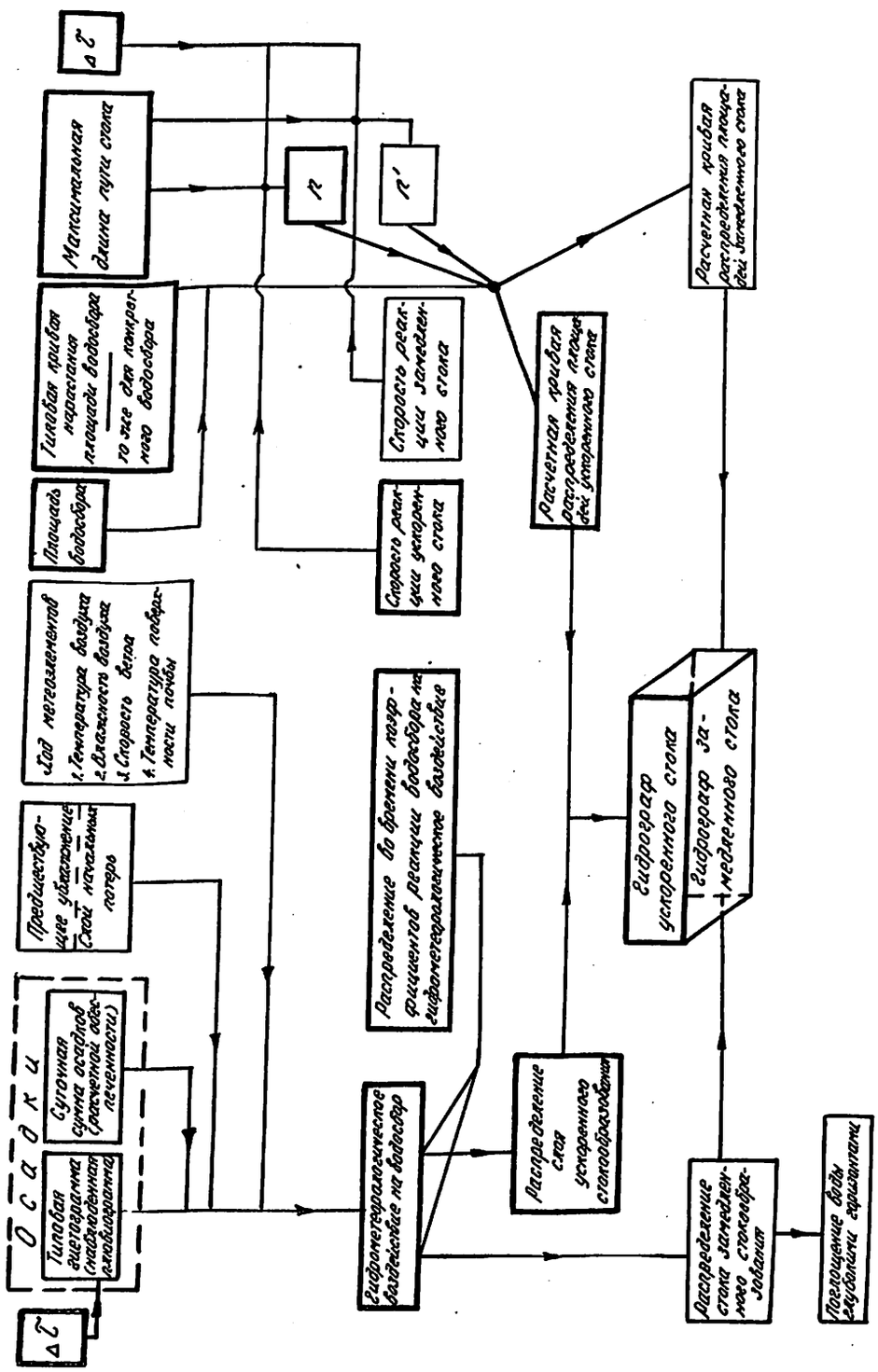


Рис.I. Схема модели процесса стока

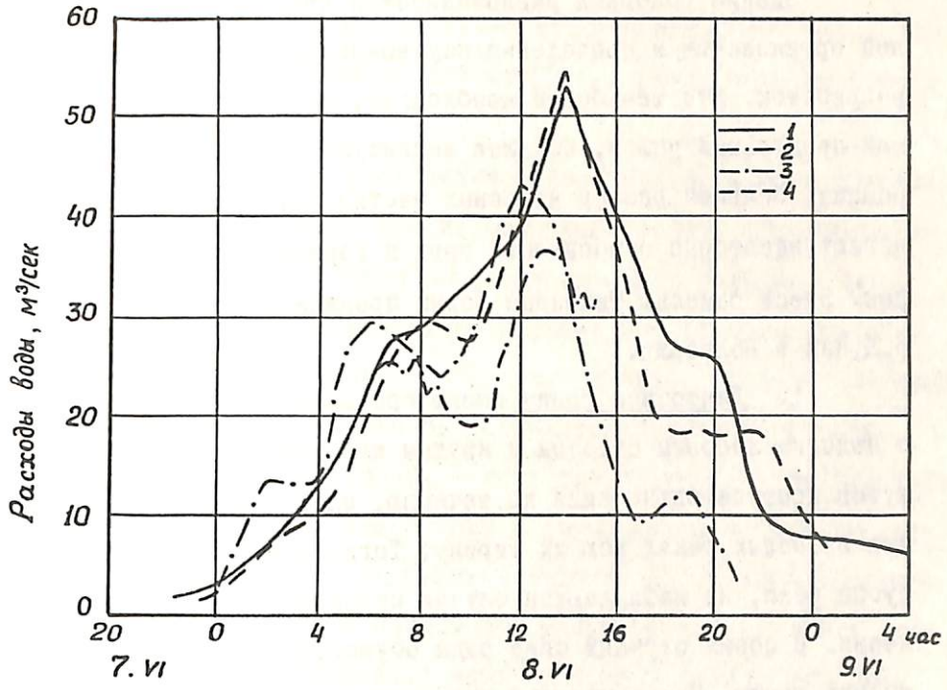


Рис.2. Наблюденный и вычисленные гидрографы паводка 7-9 июня 1969 г., р.Каменка - с.Дора.

I - наблюденный гидрограф,

2 - вычисленный гидрограф при $V_{бас.}$ =0,76 м/сек, α =0,5,

3 - вычисленный гидрограф при $V_{бас.}$=0,600 м/сек, α =0,6,

4 - вычисленный гидрограф при $V_{бас.}$=0,50 м/сек, $0{,}35 < \alpha < 0{,}95$.

ТИПЫ РУСЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПРИТОКАХ р.ДУНАЙ В БОЛГАРИИ

Георги Иванов Гергов

I. Разновидности гряд

Знание основных разновидностей гряд необходимо для правильной организации и проведения научно-исследовательских и проектных разработок. Это тем более необходимо, если иметь в виду, что большой продольный уклон, большая амплитуда изменений гидрологического режима, большой размер наносных частиц и узкие речные долины обуславливают некоторые особенности гряд в горных и предгорных участках рек. Здесь описаны типичные формы проявления гряд по притокам р.Дунай в Болгарии.

1. Ленточные гряды имеют правильную геометрическую форму с пологим лобовым откосом и крутым низовым откосом склона. Они движутся поступательно вниз по течению, следуя одна за другой, занимая на малых реках всю их ширину. Тогда они расположены поперек русла реки, но наблюдаются случаи перекошенности гряд в их расположении. В обоих случаях слив воды осуществляется равномерно по всей ширине гряды. При изменении гидрологического режима, например спаде, гряда полностью преостанавливает свое движение, но оно может быть продолжено в пассивной форме посредством срабатывания ее гребня под воздействием все еще относительно высоких речных расходов после прохождения пика сточной волны. В результате этого на основной первичной гряде формируются вторичные гряды. Каждый порядок гряд соответствует определенной фазе гидрологического режима. Так, русло реки принимает ступенчатое оформление, которое сохраняется до наступления следующего паводка. При межени почти не наступают изменения в морфологической структуре русла, так как течение воды весьма слабое, чтобы могло вызвать какие-то изменения посредством массовой траспортировки крупных частиц - гравия и камня, которые

образуют гряды в горных и предгорных участках рек. Это позволяет нам использовать периоды меженей при проведении натурных измерений. Такие измерения проведены автором в верхних участках некоторых притоков р.Дунай. Результаты представлены в Таблице 1, а на рис.1 дан пример гряды с формированием на ней вторичных гряд, наблюдаемых на р.П.Бистрица.

2. Побочни - это перекошенные гряды, расположенные в шахматном порядке по течению реки. При их обтекании водное течение отличается извилистостью, что четко выражено во время меженей, когда их наиболее высокие части пересыхают и формируют шахматно расположенные пляжные полосы, врезанные в водное течение. Во время меженей и средних вод слив воды происходит концентрированно через часть длины перекошенного гребня гряды. В этот период гребень срабатывается под воздействием переливающей воды и формируются вторичные ленточные гряды в виде языков, выдающихся вперед. Переливающий водный поток направлен к берегу и в подходящих условиях может вызвать его переформирование. Это наблюдается часто при обваловании рек. Выправление речного течения весьма большое, после чего начинается его изгиб вследствие описанных причин. Из практики можно привести несколько примеров. В некоторых случаях интенсивность переформирования берега большая и через несколько лет эксплуатации обвалованного участка надежность береговых укреплений и даже дамб застрашена. Такой пример наблюдался на р.Струма в местности Маринчов завой, представленный на рис.2. Автором проведены измерения на нескольких реках-притоках р.Дунай в Болгарии. Результаты систематизированы в таблице 2.

3. Острова - временно пересохшие высокие части гряд. Они могут быть расположены один за другим в середине водного течения, когда сформированы из одиночных ленточных гряд; могут быть по несколько в одном створе, когда там движется по несколько ленточных

гряд; или могут примыкать к одному из берегов, когда они сформированы из побочней. Наличие островов в данном участке реки говорит о большом наносном стоке и больших колебаниях в гидрологическом режиме реки. При повышении расходов наступают благоприятные условия для массового транспорта донных наносов и тогда снова наблюдается движение островов. Иногда острова обрастают растительностью и начинается их продолжительное укрепление и разрастание. Это процесс биологического стабилизирования, развитию которого содействуют наличная влажность, питательная среда и продолжительные межени. Большие колебания в гидрологическом режиме притоков р.Дунай в Болгарии не позволяют полному развитию описанного процесса и поэтому в них отсутствуют биологически укрепленные острова. Этому весьма содействует хозяйственная деятельность человека, включающая возведение ряда укрепительных сооружений и проведение регулировачных мероприятий. Эта хозяйственная деятельность проводится с целью предохранения прилегающих плодородных речных долин от залива и их максимального использования. Формирование островов по описанной схеме может наблюдаться по течению р.Дунай.

Указанные разновидности гряд имеют распространение по притокам р.Дунай в Болгарии. Наблюдаются, преимущественно, вертикальные изменения речного дна, которые имеют особенное значение при сооружении и нормальной эксплуатации водозаборов, насосных станций, устоев мостов, укрепительных береговых сооружений, подпорных насыпей на железнодорожных и шоссейных трассах. Геометрические размеры этих русловых морфологических элементов соизмеримы с размерами русла - их высота обычно в несколько раз меньше глубины реки, в то время как их длина в несколько раз больше ширины. Их средний уклон одинаков с уклоном реки. Гряды, побочни и острова составляют структурно-структурно-морфологические уровни - русловые мезоформы в отличии от

русловых макроформ, геометрические размеры которых во много раз больше ширины русла. Формирование и развитие макроформ связано с движением сильно удлиненных перекошенных гряд и интенсивным массовым обменом наносами между руслом и поймой. В результате этого русло оформляется широким, мелководным, изгибаемым с периодически потопляемым пойменным массивом. Богатое разнообразие природных условий Болгарии содействует наблюдению следующих разновидностей русловых макроформ:

1. Русловая многорукавность наблюдается, когда в реке формируется одновременно несколько островов и они стабилизуются путем биологического укрепления. Схема речного течения осложняется и она находится в процессе непрерывного изменения вследствие продолжающегося развития речных островов и образования новых таких в речных рукавах. Этот процесс образования сложной системы, состоящей из речных островов, может наблюдаться на р.Дунай, но на северных болгарских притоках р.Дунай он не развивается. Причины этого были даны при описании одиноких островов.

2. Блуждание - разновидность русловой многорукавности, которая имеет широкое распространение в горных и предгорных участках притоков р.Дунай в Болгарии. Это весьма интенсивный процесс изменения схемы речного течения, который охватывает всю ширину узкой речной долины. Колебания в гидрологическом режиме частые и весьма резкие, вследствие чего движение гряд имеет несвязанный характер. После прохождения паводков все наносы осаждаются на дне, как однородная смесь донных и взвешенных наносов. Биологическое стабилизирование речных берегов и островов не производится, так как русло - процесс непрерывных изменений. При каждой новой сточной волне река проделывает новое русло между отложениями. Пойма, сооруженная из пойменных фаций, отсутствует и вся речная долина является руслом реки,

состоящим из русловых отложений с большой подвижностью.

3. Ограниченное меандрирование - процесс формирования последовательных речных излучин в узких речных долинах, которые спалзают вниз по течению, сохраняя свои формы. Эти участки имеют пойму. По расположению речных поворотов они напоминают очертание речного участка с побочнями. Вогнутый берег высокий и крутой, а выпуклый - оформлен в виде пляжной полосы, которая непрерывно повышается к берегу и плавно примыкает к нему. Развитие речных излучин по ширине речной долины воспрепятствовано материнскими геологическими формациями, ограничивающими речную долину, сравнительно большими уклонами, расходом и стоком наносов реки. Всущности, эти условия встречаются во многих предгорных речных участках, а даже и в некоторых равнинных участках притоков р.Дунай в Болгарии. Этим объясняется широкое распространение этого типа русловой макроформы.

4. Свободное меандрирование - русловая макроформа, в которой основной морфологический - речная излучина - достигает полного развития (рис.3). Подобно речным излучинам при ограниченном меандрировании она с высоким, крутым, вогнутым берегом, подвергнутым активному разрушительному воздействию воды, и с низким, пологим, выпуклым берегов, обычно оформленным в виде пляжной полосы. Развитие излучин может охватить всю ширину речной долины, при котором установлены точки - обычно инфлексные точки в их очертании. Они не меняют своего положения, и так они определяют за продолжительный период времени общее направление течения реки. Излучины имеют циклическое развитие, начиная с прямолинейного участка, проходя через этап прогрессивного асимметрического очертания до момента прорыва в месте шейки, после чего процесс повторяется снова. Они являются инерционными формами речного рельефа, которые периодически изменяются при высоких значениях речных расходов.

Свободное меанрирование распространено по многим равнинам речных участков болгарских притоков р.Дунай. В некоторых местах его развитие восприпятствовано ограничительным действием твердых геологических формаций, которые спускаются к реке, или по другим причинам. Такие примеры могут быть приведены для р.Янтра и др.рек.

Изучение различных типов русловых макроформ, их особенностей и распространения представляет большой интерес для инженерной практики, так как содействуют правильному подходу при решении ряда инженерных проблем, связанных с выбором трассы речного обвалования, безопасного расположения гидротехнических сооружений, подходящих береговых укрепительных мероприятий и т.д. В некоторых случаях могут возникнуть проблемы, связанные с точным определением государственных границ, когда они проходят по течению некоторых рек. Таким примером может служить р.Тимок в районе с.Брегово.

Необходимо делать разницу между русловыми формами в описанных случаях и русловыми формами при вынужденном меандрировании, вызванных особенной орографией местности или при обтекании трудно размываемых геологических формаций в горных речных участках. В этих случаях отсутствуют любые плавные смещения русла, а транспортировка донных наносов связана с движением мезоформ и выражается только в высоте изменения речного дна.

II. Типизация русловых процессов

Подробное описание характеристик основных структурных морфологических элементов, наблюдаванных на притоках р.Дунай в Болгарии, позволяет приступить к типизации рек в зависимости от характера развития русловых процессов. Типизация проведена путем анализа особенностей русловых форм и процессов на всех последовательных участках исследованных рек. Результаты представлены в виде схем на карте -

рис. 4. При ее составлении приняты обобщенные морфологические категории, имеющие наибольшее распространение.

1. Речные участки, в которых русловой процесс проявляется посредством формирования и движения речных мезоформ - ленточных гряд, побочней и островов. Между этими формами существует генетическое единство, а их проявление определяется гидрологическим режимом рек. Развитие русловых процессов ограничено и сводится к внутрирусловым деформациям без существенных плановых изменений русла.

2. Речные участки, в которых русловые процессы проявляются посредством блуждания рек. Они характеризуются непрерывными и большими изменениями дна по высоте и плана речного русла. Река перегружена донными наносами, которые продвигаются только при прохождении высоких сточных волн. Русло широкое, с небольшими глубинами и с большими уклонами, вследствие чего наносы быстро осаждаются на дно после прохождения сточной волны.

3. Речные участки, в которых русловые процессы проявляются посредством развития ограниченного меандрирования. Для них характерны плановые деформации речного русла, проявляющиеся в образовании речных излучин и их спалзании вниз по длине реки при сохранении форм речного рельефа. Берега не очень высокие, состоят из аллювиальных отложений, а речная пойма - узкая и ограничена неразмываемыми границами речной долины.

4. Речные участки, в которых русловой процесс проявляется посредством развития свободного меандрирования. В них осуществляются большие циклические плановые деформации речных излучин и формируется пойма.

5. Выделено несколько неисследованных речных участков, вследствие отсутствия подходящих материалов для проведения анализа.

Данная карта распространения различных типов русловых процессов представляет собой первый опыт в схематизации и научном исследовании русловых процессов на притоках р.Дунай в Болгарии на основе созданной коллективом ГГИ-Ленинград гидроморфологической теории русловых процессов.

III. Выводы

Проведенные исследования позволяют сделать следующие основные выводы:

1. Основные морфологические элементы, которые определяются из гидроморфологической теории русловых процессов, встречаются в горных и предгорных участках притоков р.Дунай в Болгарии. Они состоят из крупных наносных материалов - гравий и камень-, но подчиняются закономерностям, установленным для этих элементов в равнинных участках рек.

2. Установлены морфологические особенности блуждающих рек, которые имеют широкое распространение в Болгарии, в частности, по притокам р.Дунай.

3. Сделана типизация притоков р.Дунай в Болгарии в зависимости от характера развития русловых процессов.

Л И Т Е Р А Т У Р А

Н.Знаменская - Грядовое движение наносов, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1968

А.Клавень - Кинематическая структура турболентного потока, Труды ГГИ, вып.147, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1968

Н.Кондратьев - О дискретности русловых процессов, сб.Проблема русловых процессов, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1953

Н.Кондратьев - Гидроморфологические процессы и методы их изучения, автореферат, Ленинград, 1968, ГГИ

Н.Кондратьев - Форма русел и форма перемещения наносов, Труды ГГИ, вып.40, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1953

З.Копалиани, В.Цхададзе - Типы речных Западной Грузий, Труды ГГИ, вып.195, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1972

З.Копалиани, В.Ромашин - Проблемы русловой динамики горных рек, Труды ГГИ, вып.183, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1970

Н.Кулемина - О натурных исследованиях руслового процесса в половодье, Труды ГГИ, вып.147, Гидрометеоиздат, Ленинград,1968

С.Лелявский - ВВедение в речную гидравлику, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1961

И.Попов - Деформации речных русел и гидротехническое строительство, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1969

И.Попов - О формах перемещения речных излучин, Труды ГГИ, вып.56, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1956

В.Ромашин - О структурном подходе к русловой морфометрий, Труды ГГИ, вып.169, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1969

Б.Снищенко - Движение песчанных гряд в естественных водных потоках, Труды ГГИ, вып.136, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1966

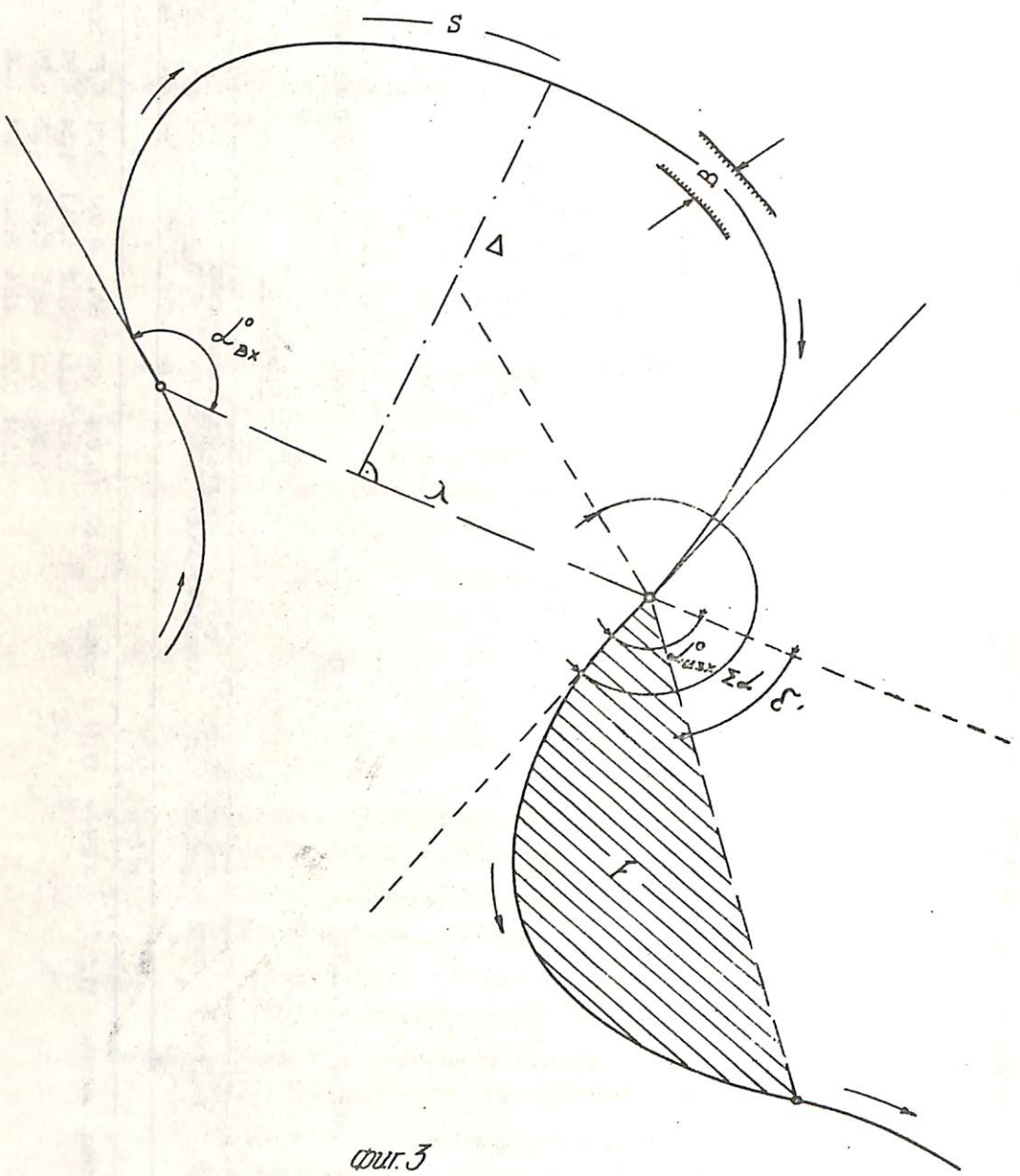
Г.Гергов - Същност и действуващи фактори на русловия процес, сп. Хидротехника и мелиорации, София, 1972, № 10, с.17-20

Таблица 1.

река	участок	дата	измерен расход	темпер. воды	тип мезоформ	число Фруда в полов.	число Фруда измерв.	висота гряд Δ	длина гряд λ	Δ/λ	λ/B_пол	Δ/h_пол	диаметр наносов d_50	диаметр наносов d_70
			м³/с	°C				м	м				мм	мм
Ч.Искър	Говедарци	30.3.72	0.74	2.4	гряд	0.31	0.20	0.84	44.5	0.019	5.56	1.91		
Искър	Горубляне	28.3.72	0.054	14.8	гряд			2.05	110.0	0.019	0.48	1.46	54.0	
Искър	Горубляне	6.I.73	0.004		микро-		0.10	0.08	0.3	0.267				
					гряд		0.10	0.08	0.7	0.114				
							0.10	0.07	0.4	0.175				
			0.005				0.08	0.09	0.7	0.128				
							0.08	0.08	0.5	0.145				
							0.09	0.03	0.6	0.050				
							0.08	0.10	0.8	0.125				
							0.08	0.08	0.4	0.178				
							0.08	0.07	0.4	0.175				
							0.09	0.10	0.5	0.200				
			0.007				0.09	0.11	0.4	0.275				
							0.10	0.05	0.5	0.100				
							0.09	0.03	0.6	0.050				
							0.09	0.07	1.0	0.074				
							0.08	0.07	0.5	0.140				
							0.10	0.08	1.1	0.073				
							0.09	0.011	0.6	0.183				
Леснов.	Лесново	31.3.72			микро гряд	0.12		0.015	0.38	0.039	0.027	0.016	0.73	0.96

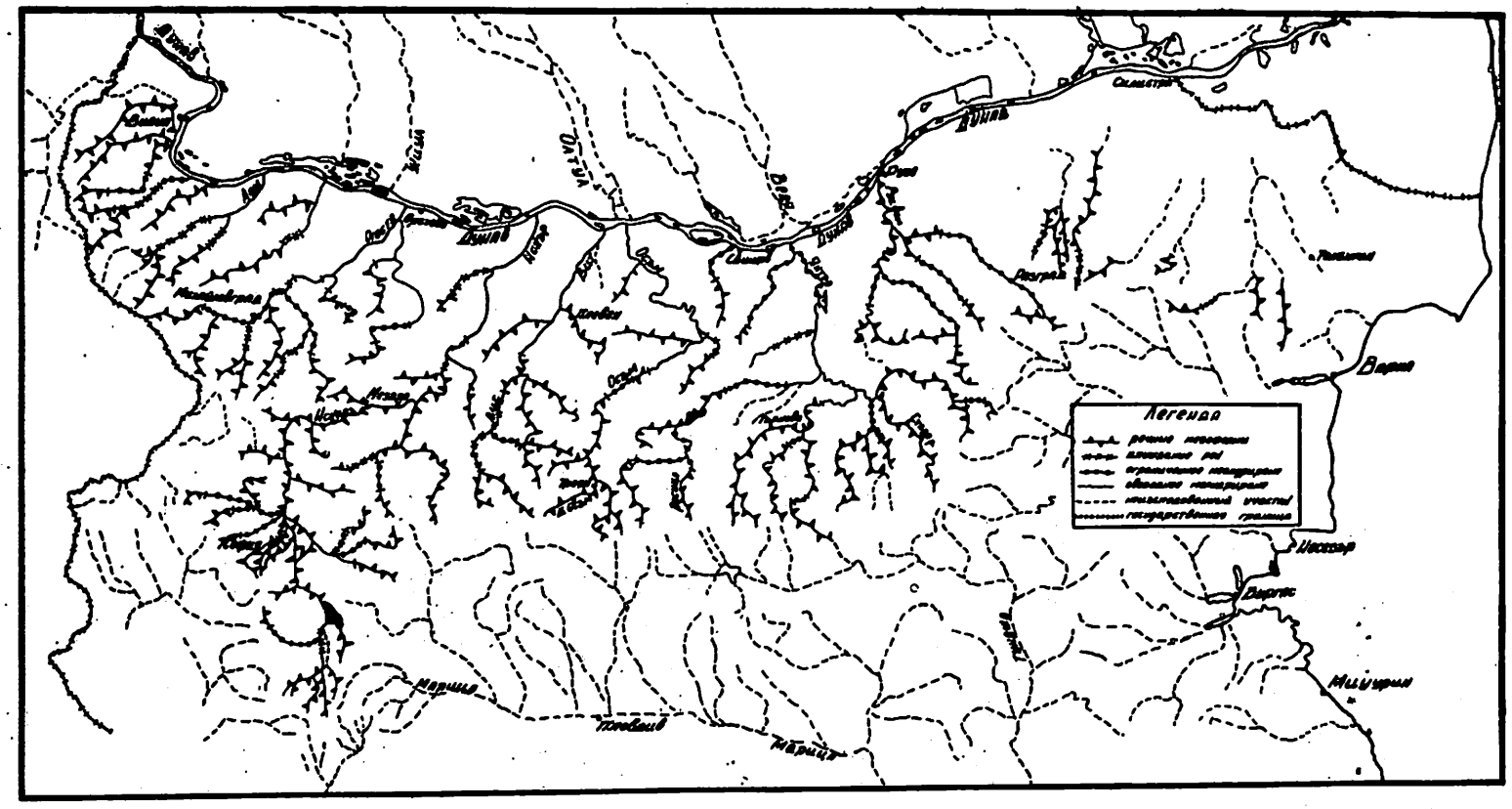
Таблица 2

река	участок	дата	измерен. расход	темпер. воды	тип мезоформ	число-Фруда вполов.	число-Фруда измерен	висота гряд Δ	длина гряд λ	Δ/λ	λ/B_пол	Δ/h_пол.	диаметры наносов d_50	диаметры наносов d_70
			м³/с	°C				м	м				мм	мм
Лесновска	Лесново	17.5.72	1.30	17.0	побоч.	0.125	0.604	0.40	60.0	0.007	2.31	0.67	14.0	21.0
							0.415	0.54	40.0	0.013	1.54	0.90		
							0.358	0.51	58.5	0.009	2.25	0.85		
							0.544	0.79	44.4	0.018	1.71	1.32		



Фиг. 3

НАРОДНАЯ РЕСПУБЛИКА БОЛГАРИЯ



ИЗМЕРЕНИЕ И РАССЧЕТ НАНОСОВ НА РЕКЕ ДРАВЕ ВОЗЛЕ С. БОТОВО

Мр. БОНАЦЦИ О. дипл. инж.
Гидрометеорологический институт СРХ, Загреб
СФР Югославия

Р Е З Ю М Е

С целью исследования морфологических и динамических элементов течения реки Дравы в 1969 году у с. Ботово выбран был экспериментальный участок, длиной 7,6 км. Особенное внимание было обращено измерении и рассчету влекомого и взвешенного наноса. В докладе описаны методы измерения и рассчета количества наносов. Показаны некаторые элементы новой стохастическо-гидрологической модели в рассчете количества влекомого наноса.

MESSEN UND BERECHNEN DER SCHWEBSTOFFÜHRUNG UND DES GESCHIEBETRIEBS DER DRAU BEI BOTOVO

K U R Z F A S S U N G

Im Jahre 1969 wurde bei Botovo an der Drau (Jugoslawien) eine Strecke von 7,6 Km als Experimentalabschnitt gewählt. Absicht und

Zweck dieses Abschittes sind Untersuchungen der morphologischen und dynamischen Elemente des Flusslaufes der Drau. Spezielle Beachtung wird dem Messen und Auswerten des Geschiebetriebes und der Schwebstofführung gewidmet. Im Referat wurde die Methode des Messens und Auswertens angeführt. Es wurden auch einige Elemente des neuen stochastisch-hydrologischen Models zum Errechnen des Quantums des Geschiebetriebs beschrieben.

ВСТУПЛЕНИЕ

Югославско-венгерская комиссия по делам водного хозяйства на своем I2 заседании вынесла постановление об установке экспериментальных участков на реке Драве. Причиной для их установки послужила необходимост создания концепций регулирования участков реки Дравы на более длинных протяжениях. Измерения сделана с целью получения сведений, необходимых для создания общего плана регулирования. Специяльное внимание было посвящено изучению характеристик влеконых и взвешенных наносов, а так же и наносов, образующих дно реки.

Югославские специалисти начали свои первые исследования в течение I969 года, а к работам приступили в I970 году. Длина экспериментального участка равна 7,6 км. На указанном участке нанесено 45 профилей. На э. участке производятся следующие работы: измерение поперечных профилей, измерение уровня воды вдоль всего участка, а так же и на отдельных меньших его частях, измерения расхода воды, измерение поля пульсационной скорости, измерение расхода взвешенного наноса, измерение расхода влекомого наноса, получение наноса, овразующего дно реки вдоль всего участка, измерение береговых эрозионных процессов, измерение направления створа реки и т. д.

В докладе будут показаны только результаты измерений и анализов взвешенного и влекомого наноса.

ВЗВЕШЕННЫЙ НАНОС

Сведения, полученные измерением взвешенного наноса на реке Драве у с. Ботово дают нам большое количество интересных данных. Обработкой этого материала создана возможность комплекс-

ного обозрения и решения проблематики взвешенного наноса. Проведены сравнения всех существующих методов измерения, применяемыхот 1967 года на створе реки Дравы у с. Ботово. При этом высчитаны количества взвешенного наноса как на основании разных методов измерения, так и на основании различных методов обработки. В таблице I показаны результаты общего расхода взвешенного наноса P_i в каждом году.

ТАБЛИЦА I

№	Г.	P_1	P_2	P_3	P_4	P_5	P_6
1.	1967.	-	-	-	-	992	-
2.	1968.	-	-	-	-	537	-
3.	1969.	938	912	-	-	942	-
4.	1970.	1316	1314	1554	1538	1622	-
5.	1971.	526	479	560	507	498	605

P [т/10³]

Индексы к букве P означают разные способы измерения или рассчета как ниже показано.

1. Измерения проведены протекающим типом батометра /Жуковского/ вдоль всего створа. Высчитано отношение

$$P_1 = \frac{1}{8,11} Q^{0,951}$$

при чем P_1 является средней концентрацией взв. наноса взятого створа в кг/м³.

2. Измерения сделана тем же самым батометром, но высчитано отношение

$$P_2 = \frac{1}{2,63} Q^{1,782}$$

при чем P_2 нужно считат средней концентрацией взв. наноса в скунду в кг/сек.

3. Измерения получены вакуумным батометром /тип "Я. Черны"/ вдоль всего створа, а обработаны графическим способом.

4. Измерения проделаны тем же вакуумным батометром, а обработаны аналитическим способом.

5. Взв. нанос захвачен только на одном месте и только раз в день. Место захвата находится непосредственно под поверхностью воды и на расстоянии приблизительно в 40-50 м от ПТЛБ.

6. Взв. нанос каждый день берется с помощью батометра-бутылки в 10 одинако распределенных точках вдоль вертикали измерения которая находится в том же месте как и в т. 5.

Графический обзор результатов показанных в таблице I помещен на рисунке 1. Из рисунка видно что результаты полученные на основании различных методов измерения и рассчета, в своей сути различны в очень малом. Взаимоотношение между P-Q носит постоянный характер.

В практике анализа взв. наноса введено в обычай восстановить связь между C -средне годовое количество взв. наноса в секунду и $\overline{Q}$ -средний годовой расход воды. За пятилетние сведения обработанные по методи 5, высчитано отношение, показанное на рис. 2.

$$C = 0,00001013\ \overline{Q}^{2,38}$$

На рис. 3. показаны кривые в отношении расхода взв. наноса и воды в месяц, отдельно для каждого приведенного метода. Разница между кривыми не велика. Только при больших расходах /$\overline{Q}_{мй} > 800$ м^3/сек/ происходит дисперсия кривых. Причина этого явления заключается в малом числе данных, существующих для высоких средних месячных расходов.

С практической /проблема прогноза/ как и с теоретической точки зрения очень интересным является вывод в отношении % месячного количества протекающей воды к % месячного количества взвешенного наноса от общего годового количества. Для всех приведенных методов измерения и расочета высчитаны постоянные отношения в формуле /рис. 4./

$$P = a W^b$$

Как нужно было и ожидать, отношение не является линейным. При пересечении полученных кривых с направлением под углом в 45°, т. е. с направлением P=W приходим к заключению о существовании относительно постоянной точки пересечения. Она находится между 9,1 и 9,4 %. Физикальное значение этого пересечения заключается в определении двух областей α и β , у которых в нижней зоне / α / процент расхода воды больший чем процент расхода взв. наноса. В верхней зоне / β / положение противоположное. Сделаны рассчеты с годами, которые начинаются в разные месяцы /назовем их скользящими годами/. Вывод получает тот же, как и в предыдущем изложении. Он дает нам возможность делать прогноз средних месячных расходов взвешенного наноса в случае, если имеем прогнозированный средний месячный расход воды.

ВЛЕКОМЫЙ НАНОС

В течение 1969 и 1970 годов влекомый нанос измерялся только на пяти постоянных вертикалях. Начиная с 1971 года количество вертикалей увеличено в 2-3 раза. Их местоположение сделалось непостоянным, а определяется высотой уровня воды в то время. Целью новой системы измерения является получение более точных сведений о характеристиках течения влекомого наноса. Это необходимо, потому что неоднородность распределения зерен влекомого наноса вдоль створа является очень большой. С другой стороны распределение скорости воды вдоль створа так же является необычным, принимая во внимание геометрическую форму створа. На рис. 5. показаны приведенные характеристики.

Новым способом измерения мы хотели создать возможность применения метода планирования экспериментов в исследовании влияния некоторых факторов на количество расхода влекомого наноса. Эти факторы следующие:

а/ время пользования батометра,
б/ уровень или расход воды в створе,
в/ средняя скорость течения воды,
г/ подение поверхности воды в створе,
д/ количество воды, находившейся в предыдущем периоде,
е/ местоположения вертикали в створе.

Цель таким способом организованных измерений и анализов состоит в том, чтобы исследовать существование каких-либо новых факторов и их интеракции. Особенное внимание вызывает фактор д/. Он явля-

ется ключом для понимания взаимоотношения между существующим количеством наноса в бассейне или в русле реки и действующей силой потока воды. Первые результаты уже получены. Дальнейшая работа на аналитической обработке измерений дала нам очень важные данные для создания новой модели. Эта модель типично гидрологическо-стохастического характера. Основная задача модели заключается в определении более точного количества влекомого наноса в течение более длительного промежутка времены /сезон, год и т. д./. Эта модель подробно изложена в [3] .

В таблице II показаны результаты обработки количества влекомого наноса, вычисленного по нескольким методам.

ТАБЛИЦА II

№	Г.	G_1	G_2	G_3	G_4	G_5	G_6
1.	1969.	-	-	-	329,8	143,7	1373,8
2.	1970.	861,5	813,3	2449,8	245,0	291,8	2807,1
3.	1971.	8,2	3,5	101,8	20,7	35,6	374,3

$G\,[т/10^3]$

С G_1 означено годовое количество влекомого наноса, полученное из кривой, находящейся на $0{,}1 \cdot \Delta Q$, при чем $\Delta Q = Q_{max_i} - Q_{min_i}$. Дело касается кривой, близкой к огибающей минимума. Эта попытка сделана на основании эмпирических распределений концентраций влекомого наноса g в кг/сек м /рис. 6/.

С G_2 , G_3 означены количества влекомого наноса, полученные на основании огибающих кривых минимума / G_2 / и максимума / G_3 /. Огибающие кривые определены для каждого года отдельно. Указанные количества являются только приблизительными показателями настоящего положения.

С G_4 показаны годовые количества влекомого наноса, полученные путем уравнения $G = f(Q)$. Эти уравнения даны для каждого года в отдельности.

G_5 означает годовое количество влекомого наноса, высчитанного по уравнению $G = f(Q)$. Это уравнение взято на базе всех измерений, сделянных в периоде с 1969 до 1971 годов

/общее число данных 22/. На рис. 7. графически и аналитически показаны взаимоотношения, нужные для определения G_4 и G_5.

G_6 показывает годовое количество влекомого наноса, определяемого по формуле МЕЙЕР-ПЕТЕР-МИЛЛЕР-а /МПМ/. Рассчет по этой формуле произведен при помощи электронно-вычислительной машины, принимая во внимание падения поверхнрсти воды, измеренные на местности. Остальные характеристики следующие: $d_{sr} = 0,011$ м, $d_{90} = 0,019$ м и постоянная $A = 0,047$.

Разница результат очень значительна. Что касается результатов из 1969 года эта разница появилась вследствие того, что уравнение $G = f(Q)$ высчитано на базе только 4 измерений. Результаты из 1971 года удовлетворительны, т. к. G_4 и G_5 близки к G_1, а находятся между G_2 и G_3. Результаты из 1970 года между собой значительно различаются. Причина этого явления в том, что в том году проделана экстраполяция в районах высоких вод. Достаточно упомянуть, что в течение 16 дней с расходом воды большим 1100 $м^3$/сек протекает 553 000 т /огибающая минимума/ или 1 551 000 т /огибающая максимума/. Это представляет собой около 64 % общего количества влекомого наноса, а касается только периода в 16 дней или 4,4 % года. Дело касается хорошо известной, но, к сожалению, в гидрологии не довольно выясненной проблемы количества расхода влекомого наноса во время высоких вод.

Что касается результатов, полученных по формуле МПМ интересно указат на то, что в случае, когда падение I высчитывается по уравнению

$$I = \frac{v^2}{k_r^2 \cdot R_s^{4/3}}$$

при чем v – является средней скоростей створа,

R_s – является гидравлическим радиусом ширины течения влекомого наноса,

$k_r = \frac{26}{d_{90}^{1/6}}$ – является коэффициентом скорости, относящейся к шероховатости дна русла,

расход влекомого наноса в периоде 3 лет равняется 0. Причины этой неточности и нелогичности заключаются в отчетливо выраженной неоднородности распределения грануляции зерна влеко-

мого наноса вдоль створа. Как видим по рис. 5., на левом берегу реки течет песок, при приближении к правому берегу зерна влекомого наноса становятся все больше и больше. Величина зерна не зависит от уровня воды. Если мы анализируем результат G_6 , то потверждаем известный факт, что эмпирпческие или полуэмпирические гидравлические формулы дают максимальные результаты количества расхода влекомого наноса. В этих формулях река всегда носит максимально возможное /в отношении своей тягловой силы/ количество влекомого наноса. Наши анализи, как и ряд остальных, показивают, что это предположение не является точным. Доказательством этого утверждения являются изображения на рис. 6. Так как все рассчеты сделаны при помощи ЭВМ то можно было провести большое число разных комбинаций. Среднее зерно влекомого наноса изменялось от 0,003-0,012 м, A изменялся от 0,0375-0,0600 при d_{90} = 0,019 м. Графические обозрения находятся на рисунках 8. и 9.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В докладе показаны только некоторые результаты измерения и рассчета взвешенного и влекомого наносов. В то время как результаты взвешенного наноса удовлетворительные, результаты влекомого наноса являются проблематическими. Специально большой проблемой яавляется расход влекомого наноса у высоких вод. Измерения взвешенного наноса возможны и в тех условиях, но измерение влекомого наноса в тех случаях невозможно. Всякая экстраполяция кривых полностью является произвольной и влечет за собой возможность появления больших ошибок.

ЛИТЕРАТУРА

[1] ГРИШАНИН К. В.
Теория руслового процесса, Транспорт, Москва 1972

[2] РОССИНСКИЙ К. И.
Движение донных наносов, Труды ГГИ в. 160, 1968

[3] BONACCI O.
Utilisation pratique du plan d'expérience factoriel et du calcul de la quantité du charriage des sédiments, International symposium on river mechanics, Bangkok 1973

[4] GRIFFITHS J. C.
Scientific method in analysis of sediments, Mc Graw-Hill Book Company, New York 1967

ДРАВА - БОТОВО

ВЗВЕШЕННЫЙ НАНОС

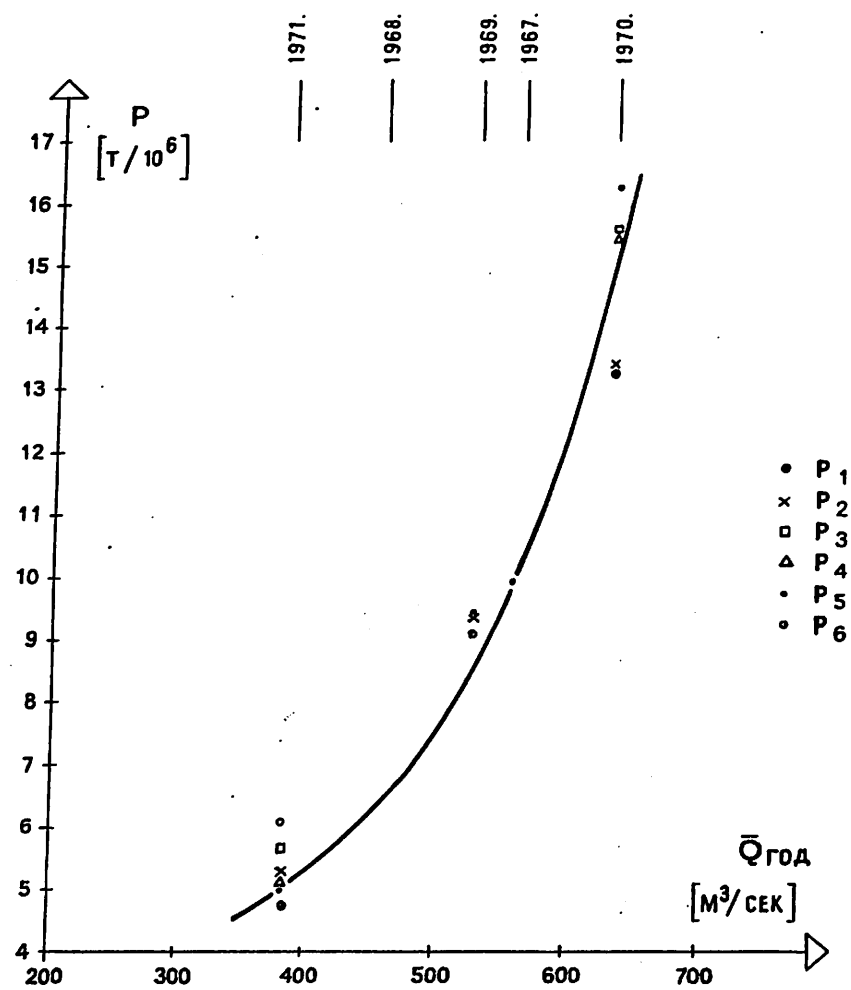


РИС. 1.

ДРАВА - БОТОВО

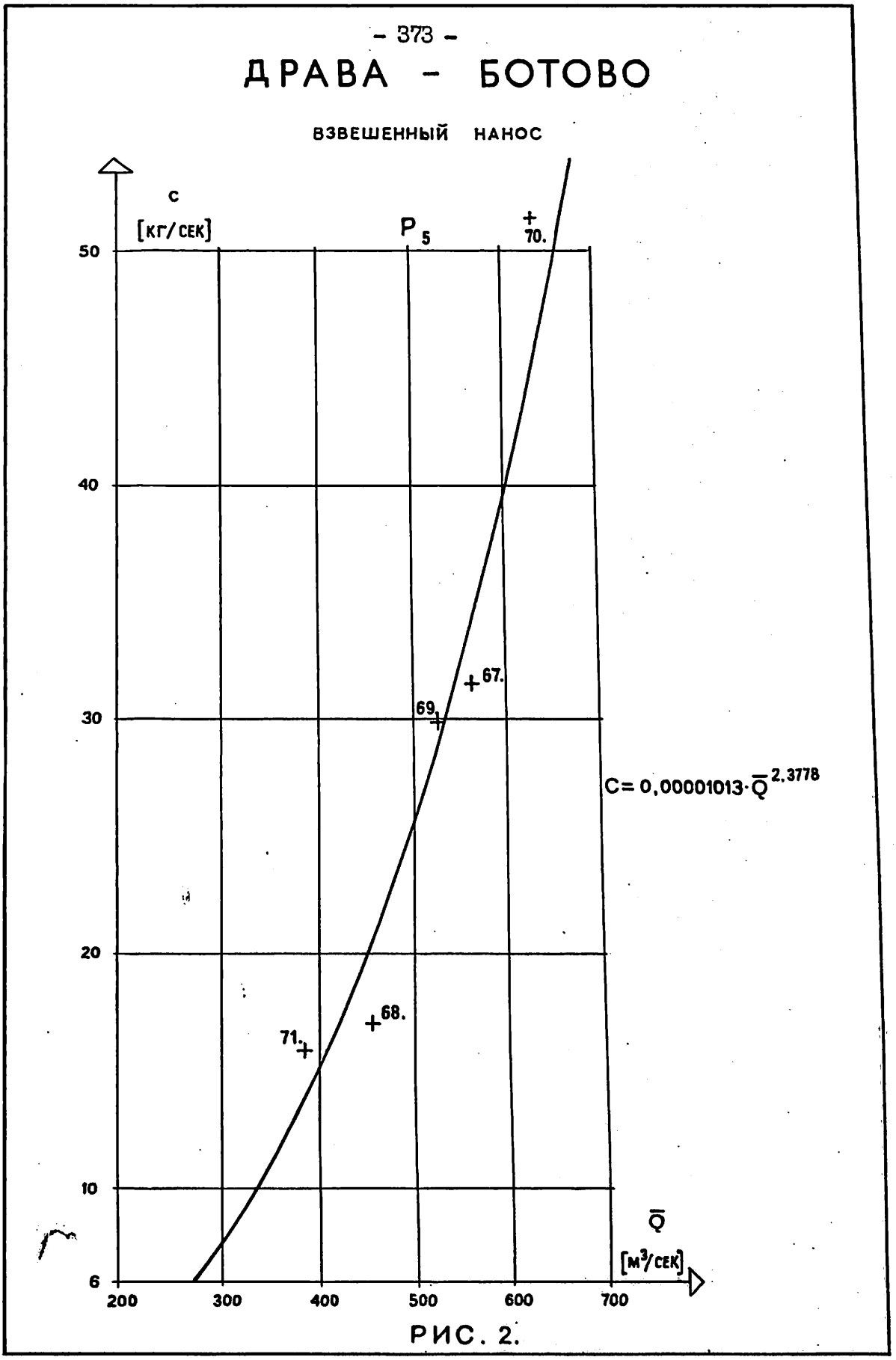


РИС. 2.

ДРАВА - БОТОВО

ВЗВЕШЕННЫЙ НАНОС

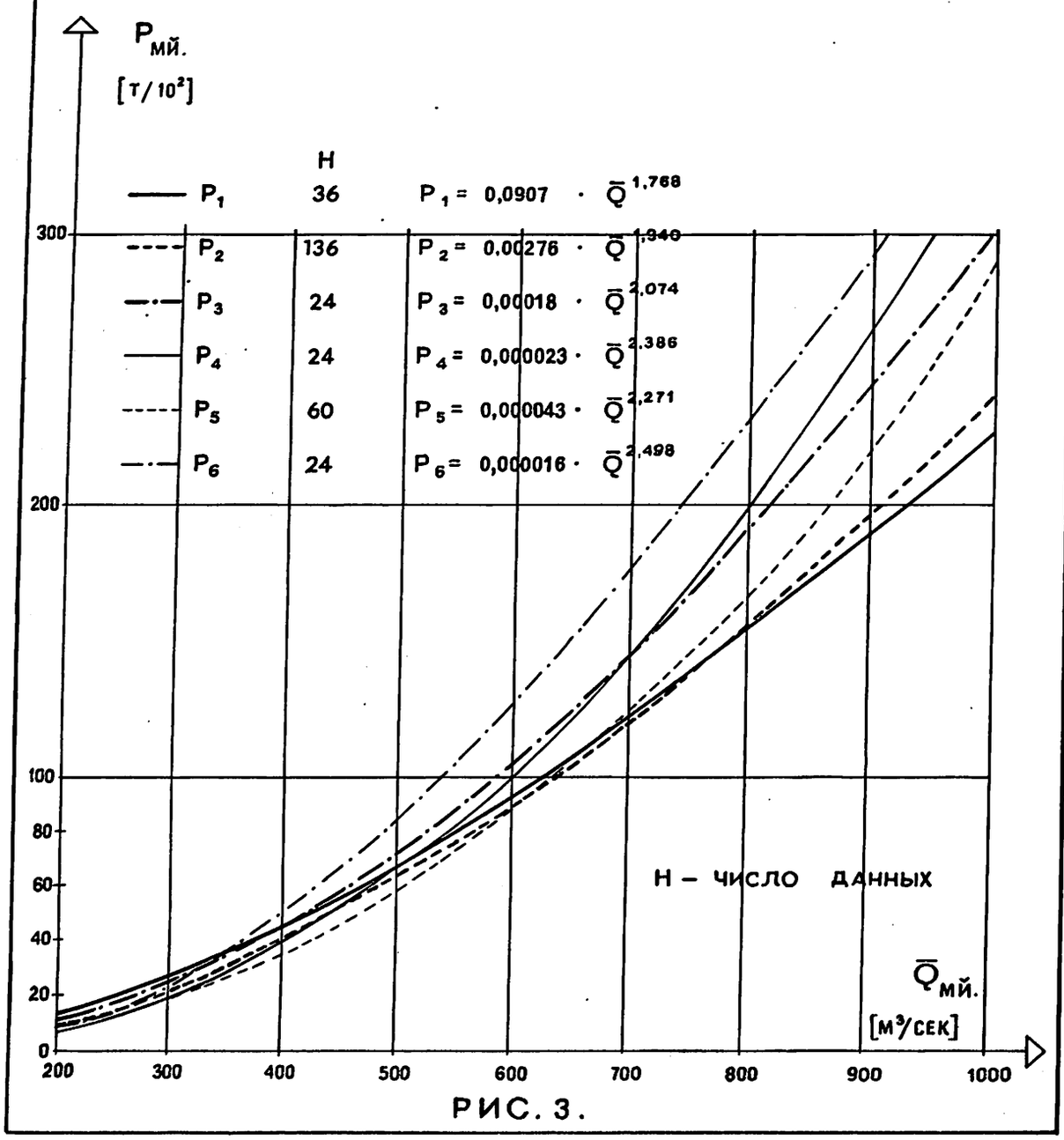


РИС. 3.

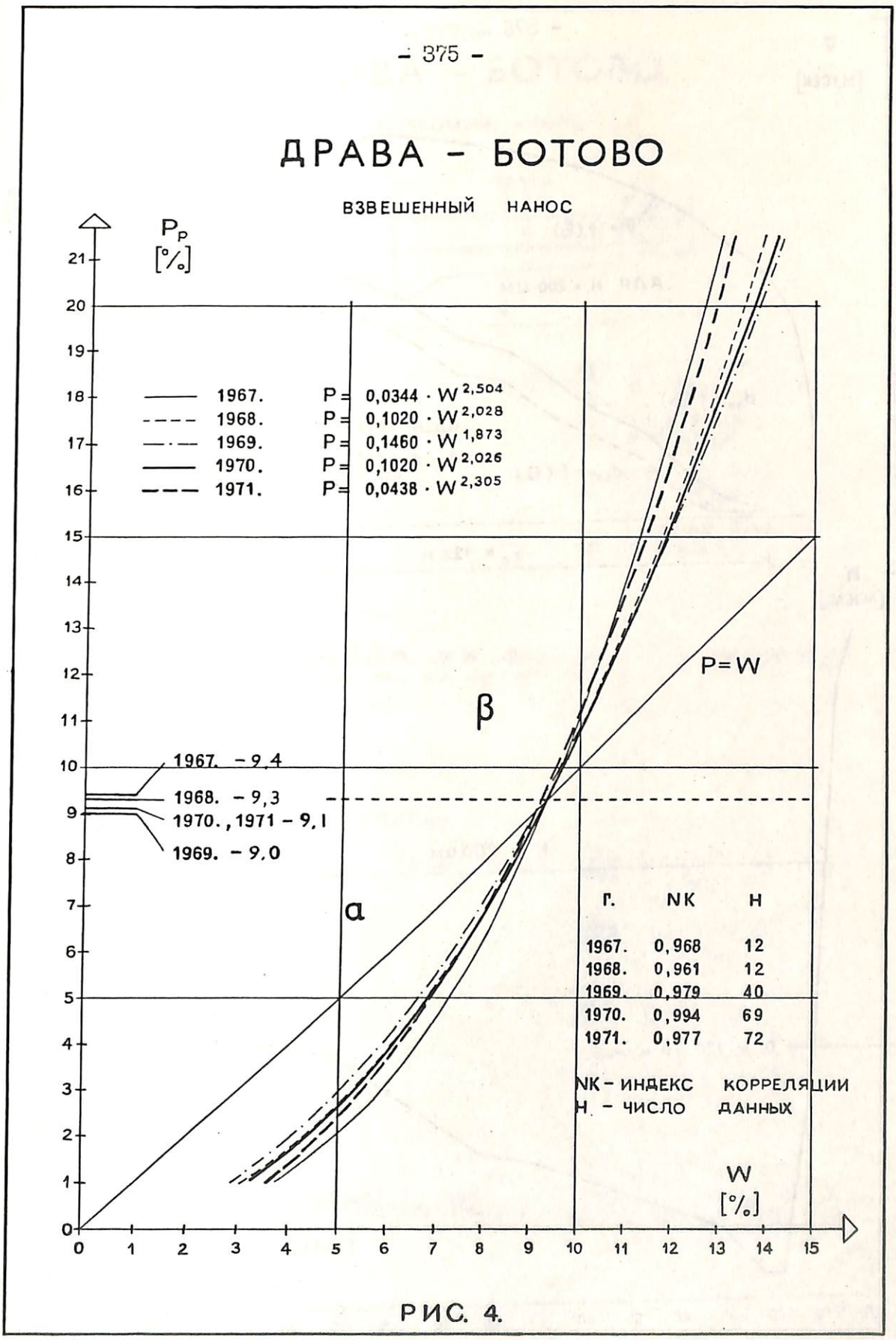

ДРАВА - БОТОВО
ВЗВЕШЕННЫЙ НАНОС
P_P [%]
1967. P = 0,0344 · W 2,504
1968. P = 0,1020 · W 2,028
1969. P = 0,1460 · W 1,873
1970. P = 0,1020 · W 2,026
1971. P = 0,0438 · W 2,305
P=W
β
α
1967. - 9,4
1968. - 9,3
1970., 1971 - 9,1
1969. - 9,0
г. NK H
1967. 0,968 12
1968. 0,961 12
1969. 0,979 40
1970. 0,994 69
1971. 0,977 72
NK - ИНДЕКС КОРРЕЛЯЦИИ
H - ЧИСЛО ДАННЫХ
W [%]

РИС. 4.

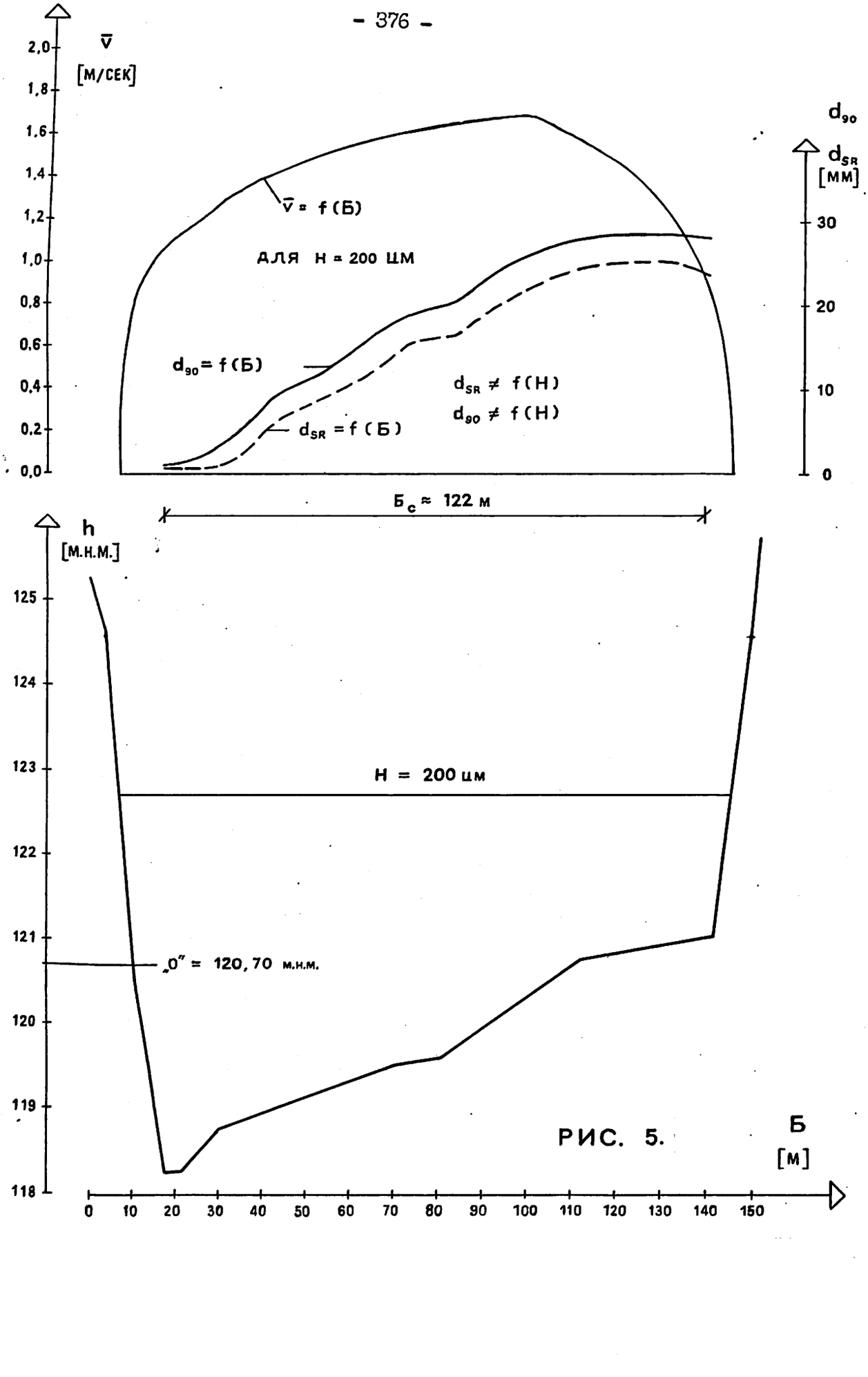

v̄
[м/сек]
2,0
1,8
1,6
1,4
1,2
1,0
0,8
0,6
0,4
0,2
0,0
v̄ = f (Б)
для H = 200 цм
d90= f (Б)
dSR = f (Б)
dSR ≠ f (H)
d90 ≠ f (H)
d90
dSR
[мм]
30
20
10
0
Бс ≈ 122 м
h
[м.н.м.]
125
124
123
122
121
120
119
118
H = 200 цм
„0" = 120,70 м.н.м.
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100
110
120
130
140
150
Б
[м]

РИС. 5.

ДРАВА - БОТОВО

ВЛЕКОМЫЙ НАНОС

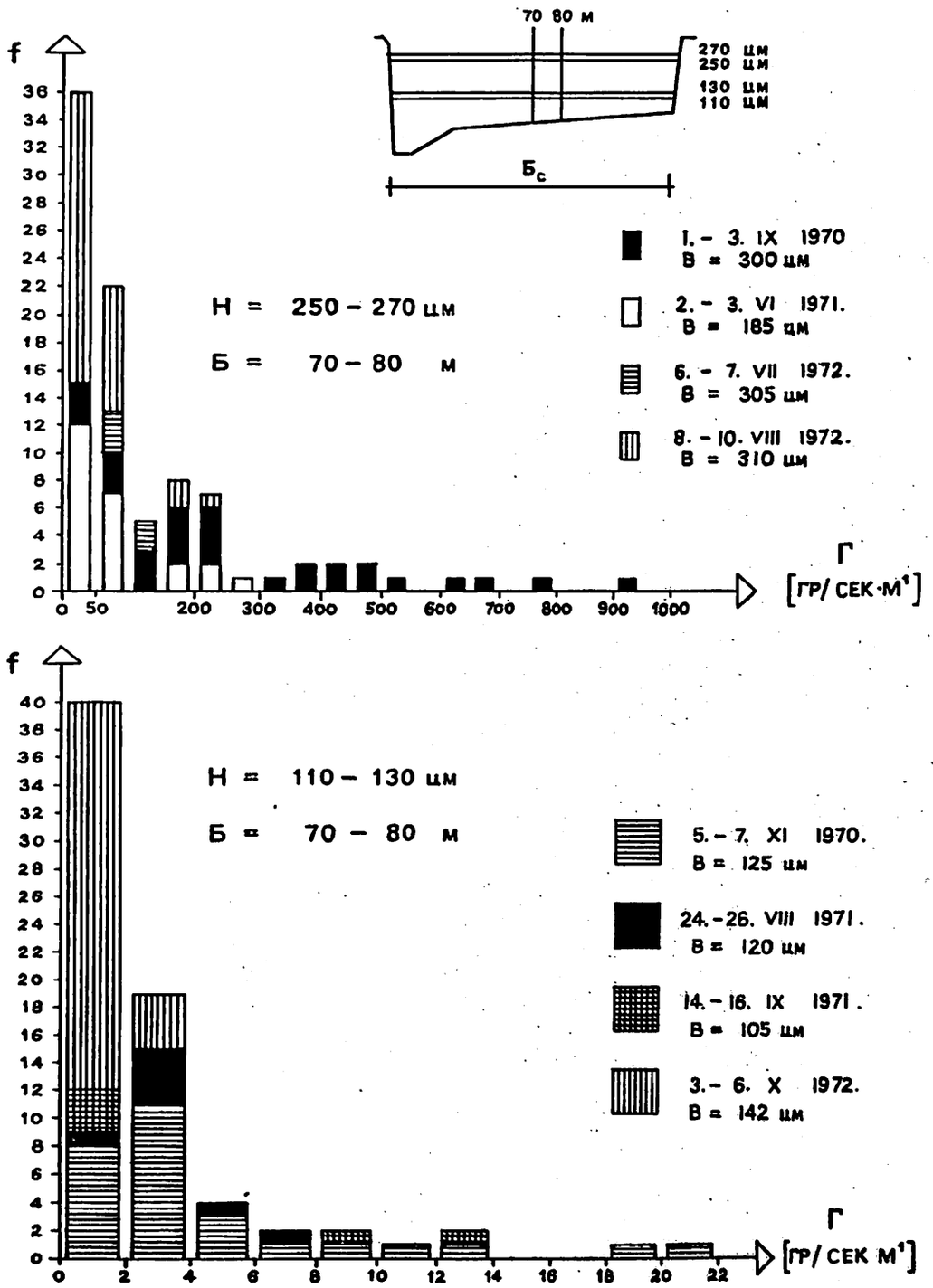


РИС. 6.

ДРАВА - БОТОВО

ВЛЕКОМЫЙ НАНОС

①	$G = 0.0000002309$	$Q^{3.92856}$	$r = 0.984$	
②	$G = 0.00073213$	$Q^{2.91411}$	$r = 0.951$	1971.
③	$G = 0.0000005534$	$Q^{4.03027}$	$r = 0.953$	1970.
④	$G = 0.00000000235$	$Q^{4.74359}$	$r = 0.991$	1969.

ЛЕГЕНДА: ○ 1969.
● 1970.
● 1971.

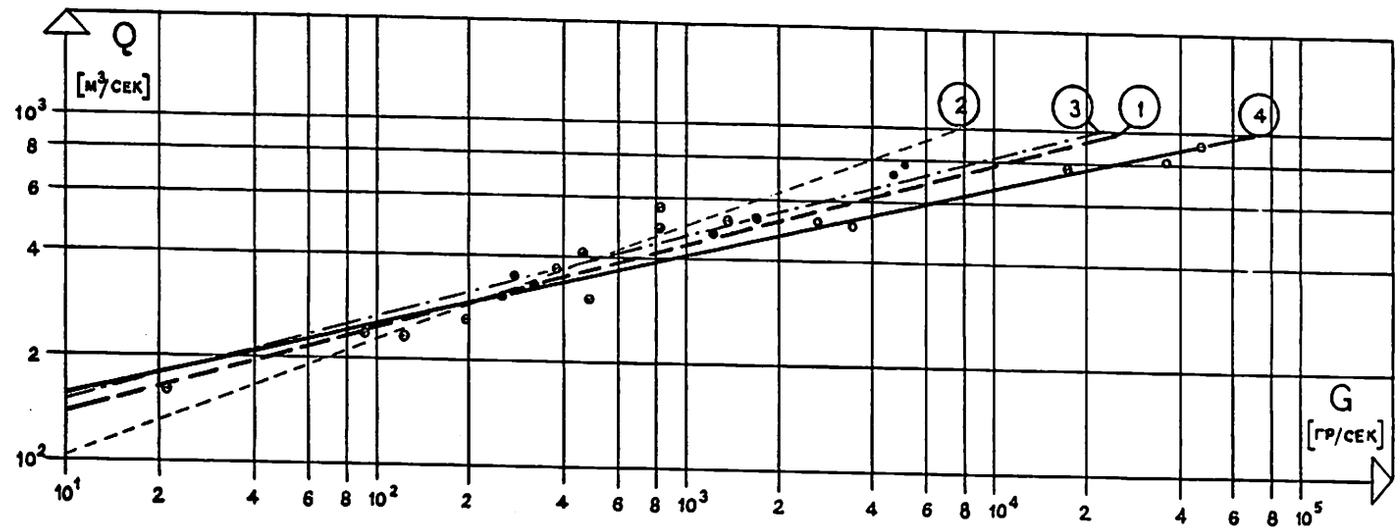


РИС. 7.

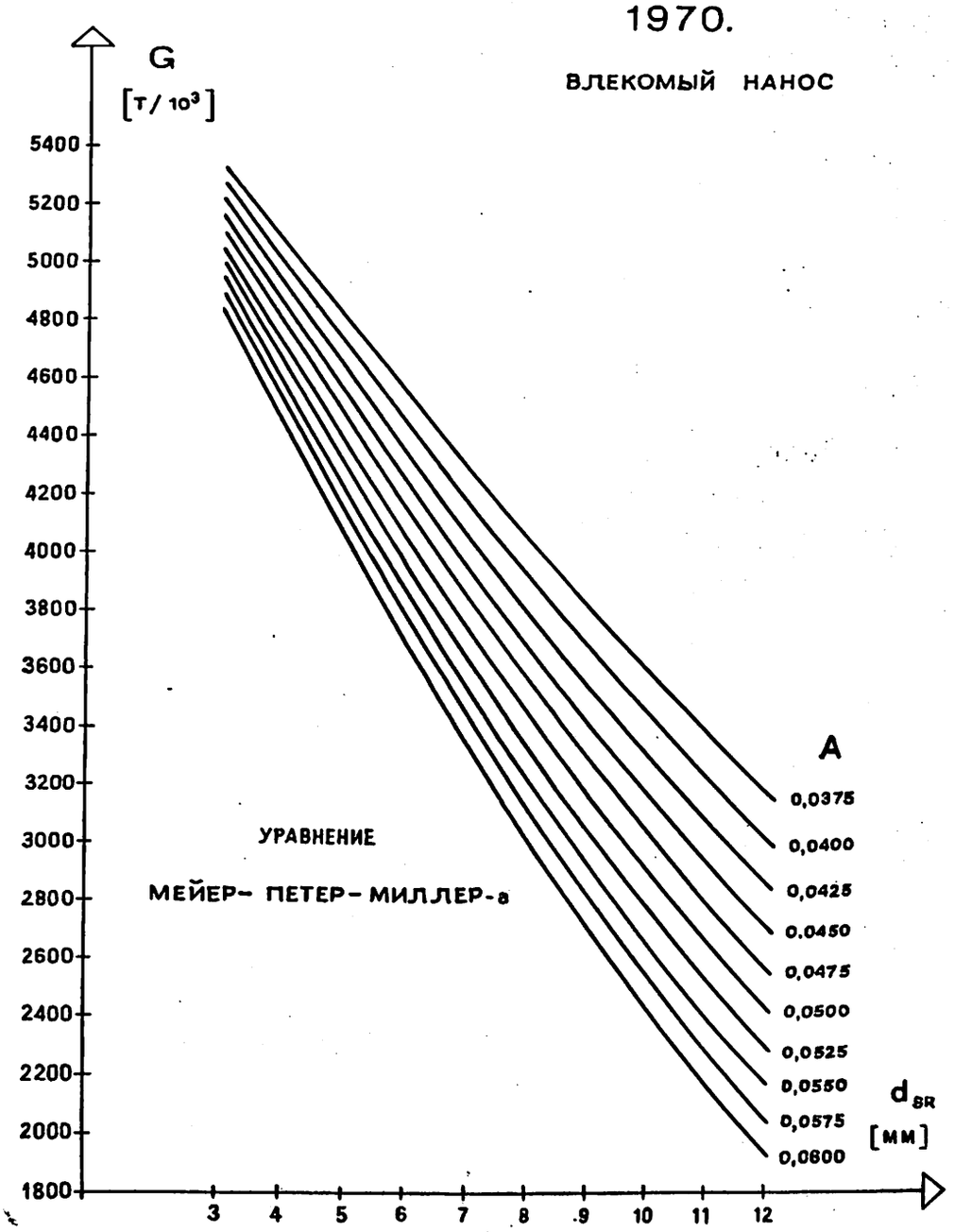

ДРАВА - БОТОВО
1970.
ВЛЕКОМЫЙ НАНОС
G
[т/ 10³]
5400
5200
5000
4800
4600
4400
4200
4000
3800
3600
3400
3200
3000
2800
2600
2400
2200
2000
1800
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
A
0,0375
0,0400
0,0425
0,0450
0,0475
0,0500
0,0525
0,0550
0,0575
0,0600
d SR
[мм]
УРАВНЕНИЕ
МЕЙЕР- ПЕТЕР- МИЛЛЕР-а

РИС. 8.

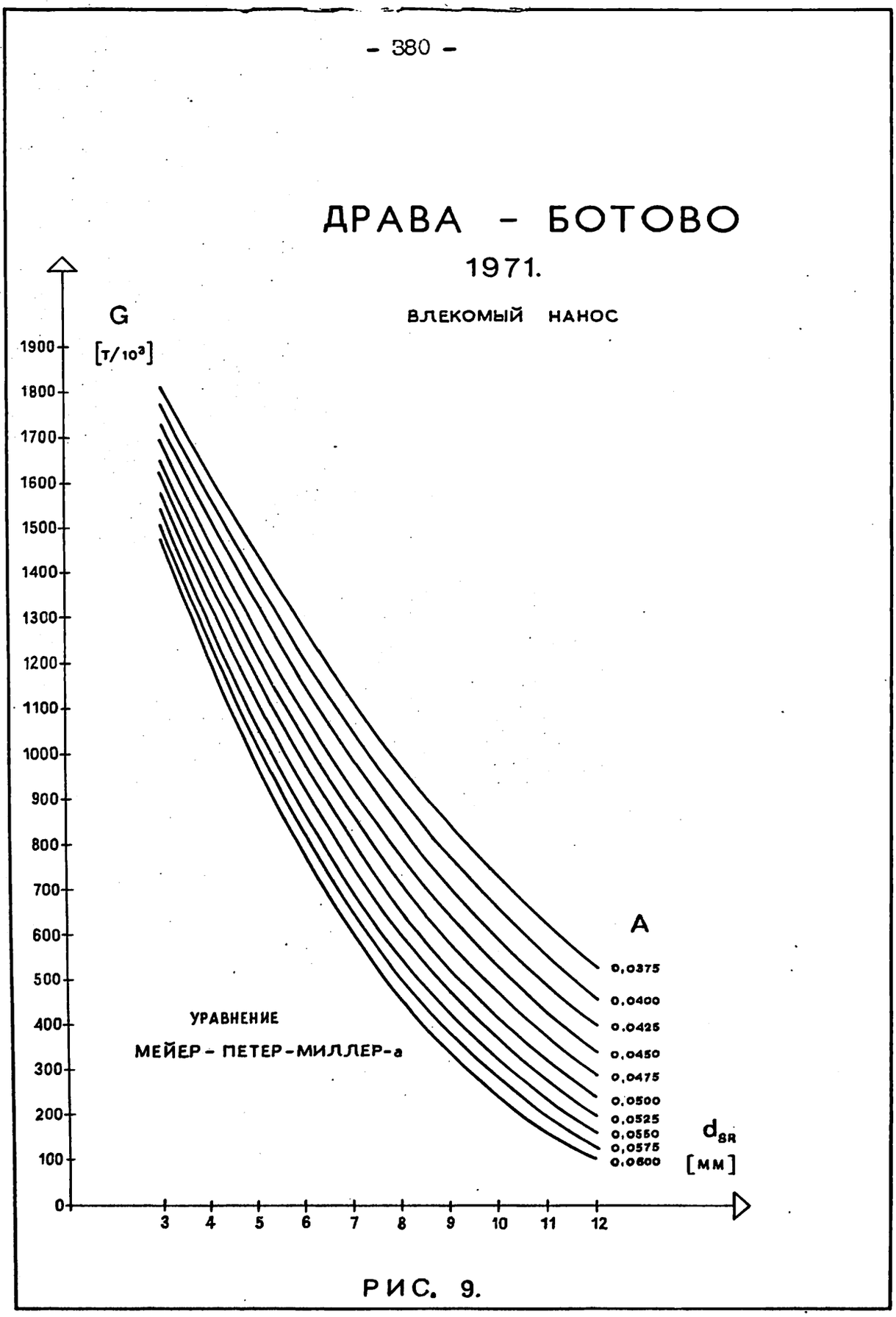

ДРАВА - БОТОВО
1971.
ВЛЕКОМЫЙ НАНОС
G
[T/10³]
1900
1800
1700
1600
1500
1400
1300
1200
1100
1000
900
800
700
600
500
400
300
200
100
0
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
A
0,0375
0,0400
0,0425
0,0450
0,0475
0,0500
0,0525
0,0550
0,0575
0,0600
d_{SR}
[MM]
УРАВНЕНИЕ
МЕЙЕР - ПЕТЕР-МИЛЛЕР-а

РИС. 9.

ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ РУСЛОВОГО ПРОЦЕССА НА СОВЕТСКОМ УЧАСТКЕ ДУНАЯ

Н.Е.Кондратьев, И.В.Попов, Б.Ф.Снищенко

(СССР)

Р е з ю м е

Предлагаются приемы решения задач о выборе оптимального по условиям руслового процесса участка русла для размещения на нем различных сооружений, в частности, дамб и обвалований, о выборе наиболее приспособленных для данных условий конструкций сооружений и о выборе наиболее эффективных защитных мероприятий.

Основой решения является гидрологическая теория руслового процесса, разработанная в Государственном гидрологическом институте. Согласно этой теории, явления, происходящие в русле Дуная, рассматривались на соответствующих им структурных уровнях, в частности, на уровне мезоформ (крупные одиночные гряды в русле) и на уровне макроформ (излучины).

Изучение этих форм русла позволило составить прогноз их деформаций и дать практические рекомендации по размещению и реконструкции дамб обвалований.

Z u s a m m e n f a s s u n g

Es werden neue Verfahren der Lösung der Aufgaben betreffs der Auswahl des optimalen, in bezug auf die Verhältnisse der Flussausbildung, Bezirks vom Flussbettstrecke vorgeschlagen für die Einrichtung dort verschiedener Anlagen, und nähmlich Dämme und Abdeichungen, betreffs der Auswahl der für diese Verhältnisse meist geeigne-

ten Konstruktionen und Errichtungen und der Auswahl von den effektiven Schutzmassnahmen.

Der Grund der Lösung bildet die hydrologische Theorie der Flussausbildung, die in den Staatlichen Institut für Hydrologie ausgearbeitet ist. Nach dieser Theorie wurden alle im Donaustrombett vor sich gehende Erscheinungen auf den ihnen entsprechenden Strukturständen, und nähmlich auf dem Stand der Mezoformen (grosse eizelne Anhöhen in der Flussausbildung) und der Höchstformen (Flussschlingen) betrachtet.

Die Untersuchung dieser Formen von Flussausbildung hat es ermöglicht, das Voraussagen ihrer Deformationen zusammenzustellen und die praktischen Anweisungen in bezug auf die Anlagen und Wiederaufbau von Dämmen und Abdeichungen zu geben.

Необходимость оценки руслового процесса р.Дунай на его советском участке вызвана нуждами строительного проектирования. К основным проблемам, требующим первоочередного обеспечения данными о формациях русла и поймы реки, принадлежат судоходство, строительство портов и причалов, обвалование пойменных угодий, строительство переходов через реку линий высоковольтных передач и трубопроводов разного назначения.

В вопросах обеспечения строительного проектирования данными о русловом процессе обычно возникают три главные задачи.

К первой из них относится выбор участка для размещения на нем сооружения. Оценка руслового процесса в этом случае нужна для того, чтобы иметь возможность разместить сооружение в условиях, наиболее благоприятных по характеру развития руслового процесса, а в случае вынужденного размещения сооружения для того, чтобы учесть возможность осложнений при его строительстве и эксплуатации, возникающих в результате неблагоприятного хода деформаций русла и поймы реки.

Второй задачей, тесно связанной с первой, является выбор конструкции сооружения, наиболее приспособленной к работе в данных конкретных условиях.

Третья задача - это выяснение необходимости проведения защитных мероприятий для обеспечения нормальной работы сооружения, выбор наиболее эффективных в данном конкретном случае защитных сооружений, выяснение вопроса о необходимости стабилизации всего участка сооружения, если окажется, что местные защитные мероприятия будут не эффективны.

Кроме этих главных вопросов, конечно, возникает, множество других, уже более частных задач.

Перечисленные задачи, как показывает накопленный опыт обеспечения строительного проектирования на реках, успешно решаются на основе применения разработанной в Государственном гидрологическом институте (Ленинград) гидроморфологической теории руслового процесса и методов его анализа, расчетов и прогнозов, основанных на этой теории.

Основы гидроморфологической теории руслового процесса и методов анализа исходных материалов были изложены в докладе И.В.Попова "Теоретические основы прогнозов деформаций речных русел", прочитанном на УI Конференции Придунайских стран по гидрологическим прогнозам, проходившей в г.Киеве в 1971 г. Поэтому лишь кратко напомним, что эта теория требует рассмотрения процессов, происходящих в речных руслах и на поймах, на соответствующих им структурных уровнях, основными из которых являются следующие:

I. Уровень отдельной твердой частицы. Если она оторвана от дна, ее поведение определяется силой тяжести и гидродинамическими воздействиями на нее окружающего скоростного поля потока. На частицу, лежащую у дна, кроме того, оказывает влияние внутрипоровое давление воды и реакция смежных частиц.

2. Микроформы – мелкие песчаные гряды, покрывающие все дно реки. В результате своей малости эти гряды не выражают общей морфологии русла. В гидравлике они воспринимаются как определяющие шероховатость дна. Строение микроформы тесно связано с макротурбулентностью потока в его придонном слое. При некотором развитии микроформ свойства придонного слоя могут распространяться на всю толщу потока. Через турбулентность микроформы связаны с потерями энергии, а их перемещение неотрывно от расхода донных наносов. Микроформы легко перестраиваются при изменении гидравлических характеристик потока. Из этого следует, что их можно изучать и в условиях равномерного установившегося движения воды.

3. Мезоформы речного русла - грядообразные подвижные скопления наносов в русле, геометрические размеры которых соизмеримы с размерами русла. Такие гряды по длине могут в несколько раз превышать ширину русла, а по высоте составлять существенную долю глубины реки. В пределах таких гряд претерпевают изменения такие гидравлические характеристики потока как глубина, средняя скорость течения на вертикали. Вследствие этого поток в пределах мезоформ неравномерен в гидравлическом понимании. Средние формы обладают большой инерционностью и могут сохранять свои размеры в течении многих лет, существенно переформировываясь только в годы с половодьями и паводками редкой обеспеченности и незначительно меняясь при колебаниях стока внутри года. Как и микроформы, средние формы отображают и расход донных наносов,

и потери энергии, однако, форма этого отображения другая. Например, если потери энергии в микроформах в гидравлическом понимании толкуются как потери "на трение", то потери в мезоформах правильнее рассматривать как дополнительные местные потери. Типичные представители мезоформ - побочни, ленточные гряды, осередки.

4. Более высоким структурным уровнем является макроформа речного русла. В макроформах выражается весь русловой процесс, включая и явления, происходящие на пойме. Тип макроформы определяет и тип руслового процесса. Примером макроформы является речная излучина, строение которой тесно связано с развитием и строением речной поймы, создающейся в ходе плановых деформаций речного русла. Русловой процесс, рассматриваемый на уровне макроформы, определяется всей совокупностью характеристик стока воды и наносов и влиянием факторов, ограничивающих свободное развитие деформаций. Поэтому предметом изучения становится не только сама форма, включая речную пойму и гидравлические процессы в русле реки и на ее пойме, но и гидрологические процессы на водосборе, и изучение геологии и геоморфологии речной долины и всего водосбора. Иными словами, проблема изучения макроформ лежит на стыке нескольких наук, таких как гидродинамика, геоморфология, гидрология, механика грунтов.

Можно рассматривать русловой процесс на уровне морфологически однородных участков, т.е. таких, в пределах которых преобладает какой-либо тип руслового процесса или имеет место закономерное чередование на коротких участках разных типов; может встречаться и смешанный тип руслового процесса, когда на фоне одного типа одновременно существуют и признаки другого. Можно рассматривать русловой процесс на уровне всего продольного профиля реки или на уровне целой речной системы.

Легко видеть, что в пределах каждого структурного уровня действуют свои законы и закономерности и поэтому перенесение их на другой структурный уровень неправомерно. Между тем такие ошибки встречаются часто; их результатом является получение расчетных методов расчета или прогноза руслового процесса, дающих очень далекие от натуры результаты.

При гидролого-морфологическом анализе руслового процесса по натурным материалам все требования о структурном подходе к явлениям строго соблюдаются. Этому существенно помогает типизация явлений, свойственных каждому структурному уровню. Особенно подробно разработана типизация макроформ речного русла. Она содержит описание внешних признаков макроформ различного типа, свойственных им схем

деформаций, сведения о размерах форм и скоростях их изменений. Количественные характеристики макроформ могут быть получены путем специальных измерений и на основе картографического или аэрофотосъемочного материала. Это обеспечивает получение сколь угодно больших рядов их значений и на этой основе применение к анализу макроформ методов математической статистики, графических построений и аналитических решений. Полученные зависимости или связи между морфологическими и гидрологическими характеристиками лежат в основе методов расчета и прогноза руслового процесса.

Одной из важных проблем, требующих изучения руслового процесса на Дунае, является обвалование его поймы. Обвалование, создающееся для предупреждения выхода воды на пойму и управления поливом пойменных сельскохозяйственных угодий, имеет большую экономическую значимость, обеспечивая высокие урожаи выращиваемых на пойме культур. Вместе с тем вызываемое обвалованием стеснение потока способно привести к нежелательным последствиям, затрагивающим другие виды эксплуатации реки и вопрос сохранности самих дамб, а также других сооружений, обеспечивающих забор воды на поливы (водозаборов, головных и сбросных участков ирригационных каналов). По этим причинам и важно учесть, как развивается русловой процесс на Дунае, а также иметь фоновые и локальные прогнозы деформаций речного русла и поймы.

При составлении таких прогнозов весьма существенно оценить тип руслового процесса как до сооружения дамб, так и после их возведения. Из сказанного выше о типизации руслового процесса следует, что даже качественное определение его типа уже содержит элементы прогноза, поскольку схема деформаций русла и поймы заранее известна и требуется только установить стадию развития макроформ на момент составления прогноза, чтобы высказать определенные суждения о дальнейших его промежуточных и конечной стадиях.

Обвалование может привести к смене типа руслового процесса, поскольку создаются новые условия протекания потока в пространстве между дамбами, а следовательно, и новые условия и формы транспортирования им наносов, приводящие к образованию новых макроформ руслового процесса. При этом особенно важно учесть, какой тип руслового процесса существовал до постройки дамб с тем, чтобы судить о существенности изменений деформаций русла. Например, если на реке существовало свободное меандрирование, а дамбы построены так, что части излучин останутся с внешней их стороны, русловой процесс может изменить свой тип не только вследствие стеснения потока, но и в результате укорочения его длины, а следовательно, увеличения продольных уклонов.

В этом случае вероятен переход к более интенсивной форме транспорта наносов, например, переход к побочневому типу руслового процесса, а при более интенсивном транспорте донных наносов – к русловой многорукавности.

Вывод о том, будет ли наблюдаться в новых условиях переход руслового процесса из одного типа в другой, можно сделать на основании использования так называемых критериальных зависимостей, с помощью которых устанавливаются значения гидрологических, гидравлических и морфометрических характеристик, при появлении которых может наблюдаться переход руслового процесса из одного его типа в другой. Имеется также система зависимостей, позволяющих характеризовать средние условия существования данного типа руслового процесса. Эти зависимости позволяют выяснить, в какой мере изменится речное русло и пойма реки в том случае, если при новых факторах руслового процесса он останется по своему типу прежним.

Для оценки судьбы дамб очень важно знать, какой именно тип руслового процесса будет развиваться между дамбами. Например, если в пространстве между дамбами установится побочневый тип руслового процесса, характерный отсутствием однонаправленных деформаций русла в плане, то, очевидно, угрозы состоянию дамб будут минимальными. Даже в том случае, если начнутся размывы берега между побочнями, то они быстро прекратятся вследствие наползания на этот участок побочня, который и ликвидирует последствия такого размыва.

При ограниченном меандрировании, когда излучины сползают не меняя своих размеров и форм, важно, чтобы дамбы были расположены за пределами пояса меандрирования и тогда можно гарантировать их длительную сохранность даже в том случае, если дамбы будут расположены в непосредственной близости от вершин излучин.

В случаях свободного и незавершенного меандрирования излучины проходят определенные циклы развития, сильно смещаясь в стороны от реки, приобретая при этом ассиметричные очертания и превращаясь в петли. Эти типы руслового процесса неблагоприятны для дамб обвалования так как возможен в течение длительного времени однонаправленный подмыв дамб в результате смещения русла в плане.

Неблагоприятные для дамб условия могут создаться также при русловом процессе типа русловой многорукавности. В этом случае отдельные протоки могут начать интенсивно меандрировать и будет происходить подмыв дамб. При движении по протоке крупных гряд (мезоформ) возможен свал течений и быстрый подмыв берега т. на прямых участках.

Учитывая указанные обстоятельства, проектные учреждения разраба-

тывают методы трассирования и реконструкции дамб, учитывающие типы руслового процесса.

По просьбе ряда таких организаций Государственный гидрологический институт выполнил в 1971 г. исследования русла реки Дунай с целью оценки влияния руслового процесса на существующие и проектируемые дамбы.

Участок первоочередных исследований охватывал протяжение реки от г.Рени до г.Вилково длиною около 130 км. В соответствии с изложенными выше положениями гидроморфологической теории руслового процесса и методами гидролого-морфологического анализа исследования руслового процесса проводились по следующей схеме.

1. На основе сопоставления уже имеющихся съемок русла Дуная, выполненных в разные годы и охвативших период с 1912 по 1972 г., были выделены морфологически однородные участки, т.е. участки, в пределах которых развит один и тот же тип руслового процесса. Затем с помощью системы измерителей, позволяющих наиболее просто и наглядно охарактеризовать как особенности макроформ, так и их деформаций, были оценены типичные размеры и скорости деформаций.

2. Путем натурных наблюдений были выяснены местные особенности деформаций макроформ и их отдельных элементов (участков подмываемых берегов, строение пляжей на выпуклых берегах, перекатов и плесов) и получены данные о состоянии самих дамб. Изучались также и факторы руслообразования, в том числе и вызывающие местные отклонения от типичных схем деформаций. При этом было установлено, что на Дунае большое значение в процессе разрушения берегов русла имеет судовая волна. Под ее воздействием на береговом откосе образуются характерные полуцирки размыва, расположенные на разных уровнях. Их появление ускоряет процесс разрушения берегов и требует разработки специальных видов их крепления. Особое внимание приходится уделять движению по руслу песчаных гряд разных размеров, поскольку их сползание по руслу может приводить к периодическим изменениям глубин, в том числе и у подмываемых берегов, ослабляя или ускоряя их деформации, занося или обнажая основания откосов и водоприемных устройств водозаборов.

На основе всех полевых и камеральных работ удалось составить фоновый прогноз руслового процесса на исследуемых участках и дать детальные прогнозы деформаций отдельных макроформ речного русла и их характерных частей. Фоновые прогнозы, также как и локальные, позволяют дать конкретные рекомендации по трассированию и реконструкции дамб обвалования.

Так, например, при гидролого-морфологическом анализе руслового процесса на Дунае был обнаружен участок русла с побочневым типом руслового процесса, характерный тем, что на нем отсутствуют длительное время однонаправленные плановые деформации русла. Несмотря на то, что на этом участке дамбы расположены напосредственно у берега русла, здесь можно отказаться от проектирующегося без учета руслового процесса крепления дамб и их переноса вглубь поймы.

Оценка скорости смещения бровок вогнутых берегов излучин дала возможность назначить оптимальные расстояния переноса дамб.

Наряду с этим были выявлены наиболее угрожаемые в отношении размыва участки русла Дуная, на которых необходимы срочные меры и постановка специальных наблюдений за развитием деформаций.

Таков пример исследования руслового процесса Дуная на уровне макроформ речного русла.

Имеется также комплекс задач, требующих первоочередного исследования средних и малых форм речного русла.

Прежде всего следует отметить, что изучение образований, относящихся к уровню мезоформ, требует знания закономерностей развития крупных форм речного русла. Это обусловлено тем, что мезоформы могут определять собой тип руслового процесса, а также тем, что они могут быть элементом макроформы. Например, при ленточногрядовом и побочневом типах руслового процесса и в случае русловой многорукавности мезоформы - ленточные гряды определяют тип руслового процесса; перекаты на излучинах могут трактоваться как прекратившие сползание гряды. Наконец, бывают случаи, когда на общем фоне руслового процесса типа разновидностей меандрирования в русле реки имеет место движение мезоформ, что приводит к появлению как бы смешанных типов руслового процесса, например, ограниченного меандрирования и побочневого движения наносов. Последнее часто наблюдается и при незавершенном меандрировании в спрямляющих рукавах или на участках, прилегающих к спрямлениям.

В равной мере изучение мезоформ требует представления о характере движения микроформ, которое приводит к так называемому косвенному смещению средних форм. Таким образом, проделанный этап исследования макроформ речного русла является обязательной стадией, этапом изучения мезоформ. Этот этап дает общую характеристику и ориентировку особенностей развития мезоформ и фоновый прогноз руслового процесса.

Исследование мезоформ и особенно микроформ речного русла обычно требуют производства полевых работ, а иногда и лабораторного модели-

рования. Это объясняется тем, что в уже имеющихся материалах сведения о мезо- и микроформах либо очень скудны, либо вовсе отсутствуют, а их расчеты еще не совершенны и требуют детальных данных по гидравлическим характеристикам потока и гранулометрии наносов, которые могут быть получены в готовом виде только в исключительных случаях. Скорости деформаций средних и малых форм могут быть весьма значительными. В связи с этим полевые наблюдения необходимо проводить с большой повторностью, охватывая ими, по крайней мере, основные фазы водного режима.

Исследование средних и малых форм, деформации которых выражают расходы донных наносов на изучаемом участке Дуная, особенно важно потому, что русло реки характерно многорукавностью. Здесь наблюдается частое перераспределение стока воды и наносов между рукавами, и как следствие, отмирание одних рукавов и возобновление других. При этом большую роль в процессе перераспределения стока воды и наносов имеет движение средних форм русла.

Движение в русле средних форм может вызвать весьма значительные дефомации дна. Так, например, в русле Дуная в районе г.Измаила обнаружены крупные гряды длиной в 2-3 ширины русла, при ширине самой гряды в 60-70% ширины русла. Высота гряд достигает 10-15 м или 50-70% наибольшей глубины русла в плесе. Скорость сползания такой гряды оценивается в десятки метров в год. Очевидно, что надвижение такой гряды на створ сооружения может вызвать повышение отметок дна на величину, равную высоте гряды, а при подходе к створу подвалья этой гряды - понижение отметок дна примерно на такую же величину.

Судоходная прорезь, выполненная на такой мезоформе, как ленточная гряда или побочень, может очень быстро, в течение одной навигации заноситься благодаря движению самой формы и наползанию на прорезь гряд-микроформ. Обеспечение устойчивости прорези требует изучения взаимодействия средств ее защиты не только с движением мезо- и микроформ, но и с возможной аккумуляцией бесструктурно перемещающихся взвешенных наносов. Таким образом, в этом случае оказывается необходимым изучение и низшего структурного уровня - движения отдельных частиц наносов.

Подобные задачи возникают при проектировании береговых ковшевых емкостей головных и сбросных устройств ирригационных каналов. Движение мезоформ создает особые условия на входе в эти емкости, а проникновение взвешенных наносов и их осаждение приводит к необходимости учитывать не только занесение, но и заиление этих емкостей или берущих из них начало каналов.

Подводя итог изучению русловых процессов на советском участке Дуная, следует отметить трудности исследований в этом районе. Они обусловливаются как природными особенностями реки, так и особенностями хозяйственного освоения Дуная.

Природные особенности определяются, прежде всего, близостью базиса эрозии, наличием морской дельты с характерным для нее взаимодействием морских и речных влияний. Это создает специфические условия развития руслового процесса не только в дельте, но и на всем приустьевом участке. Благодаря преобладанию аккумулятивного процесса, свойственного дельтам рек, возникает многорукавность. Это приводит к частому перераспределению стока между рукавами, большой пестроте распределения типов руслового процесса на отдельных рукавах и в главном русле и возможности частых смен типов руслового процесса. Характерные для рассматриваемого участка местные отклонения от известных схем создают трудности в выявлении определяющих типы руслового процесса факторов и установлении их характеристик. В связи с этим очень важно уделять большое внимание изучению средних и малых форм речных русловых образований и закономерностей движения и переотложения взвешенных наносов. Особое значение приобретает охват исследованиями всей сети рукавов и проток дельты и приустьевого участка, находящихся, как указывалось, в сложном взаимодействии.

Особенностью хозяйственного освоения реки является интенсивное судоходство и обвалование поймы. Эти факторы способствуют интенсификации руслового процесса и поэтому требуют учета при изучении последнего.

FRAGEN DER GEWÄSSERGÜTE AN DER UNGARISCHEN DONAUSTRECKE

Dr. Szebelledy

Von den mannigfaltigen Aufgaben des Unweltschutzes ist zuerst und am vordringlichsten die Notwendigkeit aufgetreten, den Gütezustand unserer Wasservorräte zu schützen. Der rasch steigende Wasserbedarf bringt ausser den quantitativen Problemen immer mehr qualitative Probleme zutage. Die stürmische Entwicklung von Urbanisierung und Industrialisierung machte auch im Tale unseres Hauptstromes, der Donau, die Probleme der Gewässergüte bzw. deren Erhaltung zu einer immer brennender werdenden Notwendigkeit. Die Donau - deren Bett sozusagen die geometrische Mitte Ungarns verfolgt - bringt rund 70% des oberirdischen Wasservorrats unseres Landes zum Abfluss. An ihren Ufern liegen ausser der Hauptstadt Budapest zahlreiche Städte und individuelle Industrieanlagen. Somit sind etwa 40% der Bevölkerung und 70% der Industrie unmittelbar oder mittelbar an der Qualität des Donauwassers interessiert. Deshalb durchführen wir seit nahezu anderhalb Jahrzehnten systematische Untersuchungen und Forschungen zwecks Schutz und Besserung der Gewässergüte in diesem mächtigen Strom. Aufgrund dieser Untersuchungen, besonders der Forschungsergebnisse aus den letzten fünf Jahren, soll ein charakteristisches Bild über die Gewässergüte an der ungarischen Donaustrecke gegeben werden, wobei die auf die Wasserqualität einen wesentlichen Einfluss ausübenden lokalen Einwirkungen hervorgehoben werden.

Vom Quellgebiet bis zum Eintritt in ungarischea Staatsgebiet bei

Rajka legt die Donau einen Lauf von über 1000 km zurück, um dann in 143 km Länge die Grenze zwischen Ungarn und der Tschechoslowakei bis zur Mündung des Ipoly /: = Eipel :/ Flusses zu bilden. Die eigentliche ungarische Donaustrecke zwischen Ipoly-Mündung und jugoslawischer Grenze bei Kölked /: südlich von Mohács :/ ist 274 km lang.

Mitte der 1950er Jahre wurde mit der systematischen Untersuchung der Donauwassergüte begonnen. Die Gewässergüte war damals durch die sogenannten "kassischen" Parameter: BSB_5, Sauerstoffzehrung über Kaliumpermanganat, sowie Gehalt an zahlreichen anorganischen Substanzen charakterisiert. Zur Kennzeichnung der Qualität stehen die Zeitreihen von mehreren chemischen und biologischen Parametern zur Verfügung. Vorerst soll die Gewässergüte aufgrund einiger "klassischer" Komponenten beschrieben werden.

Die ungarische Donaustrecke zwischen Rajka und Mohács kann allgemein als "wenig verunreinigter" Fluss betrachtet werden, also eine unter europäschen Verhältnissen relativ günstige Gütekategorie. Die verhältnismässig geringe Menge an mineralischen Substanzen im Grenzprofil beim Eintritt der Donau lässt sich eindeutig mit dem Einzugsgebiet in Beziehung bringen. Der niedrige Anteil an Mineralstoffen ist auf die für die Wasserführung bestimmenden Alpenzuflüsse /Regen- und Schmelzwasser/ zurückzuführen. Die Einflüsse an der ungarischen Strecke - Nebenflüsse und Abwässer - sind im Austrittsprofil an der Grenze zwar nachweisbar, doch verändern sie kaum die Qualität hinsichtlich Mineralstoffen. Hauptsächlich wegen den Parameterm des Sauerstoffhaushalts ferner des Ammoniumgehalts, sowie auf Einfluss der später zu erörternden Mikroverunreinigungen wird das Donauwasser als "wenig verunreinigt", ja stellenweise als "verunreinigt" bewertet.

Der Ammoniumgehalt - obwohl eine anorganische Substanz - wird vorwiegend von den stadtischen Abwässern determiniert. Im Eintrittsprofil

sind äusserst extreme Werte zu verzeichnen, an der ungarischen Strecke jedoch kaum irgendein Zuwachs im durchschnittlichen Wert. In Konzentrationen über 1 ppm kann im Verlauf der Chlorung des Trinkwassers ein Chlorphenol-artige organoleptische Wirkung eintreten, wie auch in den Jahren 1968-69 und 1969-70 im Winter bei den Wasserwerken Budapest beobachtet. Anhand von chemischen und bakteriologischen Untersuchung zur Erkundung der Ursachen der Ammoniumion-Verunreinigung konnten wir feststellen, dass die fallweise - im Winter - an der Donau auftretende höhere Ammoniumion-Konzentration von stadtischen Abwassern herrührt, undzwar deshalbs, wiel die Ammonifikation auch bei niedriger Temperatur einsetzt, die Nitrifikation hingegen stark temperaturabhangig ist, bei niedriger Temperatur also zurückgeht. Dies führt fallweise zu einer Anreicherung des Ammoniumions. Auch unsere Messungen 1971 sind ein Beweis hierfür, indem bei Rückgang der Temperatur des Donauwassers unter 7°C der Ammoniumiongehalt über 1,0 mg/l infolge Abflauen der Selbstreinigungsprozesse anstiegen ist. Eine mehr oder minder lang andauernde Eisdecke verscharft die Lage weitergehend.

Von den Parametern des Sauerstoffhaushalts waren die Ergebnisse mit den zwei Sauerstoffzehrungsmethoden /:Kaliumpermanganat bzw. Dichromat:/ hervorzuheben. Die Sauerstoffzehrung an der ungarischen Donaustrecke ist in den letzten Jahren etwas gestiegen. Beachtenswert bliebt jedoch, dass im Verlauf von 5 Jahren der Durchschnitt der Saurstoffzehrung mit Kaliumpermanganat nahezu um denselben Wert /:etwa 2 - 3 mg/l:/ steigt, als der über Dichromat gemessene Wert, der bei viel kraftigerer Oxydation eintritt. Dies lässt darauf schliessen, dass die Belastung an der ungarischen Donaustrecke vorwiegend aus leicht oxydierenden Substanzen zusammengesetzt ist /:städtische Abwasser:/. Von den Oberliegern fliesst eine grössere, teils industrielle, biochemisch ausserst abbauwidrige organische Belastung zu, die an der ungarischen

Strecke relativ abnimmt, was auch die Quotienten der Sauerstoffzehrung mit Dichromat bzw. Kaliumpermanganat bestätigen.

Die Gewässergüte der Donau ist einstweilen nach den "klassischen Parametern noch befriedigend. Doch kann man sich heute mit der Kenntnis nur dieser Komponenten zufriedengeben. Bei der Qualifizierung des Donauwassers spielen die Mikroverunreinigungen eine wichtige Rolle, weil - besonders die Oberliegerländer Ungarns - per ihre Industrien mit Verbindungen belasten, die Geruch und Geschmack belastigen, auch die Gesundheit schudigen. Knapp vor 7 Jahren haben wir an der Donau mit der systematischen Untersuchung auf Geruch und Geschmack belastigende Mikroverunreinigungen begonnen. So wird die ungarische Strecke laufend auf Ölverunreinigung überwacht. Für die Bestimmung des Ölgehalts sind geeignete Probenahme- und analytische Methoden erarbeitet worden. U.a. ein selektives Dünnschicht-Chromatographie-Verfahren, für Gütemessungen über Ultraviolett-Spektrofotometrie. Mehrjahrige langsprofiluntersuchung beweisen, das die Donau - vor allem auf Einfluss von Wien und Bratislava - mit einer erheblichen Ölbelastung in Ungarn eintritt. Bei Ölhavarien sind Ölgehalte von mehreren ppm im Grenzprofil vorgekommen. An der ungarischen Strecke verursachen lediglich etliche Industrieanlagen, der aus der Tachechlowakei zufliessende Váh-Fluss und Budapest einen leichten Anstieg des Ölgehalts. Die Ölbelastung an der südlichen Grenze, beim Austritt, ist - mit Rücksicht auch auf die wachsende Abflussmengen - jener beim Eintritt nahezu identisch bzw. geringer.

Von den organoleptischen Produkte der Chemie möchten die Phenole und ihre Produkte erwahnt sein. Für die selektive Messung der Phenolverbindungen in der Donau - Phenole, Kresole, Xilenole, usw. wird ebenfalls die erwahnte Dünnachichtchromatographie verwendet, verbunden mit einer spektrophotometrischen Wertung. Die Ergebnisse sowohl der Dünnschichtchromatographie, als auch jene der analytischen Routi-

nemessungen, über Wasserdampfdestillation und 4-Amino-Antipirin zeigen an der ungarischen Donaustrecke einen Rückgang des Phenolgehalts. Die Auswertung der Chromatogramme zeigt neben einer systematischen Phenol- und Kresol-Verunreinigung in unterschiedlichen Mongen Xilenole, fallweise Nitrophenole und auch Naphtole, besonders im Eintrittsprofil.

Trotz den Grossstadten am Oberlauf: Wien, Bratislava, usw. mit ihren Abwassern gab es bisher keine Detergenzienprobleme an der Donau. Ergebnisse über anionaktive Detergenzien mit dem Methilensulfur-Verfahren zeigen einen Rückgang des Detergenziengehalts an der ungarischen Donau, von einer lokalen Wirkung bei Budapest abgesehen.

Pestizide - ebenfalls durch Gaschromatographie bestimmtkonnten im Donauwasser nicht in messbarer Menge entdeckt werdwn. Auch die gefahrlichsten gechlorten Kohlenwasserstoffe und organischen Phosphoresther sind bisher nicht vorgekommen. Naturlich werden die systematischen Kontrollen auf Pestizide trotzdem weitergeführt, da nach unserer Meinung die mit steigender Verwendung von Pestiziden verbundene Gefahr nicht gering eingeschatzt werden darf, worauf auch das Fischabsterben am Rhein im letzten Jahr mahnt.

Von den Metaboliten der Mikroflora im wasser sind mehrere organoleptische und Verbindungen zu erwahnen, die ebenfalls zu den Mikroverunreinigungen zahlen. Leider ist ihre chemische Struktur noch nicht geklart, ihre chemische analytische Bestimmung bleibt zu erforschen. Derzeit werdwn sie über biologische Verfahren nachgewiesen, über Vergleich der Mikroorganismen. Die Untersuchungen an der ungarischen Donau zeigen grosse Schwankungen in der Taxonenzahl der Mikroorganismen, von denen bisher die Arten Melesira, Synedra, Tabellaria, Asteionelle, Cyctotella sowie Oscillatoria und Beggiatos dominierten.

Hiermit wurde ein kurzer Überblick über die Güteanderung an der ungarischen Donaustrecke gegeben. Die Abwasserbelastung an der unga-

rischen Donaustrecke lasst sich wie folgt charakterisieren.

Im Grenzprofil bei Rajka führt die Donau bedeutende Verunreinigungen, haupsachlich aus dem Raum von Wien und Bratislava nach Ungarn ein. Die Selbstreinigung bessert die Wasserqualitat bis Komarom, obwohl der Donauarm von Moson, die Verunreinigungen aus der Stadt Györ und der Kleinen Tiefebene, der Conco-Bach die Industrieabwässer von Acs zuführt. Die Vah-Donau bringt bei Komarno eine bedeutende Belastung aus den grossen ungereinigten Abwassermengen der westlichen Slowakei, die hauptsachlich im Uferstreifen verbleibt, so dass fallweise selbst 10 km stromab der Mündung die Kaliumpermanganat-Sauerstoffzehrung über 20 mg/l verbleibt. Die Vermischung vom linken Ufer ausgehend erfolgt allmählich im ganzen Profil, auf einer Lange von etwa 50 km. In geringerem Mass tragen auch die Industrien von Szöny und Almásfüzitö zur Verunreinigung bei, wobei besonders die Ölkontaminierungen Sorge bereiten. Als weitere Quellen der Verunreinigung folgen Lábatlan und Nyergesujfalu, hauptsachtlich mit organischen und anorganischen Schwebstoffen. Die Verunreinigungen aus dem Industrierevier Dorog - Tokod über den Donauarm Tokod sind in der letzten Zeit zurückgegangen. Beachtenswert ist jedoch die Gefährdung durch das Papierkombinat Sturovo, während die Last aus der Stadt Esztergem kleiner ist. An der Strecke stromauf von Budapest verdienen die stossartigen Verunreinigung über den Eipel-Fluss Erwahnung, die fallweise Ammonium, Phenol und sonstige Geruch- und Geschmack belastigende Substanzen zuführen. Die kleinere aber sprungartige Besserung der Wassergüte stromauf von Budapest ist der Verdünnung aus dem Donauarm Szentendre zu verdanken.

Die kritischste Strecke an der ungarischen Donau ist der Raum Budapest in etwa 25 km lange. Abwasser werden an der gesamten Budapester Strecke eingeleitet, am starksten zwischen der südlichen Eisenbahnbrücke und der Eisenwerke Csepel. Die Gewassergüte stromab von Budapest andert sich stark, obwohl in jahrlicher Verteilung Menge und

Beschaffenheit der Abwasser nahezu ahnlich verlauft. Die Ursache hierfür ist die Veranderlichkeit von Abflussmenge und Temperatur im Vorfluter. Grössere Belastung bedeuten lediglich die industriellen Abwasser von Donaujváros, Paks, Mohács an dieser Strecke, sowie fallweise die über dem Sio-Kanal abgelassenen Abwasser.

Die beschriebene Gewassergüte und Abwasserlast rechtfertigten auch an der Donau die Ausgestaltung eines Mustergebiete für Wassergüteregulierung im Rahmen des von UNDP unterstützten SAW/WHO Projekts, das einstweilen eine bevorzugte Strecke, das Einzugsgebiet der ungarischen Oberen Donau umfasst. Die an dieser Strecke vorgesehenen vielseitigen Forschungen ermöglichen jedoch die Ausbildung eines Systems der Wassergüteregulierung, das an der ganzen ungarischen Donaustrecke und auch an anderen ungarischen Fliessgewassern anwendbar sein wird.

Aufstellung und Betrieb der im Mustergebiet an der ungarischen Oberen Donau auszubauenden Reguliersysteme bedeutet die Lösung folgender Hauptaufgaben:

Ausarbeitung von Richtlinien für die komplexe Wassergüteregulierung sowie von Konzeptionen für das Mustergebiet

Ausarbeitung eines Informationssystems für Wassergüte:

physikalische, chemische biologische und mikrobiologische spezifische und Routine-Untersuchungen; Erfassung der Mikroverunreinigungen, d.h. von toxischen Substanzen organischer und anorganischer Herkunft; Ausgestaltung eines entsprechenden System zur Probenahme, sowohl im Längen- als auch im Querprofil; Aufstellung von mobilen Laboratorien sowie von automatischen Probenahmegeraten und Wassergüte-Messstationen; Bestimmung der entsprechenden Haufigkeit der Probenahmen; Entwicklung der Methoden für Wasser- und Abwasseranalysen.

Zur Ausgestaltung des Informationssystems gehört die Entwicklung eines Systems der Dateneinsammlung, Datenverarbeitung und Datenspeicherung. Deshalb wird die Effektivität des gegenwärtigen routine-

mässigen Datensammlungssystems für Wassergüte überprüft, und wenn nötig geändert, wobei der Verwendung der Daten aus den mobilen und Feldlaboratorien besondere Sorgfalt zugewendet wird. Als Grundelement der modernen komplexen Informationssysteme soll die elektronische Datenverarbeitung angewandt werden. Für die Behandlung der Wassergütedaten sowie der kennzeichnenden Angaben über die Verunreinigungsquellen wird ein System der Archivierung realisiert.

Erfassung der Abwassereinleitungen. - Infolge ihrer hohen Abflüsse ist die Donau auf Verunreinigungen, die bei routineartigen Gewasserschutzmassnahmen allgemein problematisch sind, nicht empfindlich. Deshalb werden für die Erfassung wichtigere Siedlungen und Industriebetriebe ausgewahlt, die in chemischer oder physikalischer Hinsicht gefahrliche /:toxische, organoleptische, oberflachenaktive:/ Verunreinigungen in die Donau einleiten. Die Untersuchung der Nebenflüsse auf ihre verunreinigende oder verdünnende Wirkung ist eine besondere Aufgabe in diesem Themenkreis. Die Abwassereinleitungen sollen mittels automatischer Messgeräte erfasst werden. Zwecks qualitativer Kontrolle der Abwassermonitoren untersucht.

Selbstreinigungsfahigkeit. - Zufolge der grossen Abflüsse in der Donau sind die Vermischungserscheinungen von ausserordentlicher Bedeutung. Somit enthalt unser Programm auch die Prüfung der die Selbstreinigung beeinflussenden Faktoren /:Sohlenschlamm, Photosynthese:/, ferner der Mischvorgänge an der Donau und den wichtigsten Nebenflüssen des Mustergebiets. Für die Bewahrung bzw. Besserung des Gütepegels an der Donau bedeuten nicht die leicht abbauenden /:O_2 zehrenden:/ Verunreinigungen, sondern spezifische Verbindungen das Hauptproblem. So sind z.B. die Phenolverbindungen in Abhängigkeit von der Jahreszeit /:Temperatur:/ und von einzelnen spezifischen Mikroorganismen /:Wasserblüte:/ stark veranderlich. Hierzu gehören noch die Geschmack und Geruch belastigenden, Gesundheit schadigenden Wirkungen, sowie die Erfassung der mit dem Abbau der Schmutzstoffe verbundenen hydrobiologi-

schen Prozesse. In ihrer Kenntnis können die günstigsten Stellen zur Abwassereinleitung und deren optimaler Abstand bestimmt werden. Für die Wertung der Selbstreinigungsfahigkeit der verschiedenen Flusstrecken sollen mathematische Verfahren eingesetzt werden.

Einfaührung von modernen, den örlichen Gegebenheiten entsprechenden Abwasserklarverfahren und Ausgestaltung eines Systems von Wirtschaftshebeln, sowie Regelung /:Optimierung:/ der aufgrund der erarbeitenen Konzeption und des technisch-wirtschaftlichen Modells zu realisierenden Eingriffe, Erfassung der Effektivität sind weitere Aufgaben. Nicht zuletzt müssen die verschiedenen Gewässergütenomen und chemischen analytischen Methoden der Anrainerstaaten aufeinander abgestimmt werden.

Bis zu ihrem Eintritt in ungarisches Staatsgebiet, sowie nach dessen Verlassen durchquert die Donau mehrere Länder. Somit ist ein Gewasserschutz, eine komplexe Wassergüteregulierung nur über eine internationale Zusammenarbeit möglich.

Auch die WHO /:Weltgesundheitsorganisation:/ misst dem Gewasserschutz und der internationalen Zusammenarbeit an der Donau eine ausserordentliche Bedeutung bei. Somit beantragte sie unlängst eine Zusammenkunft jener drei Anrainerstaaten - der Tschechoslowakei, Ungarns und Rumäniens - in denen mit Umweltschutz verbundene UNDP/WHO-Projekte im Gange sind, und liess die Möglichkeiten einer notwendigen Ausweitung des auf den Gewässerschutz ausgerichteten Programms und dessen Aufeinander-Abstimmung in den betreffenden Staaten untersuchen. Von den vier Gruppen der Gewasserschutztatigkeiten: /1/ Diagnose, /2/ Vorhersage, /3/ und Realisierung treten die erwanten gemeinsamen Momente bzw. Elemente in erster Linie auf dem Gebiet der "Diagnose" auf. Aus diesem Grund ist derzeit die Zusammenstellung von gemeinsamen Arbeitsplanen im Gange. Von diesen Plänen im erwähnten Themenkreis wird sehr viel erwartet, da in der Realisierung des Programmes mit koordinierten Tatigkeiten grössere Ergebnisse erzielt werden können, ferner die Grung-

lagen für einen spateren UNDP-Projekt niedergelegt werden können, in desen Rahmen der Gewässerschutz im Donaubecken viel wirksamer gestaltet werden kann, als bisher.

ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОД НИЖНЕГО ДУНАЯ

А.В. Рождественский

Верхнее течение Дуная очень загрязнено. В среднем, после впадения крупных сравнительно чистых притоков, замечается улучшение качества воды; к тому же оказывает влияние самоочищение вод - окисление аммиачного и альбуминоедного азота в нитратный, частичная минерализация органического вещества, осаждение некоторых загрязнителей в донные илы, потребление микроорганизмами и пр. Следует отметить, что минерализация вод среднего Дуная несколько выше верхнего. В нижнем Дунае загрязненность воды еще меньше, а минерализация - больше. Небольшие притоки нижнего Дуная, часть которых довольно загрязненные, оказывают очень небольшое влияние (преимущественно локальное) на химизм реки, включительно на химические показатели загрязненности.

Наши прежние исследования (1954, 1957, 1963, 1968 и др.) позволили сделать некоторые выводы по отношению изменений химического состава дунайской воды во времени и в пространстве и связать их с более важными гидрологическими показателями (уровень, годовой сток, температура и пр.). В ряде случаев, однако, замечалось чувствительное влияние биологических и промышленно-бытовых факторов. Так, при низком уровне (малые расходы воды) часто отмечалось увеличение минерализации и загрязненности, особенно во время сахарной кампании, однако иногда показатели загрязненности в эти периоды показывали уменьшение. Очевидно слабая динамика воды, при осеннем низком уровне, позволяла осаждение более крупных взвесей в донные илы, а максималь-

ная прозрачность и сравнительно высокие температуры благоприятствовали усиленному развитию речного фитопланктона, повышая возможности самоочищения реки.

Прогноз внутригодового естественного хода гидрохимических перемен и отклонений, по которым можно судить о загрязнении, а также вероятных среднегодовых тенденций возможен на основании многолетних систематических стационарных наблюдений.

До 1954 года наши исследования имели преимущественно экспедиционный характер. С января же 1954 года главный упор был направлен на проведение ежемесячных наблюдений над химизмом реки в одной постойнной станции в районе г.Русе (496 км), которые продолжаются и в настоящее время.

Обработка материалов за ряд периодов показала в общих чертах закономерную зависимость между уровнем реки и суммой главных ионов (минерализацией воды). При уровне около 200 - 250 см можно ожидать минерализацию 375-360 мг/л, а при уровне около 550 см - между 280 и 290 мг/л. Месяцы апрель, май, июнь, июль, август и сентябрь имеют обыкновенно минерализацию меньше 320 мг/л, а остальные - больше. На фоне этой общей закономерности отдельные периоды показывают известные колебания режима минерализации. Так, средние данные за период 1954-1961 гг показывают максимум минерализации в феврале, минимум очерчивается в июле, хотя в июне и мае значения очень близки к июльской минерализации. Последние годы максимальная минерализация чаще отмечалась в осенние месяцы, а минимальная - в мае. Средние многолетние результаты дают за период 1954-1972 гг максимум в ноябре и минимум - в мае; в феврале минерализация очень высокая и приближается к ноябрьской; в декабре обычно минерализация показывает известный спад (таблица 1).

Средние годовые результаты минерализации в большинстве случаев показывают также обратную зависимость от уровня, т.е. при прогнозе больших годовых расходов воды можно ожидать уменьшение минерализации.

Количественная степень зависимости, однако, в отдельные годы очень колеблива, так как на минерализацию оказывают влияние не только расходы воды, но также степень размыва берегов, различные районы доминирующего водного питания, загрязнение. В чередовании периодов повышенной минерализации и уменьшенной минерализации воды есть некоторая зависимость с циклами солнечной деятельности. Повышение минерализации (при сравнительно низких годовых уровнях) в течение периода наших наблюдений (1954-1973 гг) отмечалось, около годов с повышенной солнечной активностью.

Общая тенденция всего указанного периода - повышение минерализации. Его средний результат 2 мг/л за год. При этом средняя тенденция всего периода была понижение уровня 1 см/год. При продолжающемся уменьшении водоносности реки и при росте ее загрязнения можно предвидеть дальнейший рост минерализации в указанных размерах.

Сравнение средних данных ионного состава воды, выведенных в наших последовательных публикациях, можно заметить, что вместе с ростом общей минерализации несколько изменяется процентное соотношение главных ионов. Наиболее заметно уменьшение процента бикарбонатов и увеличение хлоридов и сульфатов. Известно, что загрязнение речной воды бытовыми сточными водами ведет к повышению процента хлоридов. До некоторой степени это в силе и для сульфатов. Возможно, что известное значение имеет и смещение районов доминирующего водного питания.

Биогенное содержание (сумма ионов биогенных элементов - нитратного и аммонийного азота, фосфатного фосфора, а также растворенного железа и окиси кремния) в многолетнем аспекте также показывает тенденцию увеличения, со средней годовой величиной около 0,1 мг/л. Колебания среднего годового биогенного содержания в связи с изменениями общей минерализации и уровнем реки не выражены в достаточно четкой форме, хотя 65 % вероятности падает на параллельные изменения

общей минерализации и биогенного содержания. Это является следствием большей зависимости, чем при минерализации от загрязнения, а также от участия биологического фактора - потребление при синтезе органического вещества.

Соотношение компонентов биогенного содержания также несколько изменяется с его ростом: процент нитратов растет, а окиси кремния уменьшается (таблица 4). Увеличение нитратов, кроме усиленного удобрения почв, является результатом также нитрификации растущих количеств разлагающегося белка. Сравнительно малые изменения в содержании аммиака и растворенного кислорода показывают, что нитрификационные возможности реки (самоочищение) еще в достаточной мере велики. Все же последние годы отмечается сильный рост амплитуд процента насыщенности кислородом (случаи более значительного дефицита и большего развития речного фитопланктона, особенно в более тихих более загрязненных прибрежных водах). Вообще же процент насыщенности воды кислородом показывает уменьшение (таблица 5).

Сезонные изменения биогенного содержания имеют закономерный характер: в месяцы гидрологической зимы можно ожидать среднее биогенное содержание порядка 15,3 мг/л, в месяцы гидрологической весны - 13,6 мг/л, лета - 11,5 мг/л и осени - 14,1 мг/л. Вычисленные как биогенные элементы - азот, фосфор, железо и кремний - это дает колебания от около 6 мг/л зимой до около 4 мг/л летом.

Тенденции изменений окисляемости воды - постепенный рост, а водородного показателя (pH) - слабое уменьшение, что еще раз указывает на известный рост загрязнения. Количества неорганической мути в последние годы показывает слабую тенденцию к уменьшению, очевидно в связи с несколько уменьшенными расходами воды.

Сооружение по течению реки водохранилищ с значительными поверхностями отразится в более заметной степени на биогенном содержа-

нии. Тогда рост его может замедлиться, или даже может наступить известное уменьшение вследствие цветения воды (буйное развитие фитопланктона) в более спокойных водах водохранилищ, а также из-за необратимого осаждения части органических субстанций в донные илы.

ТАБЛИЦА 1

Изменения минерализации дунайской воды /сумма главных ионов в мг/л/ в районе г.Русе

Годы	Месяцы												Средние годовые
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1954	409	396	382	300	273	291	265	270	312	319	334	329	323
1955	335	331	273	303	285	287	275	270	285	285	309	348	299
1956	357	439	276	300	239	284	282	273	303	320	315	325	309
1957	359	276	310	303	276	266	293	298	311	305	357	338	308
1958	361	373	290	282	283	294	258	289	318	300	329	355	312
1959	328	333	347	320	297	261	270	298	307	357	355	356	319
1960	304	337	302	328	306	293	306	302	328	322	331	325	315
1961	356	411	374	375	309	290	290	322	334	358	373	378	349
1962	355	352	296	285	261	283	285	291	308	346	421	352	320
1963	306	332	317	325	294	291	316	313	294	338	387	330	320
1964	422	418	346	267	289	297	299	317	320	349	312	304	328
1965	319	325	313	308	303	312	301	306	324	328	415	323	323
1966	361	333	323	340	289	299	285	300	308	379	354	358	327
1967	391	353	312	301	295	293	305	332	316	354	410	411	339
1968	375	399	388	285	272	303	344	340	305	311	374	388	340
1969	383	379	345	365	318	299	335	320	319	372	414	318	347
1970	322	355	391	314	296	311	308	318	346	415	393	359	344
1971	348	356	366	323	318	307	315	354	370	409	406	389	357
1972	417	463	365	353	316	307	299	300	346	354	393	389	358
1954-1972	358	366	332	315	285	293	297	303	319	343	367	351	328

ТАБЛИЦА 2

Изменения среднего процентного соотношения главных ионов в дунайской воде у Русе в течение четырех периодов наблюдений

Периоды	HCO_3^I	CO_3^{II}	SO_4^{II}	Cl^I	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+
1950-1954	59,2	0,3	10,3	4,5	18,9	3,4	3,1	0,3
1954-1961	59,8	0,5	9,9	4,9	17,2	4,2	2,6	0,9
1962-1965	57,0	0,3	11,5	6,2	17,5	4,4	2,2	0,9
1966-1972	54,9	0,3	12,6	6,4	16,7	4,1	3,6	1,4

ТАБЛИЦА 3

Изменения биогенного содержания /суммы нитратного, аммониевого и фосфатного йонов, а также растворенного железа и окиси кремния в мг/л/ в дунайской воде у Русе

Годы	Месяцы												Средние годовые
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1954	11,4	10,1	16,7	13,2	16,4	10,3	13,8	6,6	5,4	8,2	11,3	12,7	11,3
1955	15,6	12,1	14,9	8,0	9,2	8,6	7,2	6,3	7,6	8,3	12,0	5,9	9,6
1956	7,8	9,4	17,5	22,9	10,9	9,4	8,0	8,1	12,9	24,7	19,2	10,7	13,5
1957	13,8	9,9	16,4	10,9	14,0	8,6	16,9	11,0	5,7	9,8	13,7	9,2	11,7
1958	11,8	13,5	11,1	12,3	6,0	7,3	9,8	11,2	11,7	19,6	17,8	16,8	12,4
1959	15,2	15,7	12,3	14,4	11,9	18,5	19,4	9,0	6,2	10,4	8,0	12,0	12,8
1960	19,5	18,1	18,3	17,3	11,9	20,1	7,9	10,1	7,1	8,9	11,3	14,1	13,9
1961	9,6	12,3	19,2	14,0	18,5	18,1	23,2	6,3	13,2	17,0	14,2	16,1	15,1
1962	13,0	17,8	20,9	18,6	17,8	16,6	10,0	9,8	11,0	12,7	16,6	17,7	15,2
1963	28,2	30,1	21,3	8,8	19,5	18,2	16,2	7,8	9,8	14,7	18,2	11,1	16,6
1964	22,0	18,1	18,8	19,1	14,2	4,4	6,8	10,8	14,8	20,8	15,0	20,1	15,4
1965	19,2	10,3	8,6	9,1	15,1	9,1	9,6	10,2	4,8	8,7	2,7	10,2	9,8
1966	11,8	8,6	12,2	8,2	21,4	15,7	11,7	9,1	15,5	22,1	22,5	9,1	14,0
1967	15,6	20,2	12,1	19,0	17,6	14,1	7,1	6,4	28,2	6,5	17,6	12,5	14,7
1968	13,0	14,2	19,4	13,7	14,7	9,9	7,4	13,2	10,1	11,8	17,4	3,1	12,8
1969	15,3	12,7	4,8	13,0	10,7	12,0	18,5	18,4	26,9	24,1	14,5	20,6	16,0
1970	17,8	22,1	27,6	13,4	17,7	20,3	19,6	6,8	18,5	16,7	13,7	17,7	17,7
1971	3,9	16,1	20,9	16,7	6,2	8,4	10,9	6,5	14,8	17,3	5,2	12,6	11,6
1972	20,1	13,4	15,6	11,0	7,6	18,0	10,5	17,8	13,0	15,5	23,5	18,8	15,4
1954-1972	14,7	15,0	16,2	13,9	13,8	13,0	12,3	9,8	12,5	14,6	14,5	13,2	13,6

ТАБЛИЦА 4

Процентное соотношение компонентов биогенного содержания и биогенных элементов в дунайской воде у Русе в различные периоды наблюдений

Периоды	NO_3^I	NH_4^I	PO_4^{II}	Fe^{III}	SiO_2	N	N	P	Fe	Si
1950–1954	20,9	2,1	2,7	0,5	73,8	11,1	3,8	2,1	1,2	81,8
1954–1961	36,9	2,7	1,6	0,6	58,2	21,5	5,3	1,4	1,6	70,2
1962–1965	49,4	1,5	0,7	0,5	47,9	31,6	3,2	0,6	1,4	63,2
1966–1972	52,9	1,0	1,5	0,3	44,3	34,8	2,4	1,4	1,0	60,4

ТАБЛИЦА 5

Растворенный кислород /в мл/л и % /, амплитуды % O_2, pH, окисляемость отстоявшейся воды в мгО/ л и неорганическая муть в мг/л р.Дуная в районе г.Русе / средние данные за периоды 1954–1961, 1962–1965 и 1966–1972 г.г./

Периоды	O_2мл/л	$\%O_2$	Ампл. $\%O_2$	pH	Окисляемость	Муть
1954–1961	7,45	96,7	37,8	7,9	4,05	2,25
1962–1965	7,21	91,5	32,0	7,3	4,11	1,87
1966–1972	7,06	90,6	60,1	7,8	4,15	2,05

РЕЖИМ ДЕФОРМАЦИИ РУСЛА р. ВАРДАРА

Тасе Стоев

Bei mehreren bestimmten (hydrometrischen) Profilen im Fluss Vardar ist bemerkt, dass die Flussbettsohle ziemlich osziliert, d.h. andert sich mittleve Kote, in Abhangikeit von Durchflussregim.

Das Abflussregim der Gewässern in Vardar hangt von verschiedene natürliche Erscheinungen ab, zwischen den Niederschläge mit ihre Grosse und Verteilung spielen haupt Rolle.

Zu besser erklaren diese Bettsohledeformation in Abhangikeit von Abflussregim ist notwending das Zahl der Messungen der Wassermengen in Profilen vermehren.

Бассейн реки Вардара находится на Балканском полуострове между бассейнами рек Дрим, Морава и Струма. Течение этой реки направлено к югу. Река Вардар берет свое начало у подножья горы Шар, точнее в деревне Вруток вблизи г. Гостивар, и вливается в Солунский залив. Протекает через густо населенные места, среди которых находятся: Гостивар, Скопье, Т. Велес и Гевгелия. Пересекает также котловину и протекает через большие и маленькие ущелья. Это способствует тому, что продольный профиль дна реки часто меняется как показано на рис. 1, обуславливает особые характеристики движения воды. Сами котловины представляют собой террасы, где продольный уклон дна реки значительно уменьшен, вследствие чего движение воды в котловинах создает больше условий для изменения русла.

Режимная характеристика вод р. Вардара является особенностью, которая создает условия для постоянного размыва и засыпки дна. Река Вардар имеет большую амплитуду изменения глубины, что оказывает также влияние на деформацию русла речного дна. На рис. 2 показаны характерные расходы воды в функции длины реки, начиная от ее истока. Необходимо подчеркнуть, что средние расходы воды по длине реки при большем числе гидрометрических станций в десять раз больше, чем при межени, и в 10 раз меньше, чем при паводках.

Интересно распределение осадков в бассейне, что иллюстрируется рисунками 3, 4 и 5, где даны и карты с изогиетами за характерные гидрологические годы:

- на рис. 3 представлено распределение осадков в засушливые годы;

- на рис. 4 дан самый влажный год;

- на рис. 5 - карта с изогиетами средних осадков в бассейне.

Необходимо отметить также, что на бассейн размером 223 000 км^2 годично приходится 14,8 км^3 воды от осадков, а на гидрометрических

станциях регистрируется в среднем за год 5,2 км^3 воды.

В соответствии с результатом, полученным при съемке профилей реки, замечено, что кота реки среднего дна колеблется; это изменение тесно связано с особенностью режима вод реки Вардара. Функциональная зависимость колебаний, связанная с временем T за период с 1925 года, дана на рис. 6.

Сплошной линией показано колебание дна около средней величины в течение времени. Пунктирная линия показывает среднюю величину изменения дна, ее кота совпадает со съемками профиля реки Вардара в 1954 году. Колебания изменений речного русла, отмеченные в Гевгелии за соответствующий период, показаны на рис. 7. Ниже даны коты дна в Гевгелии за упомянутые годы:

46,10 - 1,38 = 44,72 . . . . . 1954 год
- 1,26 = 44,84 . . . . . 1961 год
- 1,55 = 44,55 . . . . . 1971 год

Значения 1,38; 1,26 и 1,55 означают средние глубины русла, вычисленные по формуле:

$$T_{ср.} = \frac{F}{B}$$

$$46{,}10 - \frac{F}{B}$$

где:

F - площадь живого сечения до коты воды 46,10 м;

B - ширина поперечного профиля при уровне H = 200 см или отметка воды 46,10 м.;

46,10 м - абсолютная отметка и над этой отметкой берег русла постоянен.

Анализируя результаты проведенных съемок профилей в 1954, 1961 и 1971 годах, можно отметить:

Засыпка в 1961 году соответствует отметке среднего дна.

- Размыв в 1971 году соответствует самой низкой отметке среднего дна. Можно подчеркнуть, что в 1954 году отметка среднего дна представляла собой среднюю отметку колебаний русла реки Вардара в Гевгелии.

Кроме изменения дна русла за рассматриваемый период, представлял интерес анализ результатов наблюдений в течение года. В годовом цикле изменения также обусловлены режимными характеристиками вод. Для наглядности рассмотрим рисунки 8, 9 и 10. На рис. 8 показано двадцатилетнее распределение осадков по месяцам. На рис. 9 показан слой воды, который вытекает из бассейна, а зарегистрированный в Гевгелии. Рисунок 10 показывает температуру воздуха, измеряемую на метеорологической станции в г. Скопье. Необходимо отметить, что при осадках среднее внутригодовое распределение показывает вторичный минимум в январе и феврале, а максимум - в мае, в то время как распределение температуры воздуха и стока могут быть представлены кривыми, близкими к синосоидам.

Наибольший интерес представляет рис. 9, из которого видно, что в среднем с октября сток р. Вардара начинает увеличиваться постоянным приростом, достигая своего максимума в мае. С этого момента начинается заметный спад до июня. Деформации речного русла соответствуют этой диаграмме, причем размыв соответствует подъему, а засыпки - спаду. Это значит, что в июле, августе, дентябре и октябре отметка среднего дна самая высокая. На рис. 11 показаны колебания в изменении речного дна реки Вардара у гидрометрических станций: Т. Велес, Д. Капия и Гевгелия.

Замечено, что водохранилища, построенные на реке (Црна-Тиквеш, Брегалница-Калиманци) способствуют изменениям режима вод реки Вардара, а тем самым и режиму колебаний дна русла реки. Большее влияние на изменчивость дна русла оказывают воды, которые вытекают из искусственного водохранилища Тиквеш.

З а к л ю ч е н и е

Для гидрометрических станций, в которых изменение среднего дна выше нормального, необходимы учащенные измерения и съемки поперечных профилей.

Деформация речного русла обуславливается прежде всего режимной характеристикой вод. Распределение осадков как по площади бассейна (рис. 3, 4 и 5), так и по времени (месяц, год) (рис. 8) оказывает влияние на изменчивость дна русла реки. Рисунок 6 показывает, что после сухого года 1948/49 наступают постепенные засыпания русла реки, а после водного года 1962/63 наступают размывы русла.

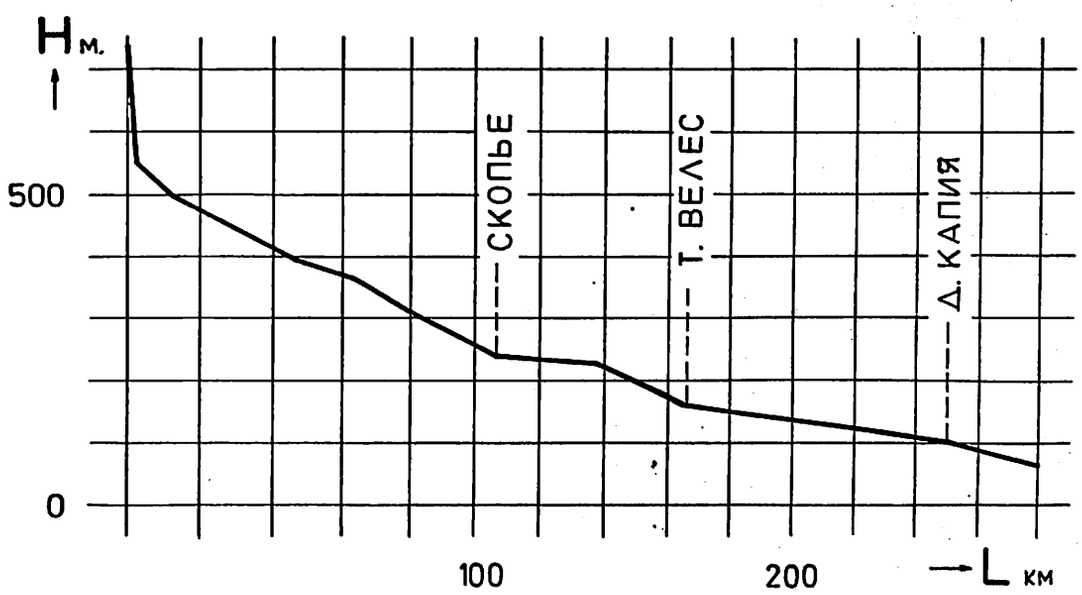

H м.
500
0
100
200
L км
СКОПЬЕ
Т. ВЕЛЕС
Д. КАПИЯ

Рис. 1

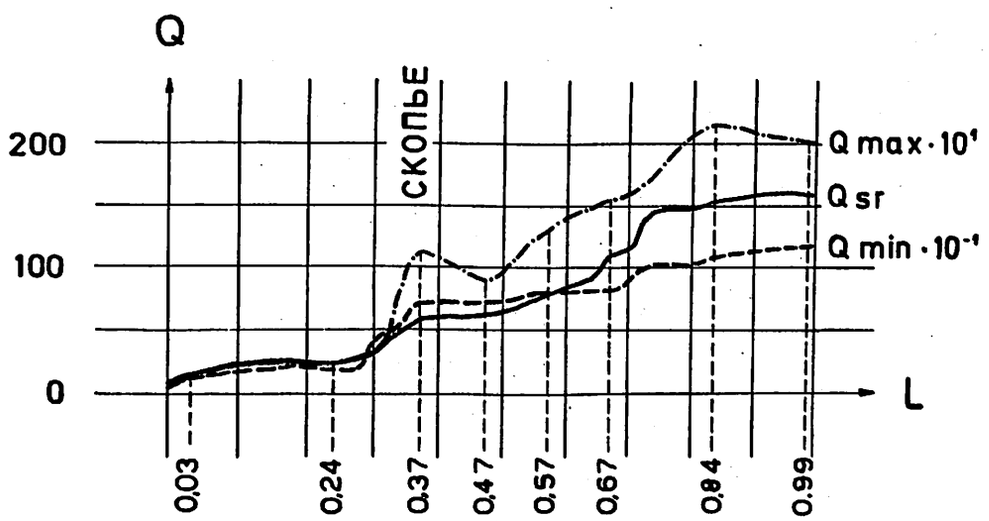

Q
200
100
0
L
СКОПЬЕ
Q max · 10¹
Q sr
Q min · 10⁻¹
0,03
0,24
0,37
0,47
0,57
0,67
0,84
0,99

Рис. 2

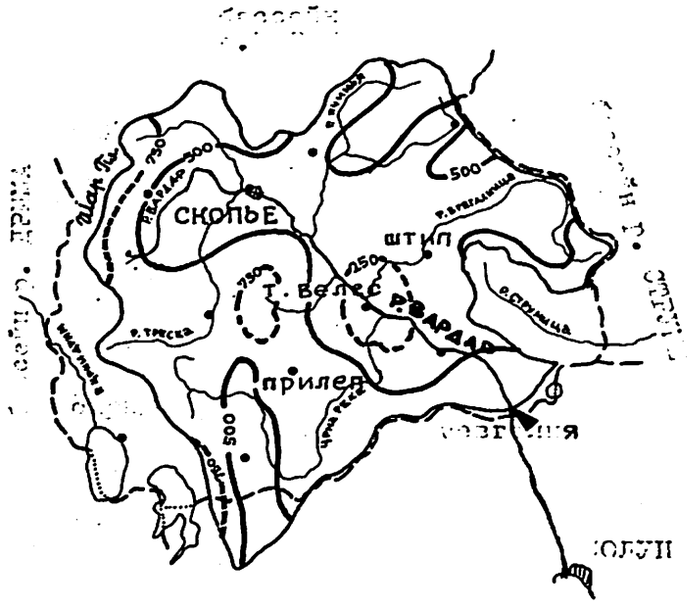

СКОПЬЕ
штип
т. велес
р. ВАРДАР
прилеп
500
750
250

Рис. 3

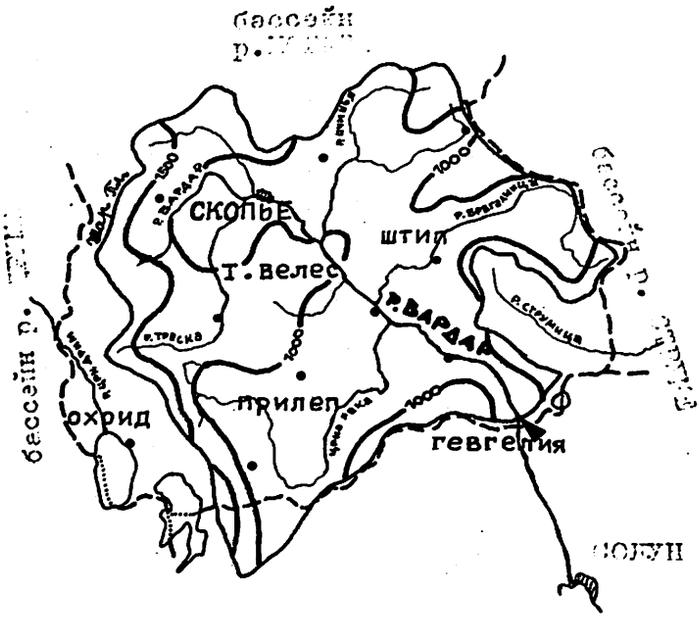

бассейн р.
СКОПЬЕ
штип
т. велес
р. ВАРДАР
прилеп
охрид
гевгелия
1000
1500

Рис.4

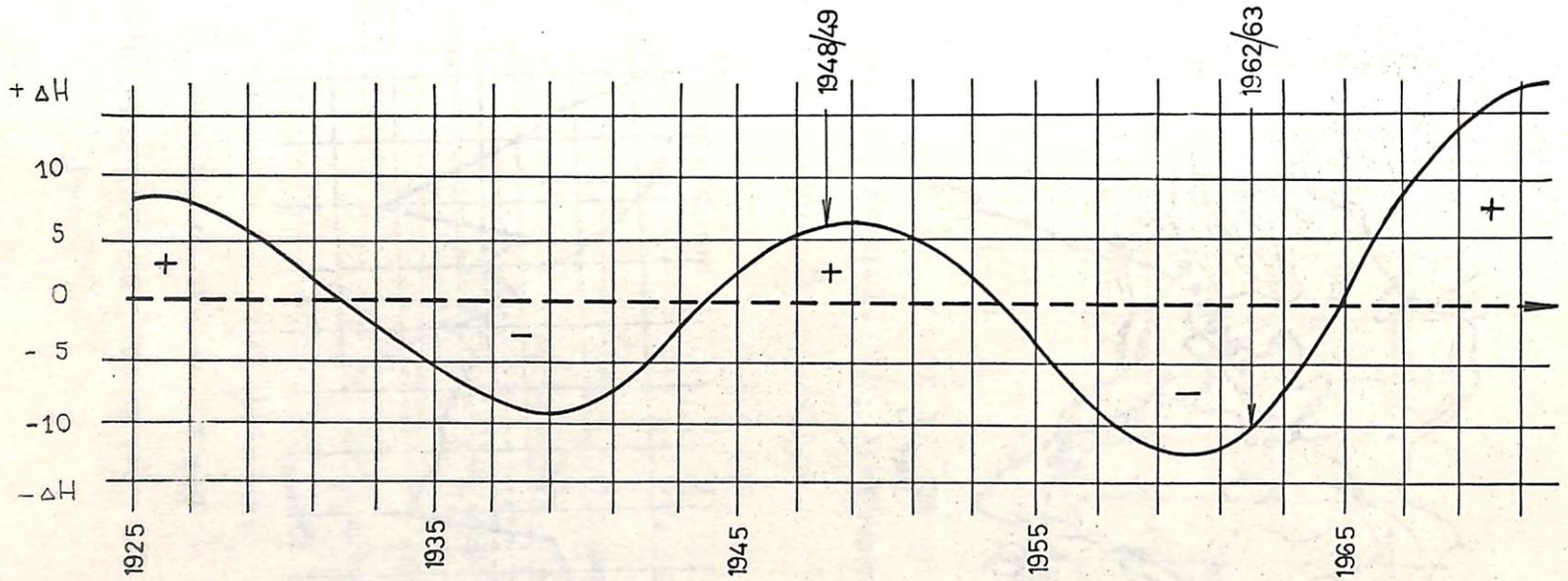


РИС. 6 ОСЦИЛАЦИИ КОТЫ СРЕДНОГО ДНА РУСЛА В ТЕЧЕНИИ ВРЕМЕНИ ДЛЯ ВОДОМЕРНОЙ СТАНЦИИ ГЕВГЕЛИЯ

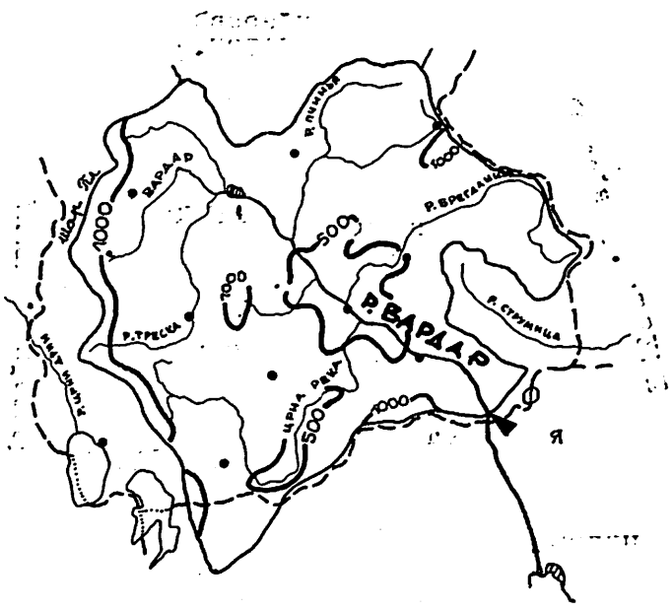

ВАРДАР
1000
500
700
Р.ВАРДАР
Р.ТРЕСКА
Р.БРЕГАЛНИЦА
Р.СТРУМНИЦА
ЧЕРНА РЕКА
Я

Рис. 5

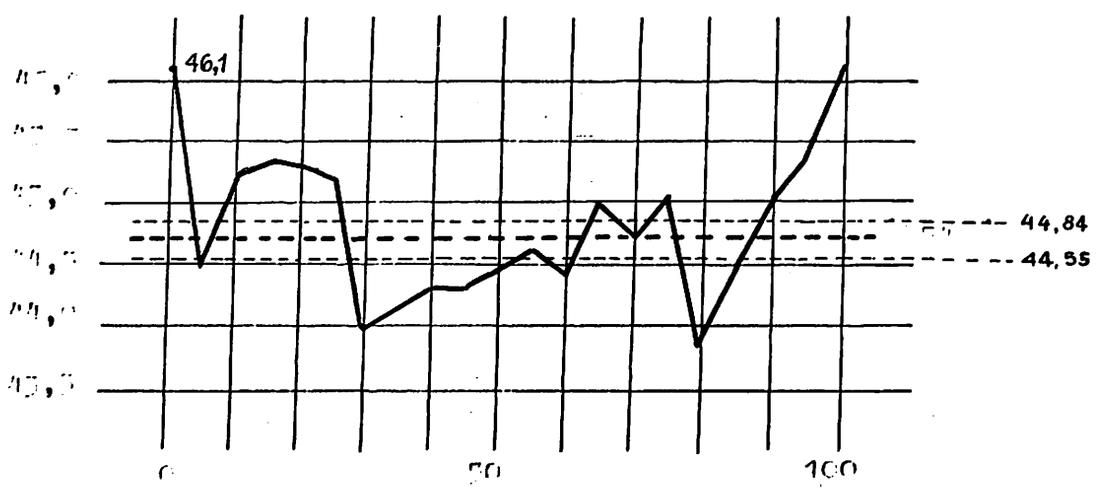
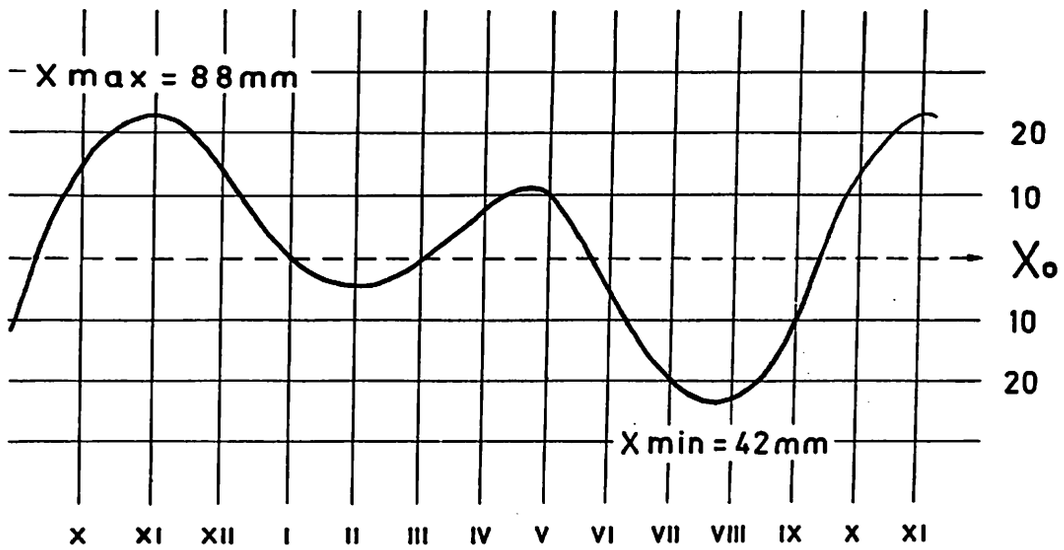
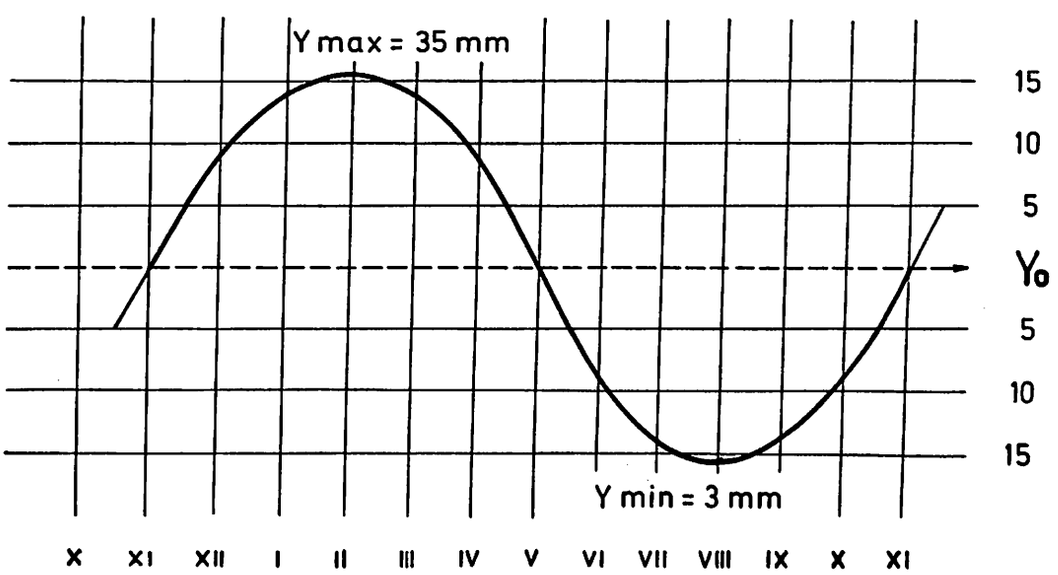

46,1
44,84
44,55
0
50
100

Рис. 7



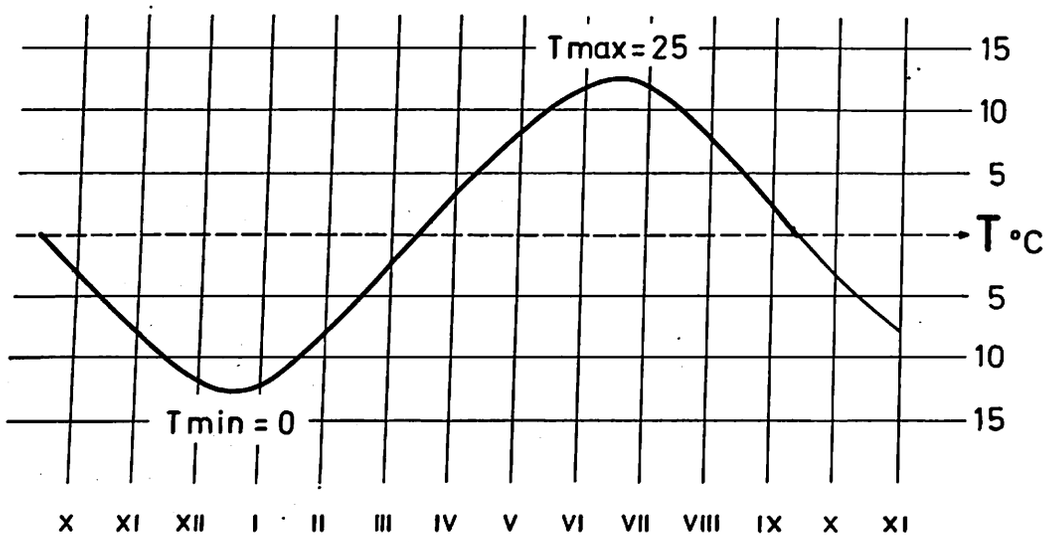
$X_{max} = X_o + 23$, $X_{min} = X_o - 23$, $X_o = 65$ mm

Puc. 8



$Y_{max} = Y_o + 16$, $Y_{min} = Y_o - 16$, $Y_o = 19$ mm

Puc. 9



$T_{max} = T_0 + 12{,}5$, $T_{min} = T_0 - 12{,}5$, $T_0 = 12{,}5$ °C

Рис. 10

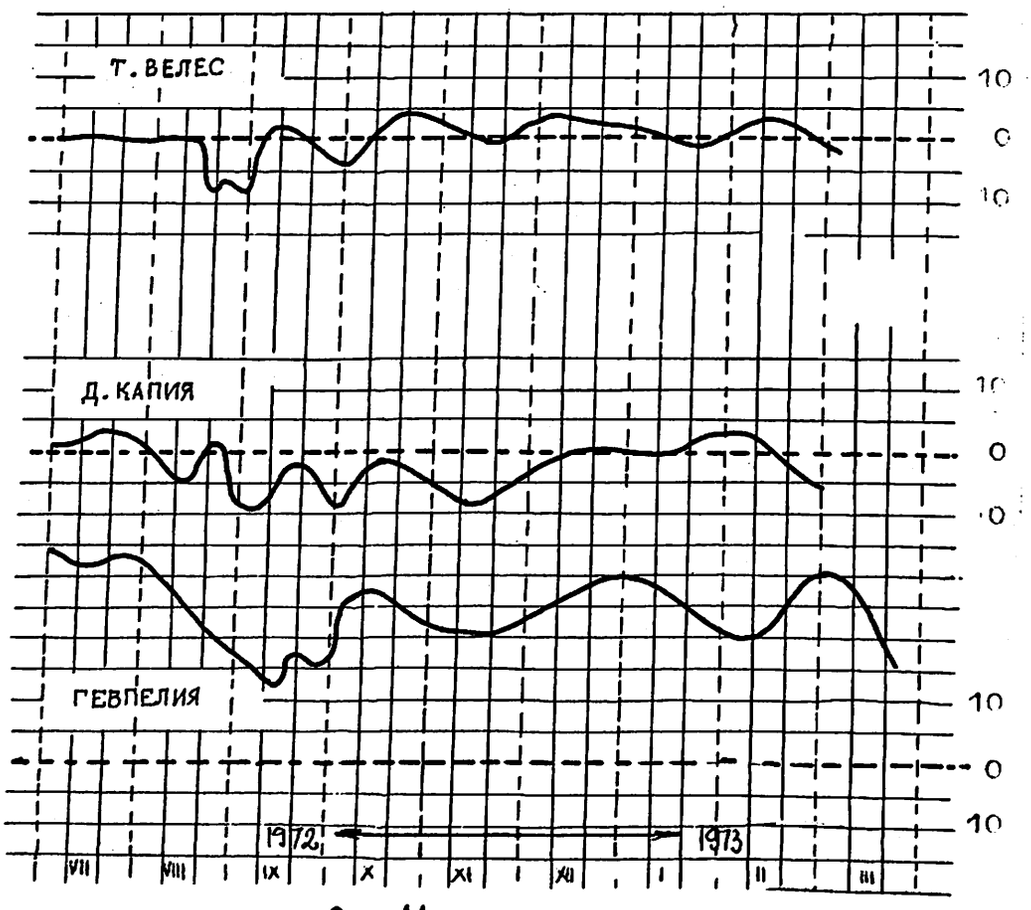


Рис. 11

СТАТЬЯ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ ВЕРОЯТНОСТИ НАСТУПЛЕНИЯ ПОЛОВОДЬЯ

Проф. д-р техн. н. В. КРЕССЕР, Вена

Резюме

С точки зрения гидрологии уже издавна уделялось особое внимание вопросу определения половодья, имея в виду его научное и практическое значение. После введения современных методов статистики экстремальных значений стремления были направлены, в особенности в течение последних двух десятилетий к тому, чтобы найти более точные решения, причем важную роль играют функции распределения. Предпосылкой для применения этих методов являются, однако, различные условия, которым соответствовать в большинстве случаев нет возможности. Для работающего на практике инженера подобные точные методы математики имеют поэтому только ограниченное значение и ввиду поставленных заданий являются часто мало целесообразными. Предлагаемое исследование представляет собой только один путь к решению и приводит как пример Дунай в районе Вены, на основании которого можно при помощи простых средств определить вероятность наступления определенного протока полой воды.

BEITRAG ZUR BESTIMMUNG DER EINTRITTSWAHRSCHEINLICHKEIT VON HOCHWÄSSERN

Von o. Prof. Dr. techn. W. KRESSER, Wien

Zusammenfassung

Die Hydrologie widmete der Frage der Hochwasserbestimmung in Anbetracht ihrer wissenschaftlichen und praktischen Bedeutung seit jeher ein besonderes Augenmerk. Nach Einführung moderner Methoden der Extremwertstatistik suchte man vor allem in den letzten zwei Jahrzehnten nach strengen Lösungen, wobei den Verteilungsfunktionen eine wichtige Rolle zukommt. Die Anwendung dieser Verfahren setzt jedoch verschiedene Bedingungen voraus, die in den meisten Fällen nicht erfüllt werden können. Für den in der Praxis stehenden Ingenieur sind derartige exakte Methoden der Mathematik daher nur von begrenztem Wert und im Hinblick auf die Aufgabenstellung oft auch wenig zielführend. Durch die vorliegende Studie wird nun ein Lösungsweg aufgezeigt und am Beispiel der Donau bei Wien erläutert, der mit einfachen Mitteln die Feststellung der Eintrittswahrscheinlichkeit eines bestimmten Hochwasserdurchflusses gestattet.

BEITRAG ZUR BESTIMMUNG DER EINTRITTSWAHRSCHEINLICHKEIT VON HOCHWÄSSERN

1. Eine der ersten und wichtigsten Aufgaben der Hydrologie bestand seit jeher in der Bestimmung der Eintrittswahrscheinlichkeit von Hochwässern verschiedener Größe in einem gegebenen Flußprofil. Besonders in der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts, als in fast allen Ländern Europas die Regulierung der großen Ströme wie der Donau und ihrer Hauptzubringer, des Rheins oder des Po in Angriff genommen wurde, kam der richtigen Einschätzung der zu erwartenden Hochwasserabflüsse größte Bedeutung zu. Von ihr hing nicht nur die Wirtschaftlichkeit der Regulierungs- und Brückenbauwerke, sondern auch die Sicherheit zahlreicher Menschen und wertvoller Kulturgüter ab.

Die großen Schwierigkeiten der Hydrologen zu jener Zeit können wir erst heute so richtig erkennen, nachdem wir in manchen Entwicklungsländern vor ähnlichen Problemen stehen. Dabei können die heutigen Hydrologen auf eine weltweite Erfahrung, auf Analogiefälle und eine reiche Fachliteratur zurückgreifen und besitzen alle Hilfsmittel der modernen Technik, wie Computer usw. In früherer Zeit waren jedoch nur wenige, oder überhaupt keine Beobachtungen vorhanden, was ja auch ein Grund für die Errichtung der staatlichen Hydrographischen Dienste war. Und selbst dort, wo mehrjährige Beobachtungsreihen vorlagen, beschränkten sie sich lediglich auf Wasserstände, die oft nicht vergleichbar waren und daher nur ein unvollkommenes Ausgangsmaterial für eventuelle Analysen darstellten. Derartige Untersuchungen konnten aber nur einfacher Art sein, nachdem die Hydrologie in den Anfängen steckte und erst zögernd begann, sich allmählich zu einer echten Wissenschaft zu entwickeln. Trotz dieser enormen Hindernisse wurden die zu erwartenden Hochwasserspitzen in vielen Fällen ausgezeichnet abgeschätzt, was wohl in erster Linie dem bewundernswerten Gefühl der früheren Wasserbauingenieure, die sich mit Recht Hydrotekten nannten, zuzuschreiben ist.

2. Sobald die Hydrologie den Status einer exakten Naturwissenschaft erreichte, was noch vor dem zweiten Weltkrieg eintrat, widmete sie der Frage der Hochwasserbestimmung in Anbetracht ihrer wissenschaftlichen und praktischen Aktualität ein besonderes Augenmerk. Vor allem suchte man nach strengen Lösungen, wobei die Mathematik mit einer Reihe moderner Verfahren immer mehr Eingang fand. Dies trifft

Im Falle der Hochwasseranalyse in erster Linie für die Statistik zu, sodaß die stochastische Hydrologie in den letzten Jahrzehnten einen gewaltigen Aufschwung nahm. Als Folge davon befassen sich immer mehr Mathematiker mit hydrologischen Aufgaben, was neben den großen Vorteilen zweifellos auch gewisse Nachteile bringt. Der größte Nachteil liegt dabei wohl darin, daß die meisten Mathematiker mit der eigentlichen Problematik und der Zielsetzung nicht vertraut sind und ihre Aussagen daher oft rein theoretischer Natur ohne praktische Nutzanwendung sind. Überdies ist es dem Hydrologen, aber vor allem dem Wasserbauingenieur vielfach gar nicht möglich, den Gedankengängen des Mathematikers zu folgen, da er dessen Sprache wegen Fehlens der notwendigen Spezialkenntnisse nicht versteht. Umso notwendiger ist es heute für den Hydrologen, mit den wichtigsten Verfahren der modernen Statistik vertraut zu sein, um selbst an der laufenden Verbesserung der Hochwasseraussagen und somit zum Fortschritt der Hydrologie beizutragen.

3. Infolge der verdienstvollen Tätigkeit der staatlichen und privaten hydrographischen Stellen stehen heute in den meisten Ländern für die größeren Flüsse langjährige Reihen der Wasserstände bzw. der Abflüsse zur Verfügung. Im Verhältnis zu den bei der Hochwasserbestimmung angestrebten Aussagen über 100, 500, 1000 oder noch mehr Jahre hinaus sind aber selbst die längsten vorhandenen Beobachtungsreihen relativ kurz. Aus diesem Grunde besteht die eigentliche Aufgabe bei der Ermittlung der Eintrittswahrscheinlichkeit von Hochwässern darin, von der Stichprobe vorliegender Werte auf die Grundgesamtheit zu schließen. Dafür stehen in der Stochastik zwei Wege offen, nämlich die Schätzungsverfahren und die Prüfverfahren. Bei den Schätzungsverfahren sucht man auf Grund der vorhandenen Werte die maßgebenden Parameter der Grundgesamtheit zu bestimmen. Bei den Prüfverfahren dagegen trifft man für die Grundgesamtheit gewisse Annahmen oder Hypothesen und überprüft dann, ob die Beobachtungen der Hypothese entsprechen oder nicht.

4. Bei allen derartigen Untersuchungen bilden die Verteilungsfunktionen eine wichtige Rolle, denn ihre Anwendung gestattet es, an Hand einer relativ kurzen Beobachtungsreihe auf die Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines seltenen Hochwasserereignisses zu schließen. Selbstverständlich müssen diese Verteilungsfunktionen bestimmte Bedingungen erfüllen, um dem Wesen eines Hochwasserereignisses und seinem Zufallscharakter zu entsprechen. Wenn man daher von Abflüssen ausgeht, so muß die Verteilungsfunktion der Variablen "Abfluß" für negative Werte somit die Wahrscheinlichkeit Null, jedoch keine feste obere Grenze aufweisen. Aus diesem Grunde ist die Verwendung einer GAUSS'schen Normalverteilung nur wenig zielführend, was beispielsweise schon früh zur Heranziehung einer logarithmischen Normalverteilung führte, wodurch die Unsymmetrie der Abflußwerte um einen Zentralwert Berücksichtigung findet. Ebenso können Kombinationen aus Normalverteilungen zur Darstellung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten benützt werden, wie beispielsweise die Arbeiten von FELBER beweisen.

5. In der Praxis des Wasserbaues wird meistens nach dem größten Durchflußwert für eine bestimmte Häufigkeit gefragt, also nach jenem Höchstdurchfluß, der im Durchschnitt einmal in 30, 50, 100, 500 oder 1000 Jahren zu erwarten ist. Dieser Grenzwert ist logischerweise mit Begriffen der Extremwertstatistik zu definieren, was zwangsläufig zur Anwendung von Extremwertverteilungen nach GUMBEL, SMIRNOW-DUNIN usw. führt. Auch hier ist die Verteilung der Grundgesamtheit unbekannt und es gilt, aus einer verhältnismäßig kleinen Stichprobe auf sie zu schließen. Das kann in diesem Falle z. B. dadurch geschehen, daß man die Streuung der Werte um die Ausgleichsgerade berücksichtigt und für eine bestimmte Wiederholungszeit von 100, 500, 1000 oder mehr Jahren nicht den auf der Ausgleichsgeraden liegenden Abflußwert angibt, sondern den um die einfache oder doppelte Streuung vermehrten. Die Größe dieses Wertes hängt dabei von der Risikowahrscheinlichkeit ab, die dem betreffenden Bauwerk zugrundegelegt wird.

6. Mit Hilfe der Extremwertstatistik läßt sich somit aus einer z. B. nur 30-jährigen Beobachtungsreihe jener höchste Abflußwert berechnen, der mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit einmal in 100, 500 oder 1000 Jahren zu erwarten ist. Wie bekannt, wird aber die Irrtumswahrscheinlichkeit mit zunehmendem Zeitabschnitt der Aussage größer, sodaß die Risikoentscheidung schließlich doch wiederum dem planenden Ingenieur überlassen bleibt. Vor allem erfordern diese strengen Methoden einen sehr großen rechnerischen Aufwand, der meistens in keiner sinnvollen Relation zur naturgegebenen Unsicherheit der Ausgangswerte und der Aussage selbst steht. Wie problematisch ist beispielsweise das Ergebnis, daß der 100-jährliche Abfluß des Rheins bei Kaub mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 0,1 zwischen 6.670 m^3/s und 9.810 m^3/s liegt! Aus all diesen Gründen sind derartige Verfahren für den planenden Ingenieur daher nur selten anwendbar und in der Regel auch wenig zielführend. Die Praxis verlangt in den meisten Fällen die möglichst einfache Feststellung der Wahrscheinlichkeit des Auftretens eines bestimmten Hochwassers und die Angabe des Variationsbereiches für den angegebenen Wert. Im folgenden soll eine solche einfache Methode der Hochwasserbestimmung, die sich bereits ausgezeichnet bewährte, aufgezeigt und am Beispiel der Donau erläutert werden.

7. Selbstverständlich geht auch dieses einfache Schätzungsverfahren davon aus, daß die als Grundlage dienenden Hochwasserabflüsse einem objektiven, allerdings unbekannten Wahrscheinlichkeitsgesetz unterliegen. Dabei soll die Hochwasserwahrscheinlichkeit durch die Angabe von Variationsbereichen ausgedrückt werden, die an Hand der relativen Häufigkeiten abzuschätzen sind. Der einzelne Variationsbereich wird somit durch einen oberen und einen unteren Grenzwert definiert, innerhalb derer sich die gesuchte Wahrscheinlichkeit mit großer Sicherheit befindet. Durch weitere Arbeitsgänge kann der Grenzwert annähernd gefunden werden, gegen den ein Hochwasserdurchfluß einer bestimmten Häufigkeit konvergiert.

8. Die chronologisch geordneten Abflußwerte einer Zeitreihe von Hochwässern werden in Teilgruppen bestimmten Intervalles unterteilt und für jeden der sich übergreifenden Zeitabschnitte die relativen Häufigkeiten für einen angenommenen Hochwasserwert festgelegt. Man unterteilt also beispielsweise die Meßreihe 1826 - 1971 der Abflüsse der Donau bei Wien in die Zeitabschnitte 1826 - 45, 1836 - 55, 1846 - 65 usw., bzw. 1826 - 65, 1836 - 75, 1846 - 85 usw. und ermittelt für jeden Abschnitt die relative Häufigkeit eines bestimmten Hochwasserdurchflusses z. B. von 5000 m^3/s, 6000 m^3/s usw. Trägt man die so errechneten Werte in ein Koordinatensystem ein, dessen Ordinate die relative Häufigkeit und die Abszisse die Intervalle angibt, so erhält man für jeden Hochwasserabfluß ein Feld von relativen Häufigkeiten entsprechend der Abbildung 1. Wie man sieht, nähern sich dabei die obere und untere Grenzlinie mit zunehmendem Umfang der Teilgruppe asymptotisch einer gewissen Variationsbreite. Der Grenzwert dieser Variationsbreite kann natürlich nicht angegeben werden, dazu müßte der Umfang des Kollektivs unendlich groß sein. Bei einigermaßen langen Beobachtungsreihen, wie im vorliegenden Falle, erhält man jedoch einen Variationsbereich, der bei den weiteren Untersuchungen an Stelle des Grenzwertes verwendet werden kann.

Die Besetzung des Feldes der relativen Häufigkeiten ist ein Maß für die Aussagegenauigkeit. Je klarer der Verlauf der Feldbegrenzung ist, desto zuverlässiger ist die Aussage über den Variationsbereich. Mit wachsenden Hochwasserabflüssen werden die Schranken infolge der laufenden Verkleinerung der Teilkollektive immer enger und damit auch der Variationsbereich immer kleiner.

9. Als nächster Schritt können nun die für ein festgelegtes Zeitintervall gefundenen Variationsbereiche in einem neuen Koordinatensystem als Ordinate und die Hochwasserabflüsse als Abszisse eingetragen werden. Auf diese Weise erhält man ein Variationsband, das durch entsprechende Mittelwerte definiert und dadurch mathematisch extrapoliert werden kann. Aus der Abbildung 2 ist zu ersehen, daß mit wachsendem Zeitintervall das Variationsband immer enger und dadurch eine mathematische Extrapolation immer leichter wird. Dieselbe kann beliebig weit erstreckt werden, wobei ihr natürlicherweise die Problematik jeder derartigen Extrapolation anhaftet. Wie aus der oberen Darstellung in der Abbildung 3 hervorgeht, wäre demnach der Hochwasserdurchfluß von 14.000 m^3/s, der vermutlich im Jahre 1501 an der Donau bei Wien aufgetreten ist und den neuesten Projekten für den totalen Hochwasserschutz zugrunde liegt, ein ca. 5000-jährliches Ereignis. Damit wird die von den zuständigen Stellen getroffene Annahme durch die vorliegende Studie in ihrer Richtigkeit bestätigt.

10. Schließlich bietet das Verfahren auch noch die Möglichkeit, in einem weiteren Schritt ein Hochwasserereignis von gegebener Häufigkeit,

z. B. den 100-jährlichen Hochwasserabfluß mit großer Genauigkeit abzuschätzen. Bestimmt man nämlich für jedes Zeitintervall entsprechend der Abbildung 2 diesen Abfluß und trägt die so gefundenen Werte in einem neuen Koordinatensystem ein, so erhält man die untere Darstellung in der Abbildung 3. Es ist daraus zu erkennen, daß sich der gesuchte Hochwasserabfluß asymptotisch einem Grenzwert nähert, der ziemlich genau angegeben werden kann. So dürfte der 100-jährliche Hochwasserabfluß der Donau bei Wien rd. 10.000 m^3/s betragen und somit dem Hochwasserereignis vom September 1899 entsprechen.

Das aufgezeigte Verfahren weist eine Reihe von Vorzügen auf, vor allem ist es einfach und dennoch von zwingender Logik. Es dürfte daher auf jener Mittellinie zwischen exakter Mathematik und leichter praktischer Anwendung liegen, deren Auffinden eine wesentliche Aufgabe von uns Hydrologen ist.

Literaturangaben

CEHAK, K.: Die jährliche größte Durchflußmenge der Donau bei Wien im Spiegel der Extremwertstatistik. Österr. Wasserwirtschaft 16, 163-170

FELBER, V.: The Application of the Probability to the Solution of Hydrological Problems. - Proceedings of the United Nations Conference on the Conversation and Utilization of Resources. 1949, Lake Success, New York, Vol. I.

GUMBEL, E. J.: Statistics of Extremes. Columbia University Press, New York 1966.

KREPS, H.: Zur Ermittlung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten. Österr. Wasserwirtschaft 15, 98-102

LAUTERBACH, D.: Betrachtungen zur Wahl von Verteilungsfunktionen für die Berechnung von Hochwasserdurchflüssen. Wasserwirtschaft - Wassertechnik 18, H. 1, Berlin 1968

LIEBSCHER, H. J.: Hochwasserwahrscheinlichkeit. Deutsche Gewässerkundl. Mitteilungen 14, H. 4

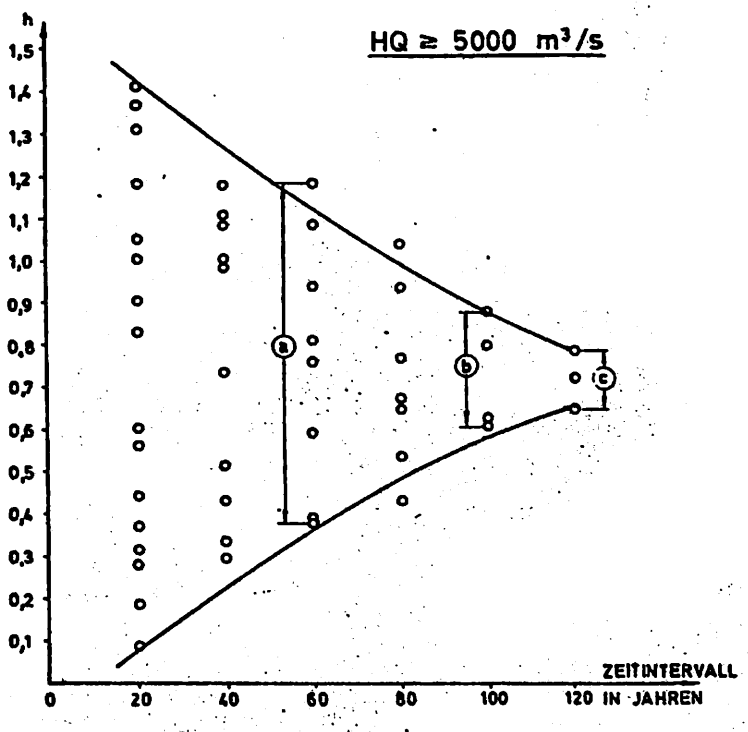
SCHREIBER, H.: Über Methoden zur Berechnung der n-Jährlichkeit von Hochwässern. Österr. Wasserwirtschaft 22, 138–153

SMIRNOW, N. W. - DUNIN-BARKOWSKI, I. W.: Mathematische Statistik in der Technik; 1963

WEINSPACH, K.: Schätzung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten auf der Grundlage hydrologischer Analogie. Die Wasserwirtschaft 58, 289–291

Abb. 1

RELATIVE ÜBERSCHREITUNGSHÄUFIGKEITEN „h" VON HQ≥5000 m³/s UND HQ≥6000 m³/s FÜR DIE DONAU BEI WIEN



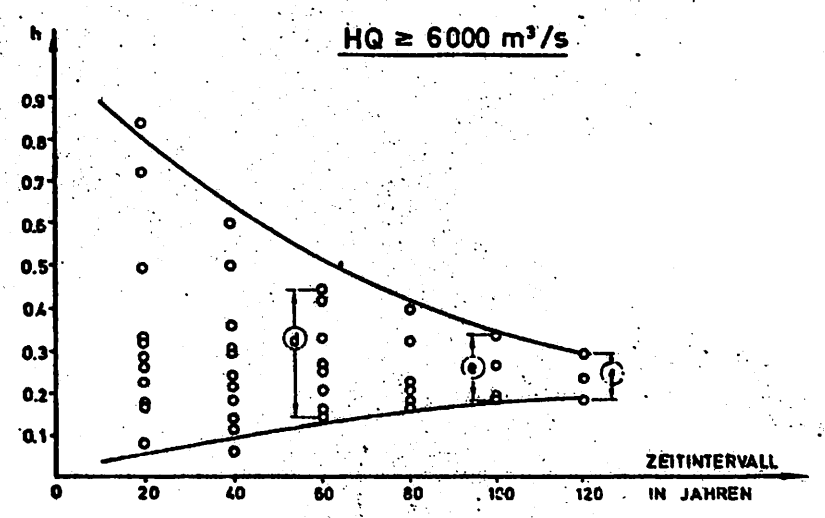
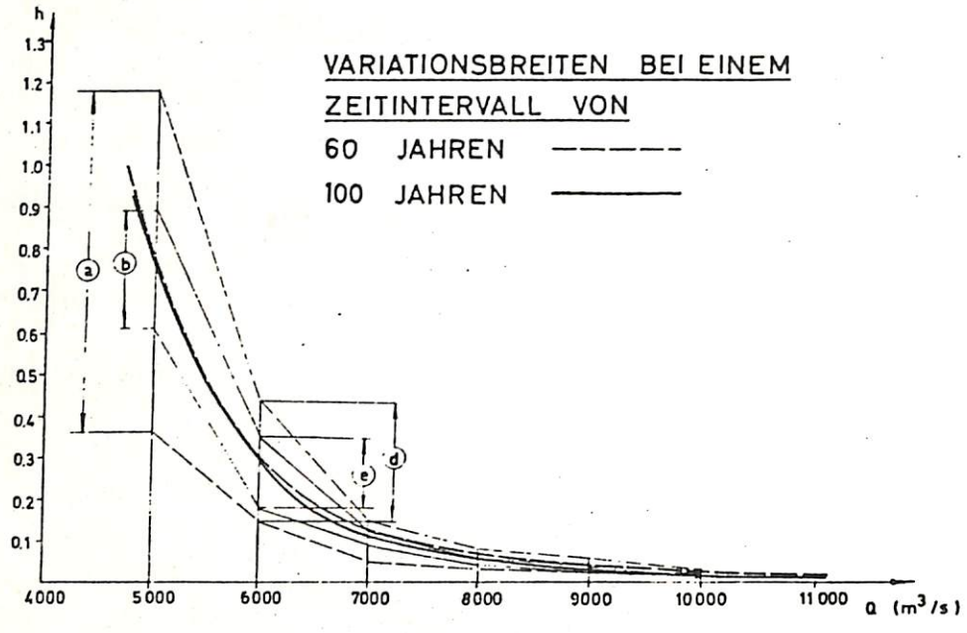


Abb. 2


h
1.3
1.2
1.1
1.0
0.9
0.8
0.7
0.6
0.5
0.4
0.3
0.2
0.1
a
b
d
e
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000
11000
Q (m³/s)
VARIATIONSBREITEN BEI EINEM
ZEITINTERVALL VON
60 JAHREN
100 JAHREN

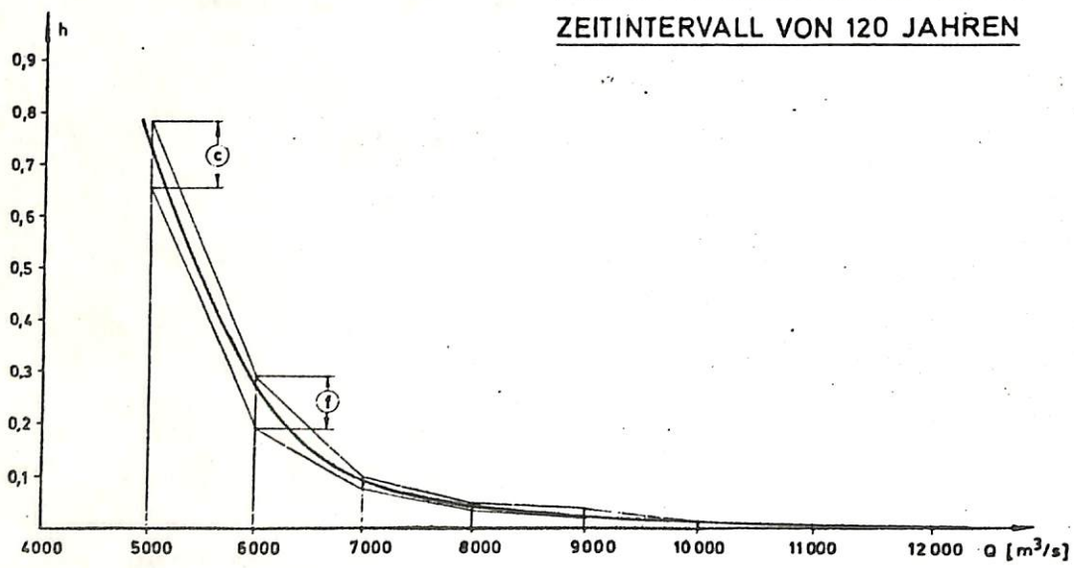
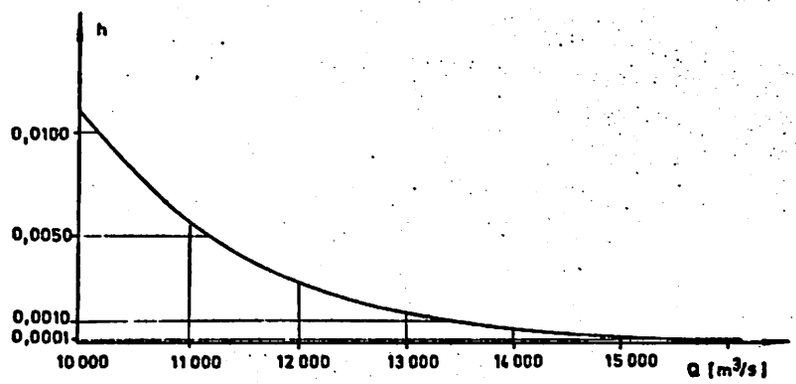

VARIATIONSBREITEN BEI EINEM
ZEITINTERVALL VON 120 JAHREN
h
0,9
0,8
0,7
0,6
0,5
0,4
0,3
0,2
0,1
c
f
4000
5000
6000
7000
8000
9000
10000
11000
12000
Q [m³/s]

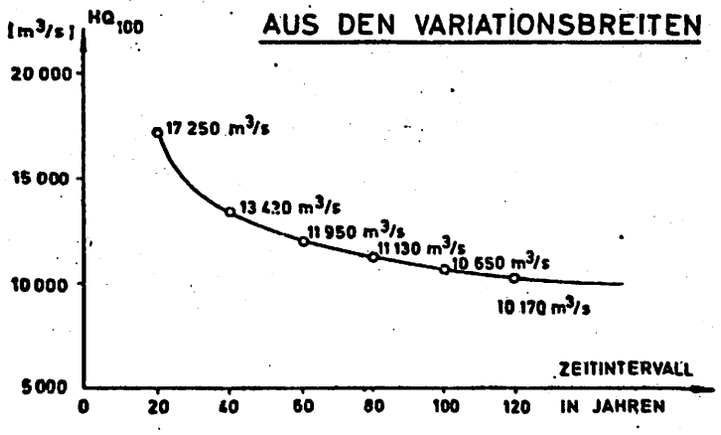
Abb. 3

EXTRAPOLATION DURCH VERZERRUNG DER KURVE $HQ \geq 10\,000\ m^3/s$

(ZEITINTERVALL 120 JAHRE)



BESTIMMUNG VON HQ_{100} AUS DEN VARIATIONSBREITEN



НЕПАРАМЕТРИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ИСКУССТВЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В РЕЧНОМ РЕЖИМЕ

Др. Радмило Д. Маркович
Союзный гидрометеорологический институт
Белград, Югославия

Искусственные интервенции в бассейне реки, специально строительство гидротехнических объектов, могут вызывать значительные изменения в речном режиме. Это может в полностью дезавуировать гидрологические прогнозы обоснованные природными условиями. Непараметрический метод медианы употреблен и в случае дискриминации статистически значительных изменений в режиме воды. Практическое применение на обрасцы подлинных и модифицировнных паводков показало, что этот метод ощутителен на разницы локационных параметров двух дистрибуций.

NONPARAMETRIC EVALUATION OF ARTIFICIAL CHANGES IN REGIME OF RIVER FLOWS

Dr. Radmilo D. Markovic
Federal Hydrometeorological Institute
Belgrade, Yugoslavia

Man-made interventions in a river basin, particularly construction of hydraulic structures, can cause a significant change in river flow regime. This can completely upset hydrologic forecasting based on natural conditions. The nonparametric median method mas employed for discriminating the statistically significant change in flow regime. The practical application to the samples of virgin and modified floods indicated that this method is sensitive to differences in location between two distributions.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ПОЯСНЕНИЯ

Спектр деятельности современного человека в области внесения изменений в естественный режим воды широк. Изменения в первоначальных намерениях использования земли, корчевание лесной почвы, изменения в сельскохозяйственной практике, гидромелиорация болотистых и топких грунтов, являются лишь частью работ более менее влияющих на изменение стока речного бассейна. Забор воды по обеспечению населений и промышленности и наводнению обрабатываемых поверхностей; перевод воды из одного речного бассейна в другой речной бассейн, постройка защитных дамб, плотин и аккумуляций, все это может значительно влиять на количественные изменения режимных и балансовых характеристик естественных вод.

С другой стороны, более интенсивно развитые центры выбрасывают все больше и больше коммунальных и индустрийных отходных вод, а также и сельскохозяйственных вод насыщенных искусственными удобрениями и пестицидами, могущие быть результатом значительных качественных изменений естественного водного режима.

Все эти искусственно вызываемые изменения в речном бассейне, скоро или медленно совершающиеся, краткосрочные или долгосрочные, выражаются в гидрологических временных сериях, в форме скачков, трендов, цикличности, флюктуаций и их комбинациях. Выше указанные формы изменений, представленные историческими данными, значительно усложняют изучение естественных вод.

Точное определение режимных и балансовых характеристик вод во времени и в пространстве, является солидной основой по рациональному использованию ихнего потенциала, ихней защиты и улучшения, предпринятию соответствующих мероприятий в деле защиты от их вредного влияния, а также и для более достоверного прогнозирования их будущих явлений и поведения, в целях оптимального использования и эксплуатации от них зависимых объектов и построений.

Для того, чтобы избежать более крупные пропуски в практике, которые могут наступить в связи с изменениями более широкого масштаба, нужно проверять гидрологические данные до их употребления, а также, повременно, и в течение пользования ими. Целью этой работы является желание содействовать выявлению практических методов по уточнению искусственно вызванных изменений водного режима.

ОСНОВНЫЕ ПОДХОДЫ И ИСХОДНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Ввиду широких возможностей искусственного влияния на изменение водного режима, метод по уточнению этих изменений должен быть практически применим, объективен и чувствителен. Такие требования не часто выполнены в гидрометеорологической практике. Причины этому нужно искать главным образом в том, что гидрологические элементы отличаются очень большими естественными вариациями и сравнительно небольшим количеством осмотренных образцов, и незнакомыми параметрами основных группировок и их распределений. Очевидно, требования часто не соответствуют существующим возможностям. Поэтому, нельзя ожидать чтобы все практические проблемы и конфликтные ситуации всегда успешно решались. Настоящий метод разработан именно для такой области применения, очень часто являющейся в гидрологической практике. Его отличия содержаны в основных подходах и теоретических предпосылках значительно отличающихся от стандартных методов.

Большинство классических методов по выявлению искусственных изменений обоснованно предположением, что исследуемая переменная нормально распределена или-же она придерживается какого-то известного распорядка. Подразумевается также, что известны и параметры распорядка, а также и их функциональные формы. Однако, основные предположения обосновывающие настоящий опыт, следующие:

- распорядки основных группировок непрерывны
- распорядки основных группировок неизвестны, и
- наблюдения взаимо-стохастически независимы.

Во всяком случае, переменные гидрологических элементов имеют свои распорядки уточненные параметрами, но форма распорядка и функциональные формы параметров игнорированы. Отсюда настоящий метод называется непараметрическим методом.

Задачей метода является возможность исследовать изменилась-ли основная гидрологическая группировка π_1 в рассматриваемом профиле тока до такого размера в течение времени, что она приняла особенности новой группировки π_2 . Исследование проводится посредством одного подлинного обрасца величины n переменной X_1, отмеченной в естественных условиях, а также и одного модифицированнаго обрасца величины m переменной X_2 того-же типа, но отмеченного в измененных условиях.

Задача в сущности сводится на получение ответа принадлежат ли два случайно выбранные обрасцы одним и тем-же основным группировкам или-же распорядки двух основных группировок идентичны.

Поскольку главной целью является здесь выявление возможных изменений водного режима, нулевая гипотеза покажет, что нет значительных перемен в исследуемых обрасцах,

$$H_o: \quad \pi_1 = \pi_2 ; \quad \tilde{X}_1 = \tilde{X}_2 ; \quad f(X_1) = f(X_2) \qquad /1/$$

Такую рабочую гипотезу нужно подвергнуть проверке в противовес алтернативной гипотезе, что имеются значительные изменения в исследуемых обрасцах, вызванные искусственным путем, то есть, что основные группировки, медианы и распорядки различные,

$$H_a: \quad \pi_1 \neq \pi_2 ; \quad \tilde{X}_1 \neq \tilde{X}_2 ; \quad f(X_1) \neq f(X_2) \qquad /2/$$

Таким образом, поставленные рабочие гипотезы допускают возможность уменьшения и увеличения исследуемой переменной под влиянием изменений. В таком случае, односторонний опыт совершенно

исключен за счет двухстороннего опыта. Поэтому нужно уточнить и нижнюю и верхнюю границы рассчета, охватывающие предел принятия нулевой гипотезы на уровне значения α . Этот уровень представляет вероятность особого класса событий или-же риск, когда нулевая гипотеза отбрасывается как ошибочная, тогда как она вародостойная. Это приводит к ошибке первого разряда. Такая ошибка допустима повременно и с относительно незначительным участием. Нумерическая величина, чаще всего применяемая в гидрологической практике, является $\alpha = 0.05$ или-же означает риск в 5%.

КОНСТРУКЦИЯ ОПЫТА

Допустим, что $X_{1\,i}/n= 1,2,3,..,m/$ представляет хронологически i -ый член подлинного обрасца, тогда как $X_{1(i)}$ i -ый член того-же самого обрасца классифицированного по величине в прогрессивном порядке, где $X_{1(1)}$ наименьший, а $X_{1(n)}$ наибольший,

$$X_{11} \; , \; X_{12} \; , \; X_{13} \; , \; \dots \; , \; X_{1i} \; , \; \dots \; , \; X_{1n}$$

$$X_{1(1)} < X_{1(2)} < X_{1(3)} < \dots , < X_{1(i)} < , \dots , < X_{1(n)} \qquad /3/$$

Аналогно этому, допустим, что X_{2j} / $j = 1,2,3,\dots,m/$ представляет хронологически j -ый член модифицированного обрасца исследуемой переменной, тогда как $X_{2(j)}$ j-ый член того-же самого обрасца класифицированного по величине в прогрессивном порядке, рис. 1, где $X_{2(1)}$ наименьший, а $X_{2(m)}$ наибольший,

$$X_{21} \; , \; X_{22} \; , \; X_{23} \; , \; \dots \; , \; X_{2j} \; , \; \dots \; , \; X_{2m}$$

$$X_{2(1)} < X_{2(2)} < X_{2(3)} < \dots , < X_{2(j)} < \dots , < X_{2(m)} \qquad /4/$$

Этим подразумевается, что природное соединение членов двух обрасцов невозможно и что поэтому обрасцы не должны иметь одну и ту же величину.

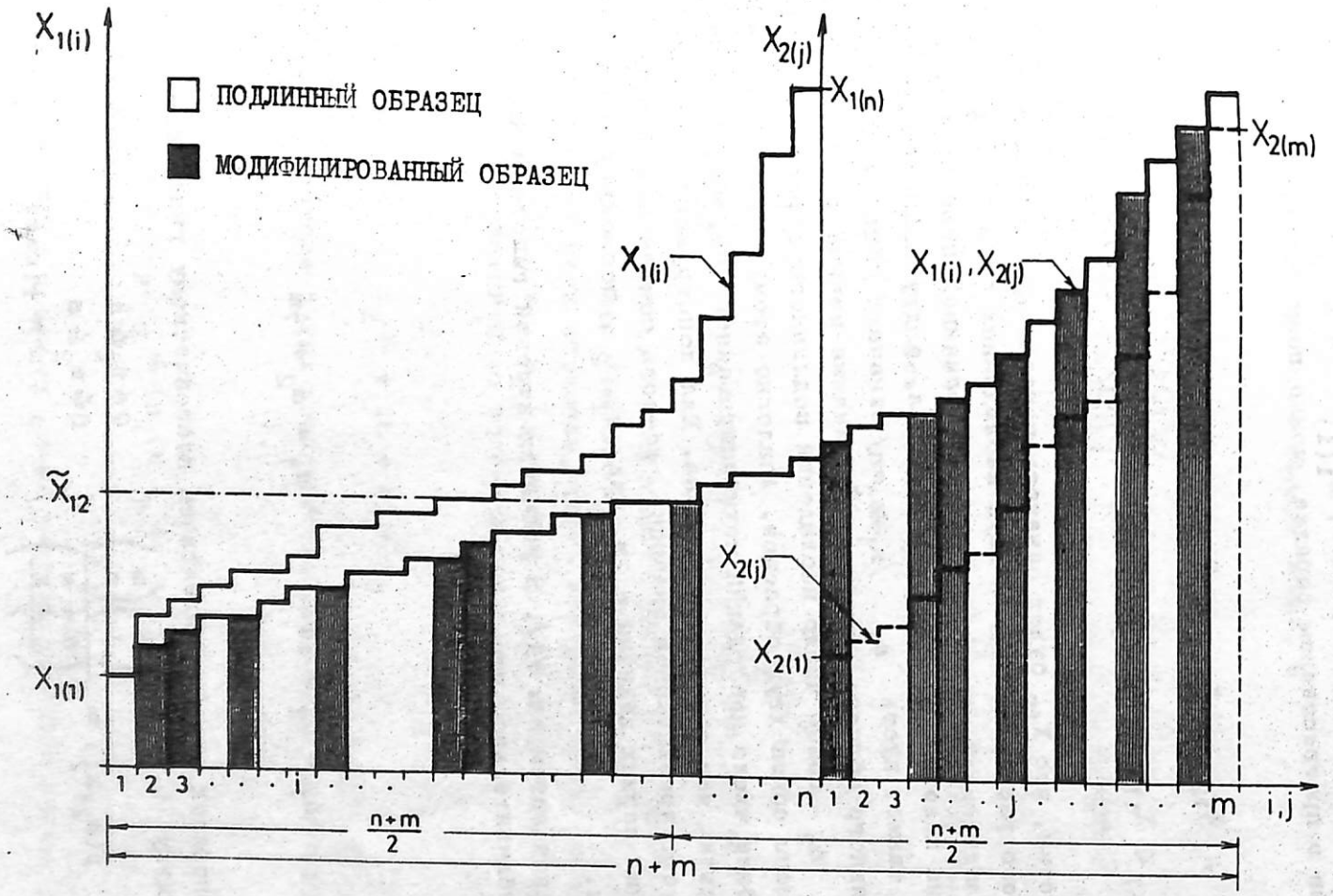


Рис. 1. Союз наблюдений подлинного и модифицированного обрасцов по величине и в прогрессивном порядке

Если затем подлинный и модифицированный обрасцы рассматривать совместно, как союз двух обрасцов, $X_{1(i)}$ и $X_{2(j)}$, и поставить по величине в прогрессивном порядке, можно получить следующий распорядок:

$$X_{11}\ ,\ X_{12}\ ,\ X_{21}\ ,\ X_{13}\ ,\ X_{14}\ ,\ X_{22}\ ,\ X_{23},\cdots$$

$$X_{1(1)} < X_{1(2)} < X_{2(1)} < X_{1(3)} < X_{1(4)} < X_{2(2)} < X_{2(3)}\cdots \qquad /5/$$

Допустим, что X_{12} будет означать центральную величину или медиану этого распорядка союза двух наблюденных обрасцов. Медиана является наблюденной или-же вычисленной величиной переменной, в которой одна половина членов союза меньшая, а другая половина большая. Точно также, пусть n_1 $/n_1+n_2=n/$ означают общее число наблюдений подлинного обрасца, которые по величине меньше совместной медианы, а n_2 общее число наблюдений подлинного обрасца, которые больше медианы союза двух обрасцов. Аналогно этому, пусть m_1 и m_2 означают общее число наблюдений модифицированного обрасца меньших, то-есть больших чем совместная медиана. Для конструкции опыта эти величины имеют чрезвычайное значение, то-есть показывают функции распределения парных величин n_1,m_1 или n_2,m_2, поскольку являются идентичными.

Учитывая затем ед. /1/, в условиях нулевой гипотезы можно ожидать приблизительно, что

$$n_1 = n_2 = \tfrac{1}{2}n \qquad m_1 = m_2 = \tfrac{1}{2}m \qquad /6/$$

так что распорядок n_2,m_2 идентичен классическому гипергеометрическому распорядку 1 :

$$p(n_2,m_2) = \frac{\binom{n}{n_2}\binom{m}{m_2}}{\binom{n+m}{\frac{n+m}{2}}} \qquad \begin{array}{l} 0 \leq n_2 \leq n \\ 0 \leq m_2 \leq m \\ n+m = \tfrac{1}{2}(n+m) \end{array} \qquad /7/$$

когда величина союза $n+m$ парное число, а

$$p\ (n_2,m_2) = \frac{\binom{n}{n_2}\binom{m}{m_2}}{\binom{n+m}{\frac{n+m}{2}}} \qquad \begin{array}{l} 0 \leq n_2 \leq n \\ 0 \leq m_2 \leq m \\ n_2 + m_2 = \frac{1}{2}(n+m) \end{array} \qquad /8/$$

когда величина союза $n+m$ непарное число, рис. 2.

Для достоверности нулевой гипотезы, следующее условие вероятности должно быть удовлетворено:

$$P\left\{(n_2,m_2)_{\frac{1}{2}\alpha} \leq (n_2,m_2)_o \leq (n_2,m_2)_{1-\frac{1}{2}\alpha}\right\} = \sum_{(n_2,m_2)_{\frac{1}{2}\alpha}}^{(n_2,m_2)_{1-\frac{1}{2}\alpha}} p(n_2,m_2) = 1 - \alpha \qquad /9/$$

Опыт тогда проводится исследованием общего числа наблюдений из модифицированного образца m_2, которые больше совместной медианы союза двух образцов, тогда как общее число наблюдений подлинного образца, n_2, которые больше совместной медианы, является дополнением до половины союза,

$$n_2 = \tfrac{1}{2}\ (n + m) - m_2 \qquad /10/$$

Нулевая гипотеза тогда усваивается, поскольку условие удовлетворено

$$(n_2,m_2)_{\frac{1}{2}\alpha} \leq (n_2,m_2)_o \leq (n_2,m_2)_{1-\frac{1}{2}\alpha} \qquad /11/$$

а отбрасывается с тем-же самым риском, если это иначе, рис. 2.

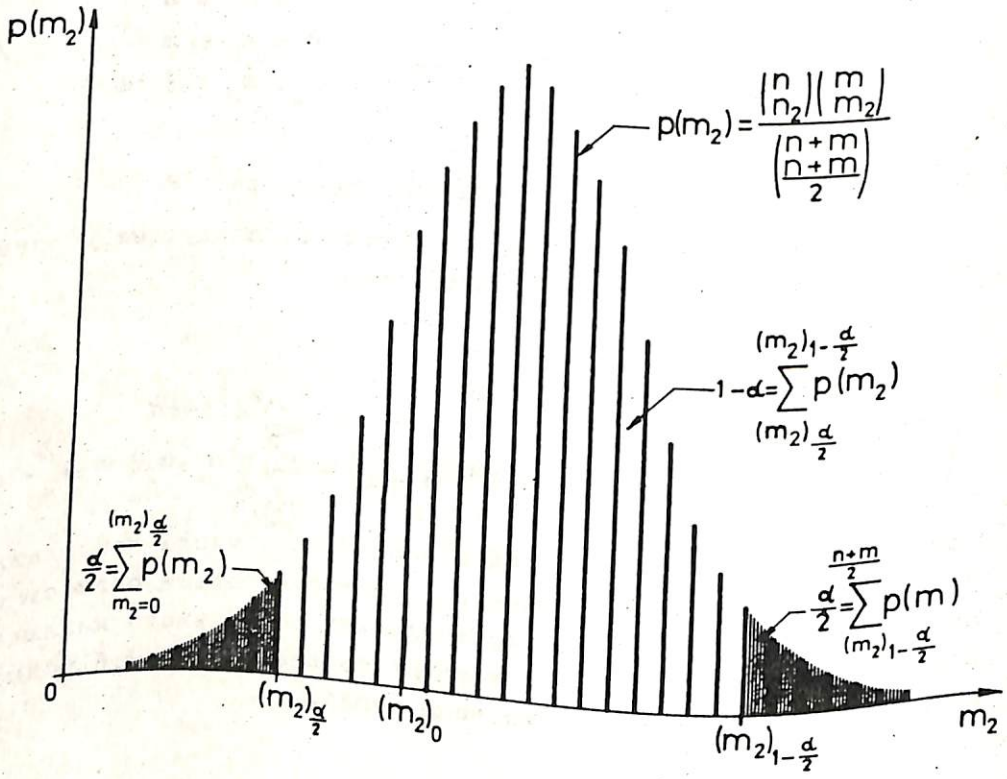


Рис. 2. Гипергеометрический распорядок с границами достоверности по исследованию нулевой гипотезы по тесту медианы.

Нахождение экзактных вероятностей и границ достоверности по отношению к указанным выше уравнениям, может быть сложным и долгим, в случаях когда обе величины исследуемых образцов сравнительно большие. К счастью, с повышением величины образцов, экзактный распорядок все больше приближается классическому хи-квадрату распорядка [1]. Такое приближение вполне удовлетворяет практические потребности, поскольку и один и другой образцы больше десяти, $n > 10$ и $m > 10$. Тогда, статистическая характеристика [2],

$$\chi_o^2 = \frac{1}{2}\left[\sum_{k=1}^{2}\frac{(2n_k-n)^2}{n} + \sum_{\lambda=1}^{2}\frac{(2m_\lambda-m)^2}{m}\right] \approx \chi^2(1) \qquad /12/$$

сопровождает классический хи – квадрат распорядка, рис. 3.

$$f(\chi^2) = \frac{1}{(2\pi)^{\frac{1}{2}}}\,/\chi^2/^{-\frac{1}{2}}\,e^{-\frac{1}{2}\chi^2} \qquad 0 \leqslant \chi^2 < \infty \qquad /13/$$

с одной степенью свободы, так как только одно из чисел меньших, n_1 и m_1, и одно из чисел больших совместной медианы, n_2 и m_2, независимое, поскольку второе является дополнением величины образца $\frac{1}{2}/n-m/$.

В случае, когда союз $n+m$ непарное число, совместная медиана будет соответствовать одному члену образца. Поэтому, этот не окажет содействие дополнительной информации о разнице двух образцов, и следовательно его нужно игнорировать, а величину образца корригировать редукцией.

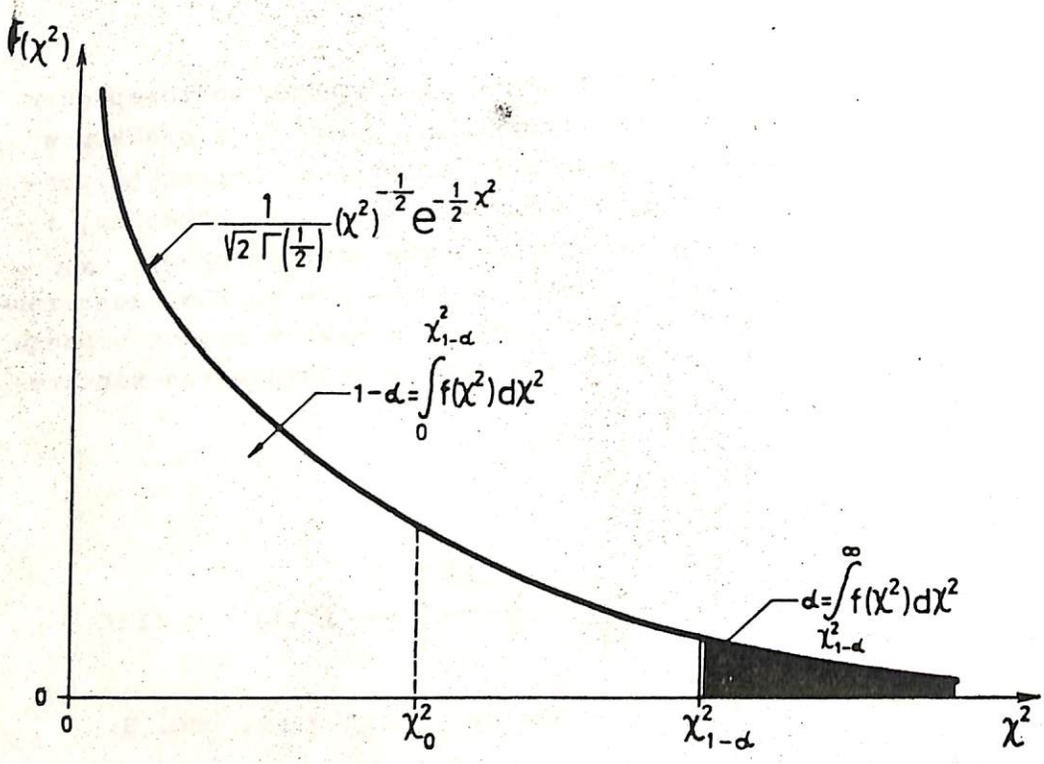


Рис. 3 χ^2-распределение с одной степенью свободы и границей достоверности по исследованию нулевой гипотезы по тесту медианы.

Опыт затем проводится исследованием наблюденной или вычисленной величины χ_o^2 оба образца, взятые в качестве критерий по исследованию нулевой гипотезы,

$$H_o: \quad \pi_1 = \pi_2 ; \quad \tilde{x}_1 = \tilde{x}_2 ; \quad f(X_1) = f(X_2) \qquad /14/$$

в противовес альтернативной гипотезы,

$$H_a: \quad \pi_1 < \pi_2 ; \quad \tilde{x}_1 < \tilde{x}_2 ; \quad f(X_1) < f(X_2) \qquad /15/$$

$$\pi_1 > \pi_2 ; \quad \tilde{x}_1 > \tilde{x}_2 ; \quad f(X_1) > f(X_2)$$

Альтернативная гипотеза формулирована таким образом, что она требует одностороннее исследование, поскольку хи - квадрат распорядка имеет такую особенность. Оттуда, для выполнения условий нулевой гипотезы, следующее соотношение вероятности должно быть удовлетворено:

$$P\left\{\chi_o^2 \leq \chi_{1-\alpha}^2(1)\right\} = \int_0^{\chi_{1-\alpha}^2} f(\chi^2)\, d\chi^2 = 1 - \alpha \qquad /16/$$

Тогда нулевая гипотеза принимается с риском α, поскольку

$$\chi_o^2 \leq \chi_{1-\alpha}^2(1) \qquad /17/$$

а отбрасывается с тем-же риском, если это иначе.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ

Начиная с 1964 года, частые явления повышенных уровней паводковых волн реки Драва в профиле водомерного поста Вараждин, Хорватия, СФРЮ, указали на возможность изменений в режиме высоких вод на этом участке реки [3] . Применение указанного выше исследования медианы будет показано в парциальной серии максимальных уровней паводковых волн, зарегистрированных в Вараждине. Сделан выбор только выразительных волн, гребень которых превышает уровень в + 200 см, отвечающий высоте локальных террас наводнения. Из подлинного периода 1921-1963 выделено в общем счете 116, а из модифицированного периода 1964-1967 в общем счете 11 таким образом установленных волн. Уровни воды этих волн классифицированы в порядке величины, для каждого периода в отдельности, а затем соединены в совместный союз двух обрасцов и рассортированы по величине в прогрессивном порядке, таблицы 1 и 2, [4].

Из этих таблиц следует, что союз подлинного и модифицированного обрасцов,

$$n + m = 116 + 11 = 127$$

непарный и поэтому, совместная медиана

$$\tilde{X}_{12} = 280 \text{ cm}$$

соответствует одному члену из двух обрасцов. Этот 64-ый по порядку уровень воды, принадлежащий подлинному обрасцу, выносит также

$$X_{12(64)} = 280 \text{ cm}$$

и будет выпущен из дальнейшего вычисления, так как не способствует дополнительной информации о разнице двух обрасцов. При исправленном подлинном обрасце, характерные величины по дедукции этого опыта, являются следующими:

$n = 115$ $\quad n_1 = 62$ $\quad n_2 = 53$

$m = 11$ $\quad m_1 = 1$ $\quad m_2 = 10$

Тогда, согласно ед. /12/, статистическая исследуемая характеристика,

ТАБЛИЦА 1

Номер i	Дата появления максим. уровня паводк. волны	Максим. уровень X_{11} (см)	Уровень по вел. $X_{1(i)}$	Союз по величине $X_{1(i)} \vee X_{2(j)}$
1	2	3	4	5
1	02.05.1922.	275	206	206
2	15.05.1922.	282	212	212
3	18.07.1922.	240	215	215
4	01.11.1922.	250	224	224
5	28.06.1923.	315	227	227
6	16.10.1923.	275	229	229
7	01.12.1923.	340	230	230
8	10.05.1924.	286	230	230
9	29.05.1924.	308	233	233
10	13.09.1924.	278	234	234
11	18.02.1925.	262	235	235
12	18.05.1925.	314	236	236
13	04.08.1925.	294	240	240
14	13.11.1925.	324	240	240
15	06.07.1926.	320	240	240
16	10.08.1926.	320	240	240
17	04.11.1926.	310	241	241
18	25.11.1926.	340	242	242
19	12.04.1927.	242	242	242
20	14.09.1927.	246	242	242
21	28.09.1927.	270	245	245
22	25.11.1927.	274	245	245
23	02.05.1928.	260	246	246
24	31.10.1928.	285	247	247
25	04.08.1929.	230	249	249
26	26.07.1930.	236	249	249
27	15.08.1930.	250	250	250
28	14.10.1930.	245	250	250
29	22.07.1931.	260	250	250
30	28.10.1931.	230	250	250
31	24.09.1933.	310	254	250 *
32	11.10.1933.	280	255	254
33	31.10.1933.	260	255	255
34	16.03.1934.	266	255	255
35	07.06.1934.	284	255	255
36	29.08.1934.	270	257	255
37	13.11.1934.	290	260	257
38	08.10.1935.	310	260	260
39	23.10.1935.	242	260	260
40	24.05.1936.	290	260	260
41	03.08.1937.	290	260	260
42	13.09.1937.	320	262	260
43	22.09.1937.	330	262	262
44	07.10.1937.	290	262	262
45	26.10.1937.	276	264	262

1	2	3	4	5
46	23.05.1938.	320	265	264
47	24.11.1938.	240	266	265
48	23.05.1939.	320	270	266
49	16.06.1939.	310	270	270
50	07.11.1939.	270	270	270
51	29.07.1940.	270	270	270
52	04.10.1940.	300	270	270
53	20.11.1940.	340	272	270
54	31.05.1941.	300	273	272
55	30.07.1941.	310	274	273
56	02.03.1942.	272	275	274
57	30.09.1942.	280	275	275
58	18.06.1943.	280	276	275
59	10.07.1943.	295	277	276
60	01.10.1943.	240	278	277
61	20.06.1944.	300	280	278
62	10.12.1944.	270	280	280
63	11.08.1945.	315	280	280
64	15.06.1946.	310	280	280
65	10.07.1946.	350	282	280
66	25.02.1947.	285	284	282
67	24.06.1947.	260	285	284
68	01.12.1947.	255	285	285
69	29.01.1948.	245	285	285
70	22.06.1948.	302	285	285
71	27.07.1948.	320	285	285
72	09.11.1948.	255	286	285
73	05.01.1949.	250	288	286
74	16.08.1949.	250	290	288
75	28.11.1949.	285	290	290
76	15.02.1950.	240	290	290
77	26.05.1950.	285	290	290
78	24.11.1950.	255	290	290
79	26.02.1951.	265	291	290
80	12.05.1951.	320	293	291
81	31.05.1951.	328	294	292*
82	14.11.1951.	320	295	293
83	28.10.1952.	315	300	294
84	04.08.1953.	300	300	295
85	30.10.1953.	288	300	300
86	07.05.1954.	290	300	300
87	05.06.1954.	304	302	300
88	12.11.1954.	264	304	300
89	13.12.1954.	247	305	302
90	29.03.1955.	224	308	302*
91	16.09.1955.	241	310	304
92	04.03.1956.	280	310	305
93	03.06.1956.	305	310	306 *
94	15.06.1957.	249	310	308
95	29.07.1957.	262	310	310

1	2	3	4	5
96	14.05.1958.	233	310	310
97	24.09.1958.	206	314	310
98	03.10.1958.	212	315	310
99	14.10.1958.	215	315	310
100	01.07.1959.	285	315	310
101	14.08.1959.	235	316	314
102	30.10.1959.	234	320	315
103	21.05.1960.	242	320	315
104	07.09.1960.	262	320	315
105	23.09.1960.	273	320	316
106	09.12.1960.	257	320	320
107	30.07.1961.	229	320	320
108	19.10.1961.	260	320	320
109	14.11.1961.	255	320	320
110	15.05.1962.	291	324	320
111	03.06.1962.	316	328	320
112	30.07.1962.	277	330	320
113	10.11.1962.	254	340	320
114	13.03.1963.	227	340	324
115	10.09.1963.	293	340	328
116	08.11.1963.	249	350	330

ТАБЛИЦА 2

Номер j	Дата появления максим. уровня паводк. волны	Максим. уровень X_{2j}(см)	Уровень по вел. $X_{2(j)}$	Союз по величине $X_{1(i)};X_{2(j)}$
1	2	3	4	5
1	15.10.1964.	250	250	337*
2	26.10.1964.	395	292	340
3	06.07.1965.	337	302	340
4	03.08.1965.	368	306	340
5	05.09.1965.	424	337	350
6	30.09.1965.	335	355	355*
7	21.08.1966.	407	366	366*
8	07.11.1966.	366	368	368*
9	04.12.1966.	292	395	395*
10	09.09.1967.	306	407	407*
11	07.11.1967.	302	424	424*

* Модифицированный образец

$$\chi_o^2 = \frac{1}{2}\left[\frac{(2{,}62-115)^2}{115} + \frac{(2{,}53-115)^2}{115} + \frac{(2{,}1-11)^2}{11} + \frac{(2{,}10-11)^2}{11}\right] = 8.068$$

Наконец, опыт проведенный согласно ед. /17/,

$$\chi_o^2 = 8.068 > \chi_{o.95}^2(1) = 3.840$$

показывает, что нулевая гипотеза о равенстве двух медиан, должна быть отстранена с риском в 5%. Это значит, что существует статистически значительная разница между медианами подлинного и модифицированного образцов, что значит между распределением высоких уровней паводковых волн этих двух образцов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Graybill F.A., An Introduction to Linear Statistical Models; McGraw-Hill Book Company, Inc., New York, 1961.
2. Ivanović B., Teorijska statistika; Jugoslovenski institut za ekonomska istraživanja, Beograd, 1966.
3. Marković R.D., R. Dražeta i ostali, Studija o prognozi velikih voda na Dravi i Muri; Savezni hidrometeorološki zavod, Beograd, 1969.
4. Markovic R.D., Discriminating the Change in Regime of High River Stages; V-th Conference of the Danube Countries on Hydrological Forecasting, Belgrade, 1969.

ANALYSIS OF TWO METHODS OF ΔT-UNIT HYDROGRAPH, AND ITS APPLICABILITY IN PRACTICE

by Mihailo Andjelić

Federal Hydrometeorological institute Beograd, Yugoslavia

SUMMARY

Since 1932, when L.K. Sherman interoduced ΔT-unit hydrograph method for flood forecasting, many attempts for improving this method have been made. Now, as a result of such efforts there is a wide range of various procedures for determination of ΔT-unit hydrograph.

This work presents a comparative analysis of the procedures proposed by W.M. Snyder and R.J. De Laine, from the point of their applicability in practice. It also presents the results obtained applying these two methods on the rivers Kolubara and Toplica.

АНАЛИЗ ДВУХ МЕТОДОВ ПО ОПРЕДЕЛЕНИЮ ΔT- ЕДИНИЧНОГО ГИДРОГРАФА И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ПРИМЕНЕНИЯ В ПРАКТИКЕ

Михаило Анджелич

Союзный гидрометеорологический институт, Белград, Югославия

Р е з ю м е

С тех пор, как Л.К. Шерман ввел метод ΔT- единичного гидрографа по прогнозированию паводков, сделаны многие попытки улучшить этот метод. В результате таких попыток в настоящее время существует широкий спектр различных способов по определению ΔT-единичного гидрографа.

В статье сделан совместный анализ способов, которые предложили В.М. Снайдер и Р.И. Де Лейн, с точки зрения их применения в практике. Также даны результаты для рек Колубара и Топлица, которые получены их применением.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Обще известен факт, что появление ЭВМ в большой мере ускорило развитие всех областей науки, техники и гидрологии. Благодаря им, многие старые способы, которые использовались в гидрологии, в нвстоящее время усовершенствованы или отброшены как неприемлимые в практике. Одновременно развивались новые комплексные модели, либо стохатические, либо детерминистические для изучения процесса поверхностного стока.

Так, хорошо известный способ ΔТ-ЕГ, Шерманого метода прогнозирования поверхностного стока от ливневых дождей, в настоящее время претерпел ряд видоизменений и новых подходов. В настоящей работе дан обзор двух способов для определения ΔТ-ЕГ, и представлены полученные результаты.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ΔТ-ЕГ МАТРИЧНЫМИ ОПЕРАЦИЯМИ

Если бассейн реки принять как линейную стационарную систему, тогда связь между входом, функцией влияния и выходом определяется извесним интегралом Дюамеля, уравнение /1/.

$$y(t) = \int_0^t x(\tau)\, u(t-\tau)\, d\tau \qquad (1)$$

Если функции даны дискретно во времени, в интервале времени ΔТ, рис. 1, тогда интеграл переходит в сумму, уравнение /2/.

$$y(i) = \sum_{j=1}^{i} x(j)\, u(i - j + 1) \qquad (2)$$

$$(i = 1, 2, 3 \ldots n)$$

Решением уравнения /2/, на основании известного входа /гистограмм эффективных осадков/, и выхода /гидрограф поверхностного стока/, получается единичный гидрограф,

который в сущности представляет собой приблизительное решение для функции влияния, так как ΔT-ЕГ становится функцией влияния, когда ΔT стремится к нулю.

Один из способов определения ΔT-ЕГ предложил В.М. Снайдер. Он заметил что уравнение /2/ можно представить в матричном виде, уравнения 3, 4, 5 и 6.

$$[X] \cdot U = Y \qquad (3)$$

$$[U] \cdot X = Y \qquad (4)$$

$$\begin{Bmatrix} x_1 & 0 & 0 \ldots & 0 \\ x_2 & x_1 & 0 \ldots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ x_i & x_{i-1} & \ldots\ x_1 & 0 \\ 0 & x_i & x_{i-1} \ldots & x_1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 \quad 0 & x_i \end{Bmatrix} \cdot \begin{Bmatrix} u_1 \\ u_2 \\ u_3 \\ \vdots \\ u_j \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_i \\ y_{i+1} \\ \vdots \\ y_{i+j-1} \end{Bmatrix} \qquad (5)$$

$$\begin{Bmatrix} u_1 & 0 & 0 \ldots & 0 \\ u_2 & u_1 & 0 \ldots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ u_i & \ldots & u_3 \quad u_2 & u_1 \\ u_{i+1} & u_1 & \ldots\ u_3 & u_2 \\ \vdots & & \vdots & \vdots \\ u_j & u_{j-1} & \ldots\ u_{j-i+2} & u_{j-i+1} \\ \vdots & \vdots & \vdots \quad \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 \quad \ldots & u_j \end{Bmatrix} \cdot \begin{Bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \vdots \\ x_i \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} y_1 \\ y_2 \\ \vdots \\ y_i \\ y_{i+1} \\ \vdots \\ y_{j-i+1} \\ \vdots \\ y_{i+j-1} \end{Bmatrix} \qquad (6)$$

ΔT-ЕГ можно определить решением матричных уравнений /3/, или /5/, в которых:

$x_1, x_2 \ldots\ldots x_i$ – последовательные ординаты ефективных осадков в интервале времени ΔT.

$u_1, u_2 \ldots\ldots u_j$ – последовательные ординаты ΔТ-ЕГ, и

$y_1, y_2 \ldots\ldots y_{i+j-1}$ – последовательные ординати гидрографа поверхностного стока, в интервале времени ΔТ.

Решение по U /где U вектор ординат ΔТ-ЕГ – u_j /, дано уравнением /7/, скрытно включает метод наименьших квадратов, так как матрица прямоугольная, а матричное уравнение /3/, или /5/, представляет собой переопредеёную систему алгебраических уравнений.

$$U = \left\{[X][X]^T\right\}^{-1} [X]^T \; Y \qquad (7)$$

Предполагая, что гистограма ефективних осадков всегда содержит некоторую ошибку /уравнение 8/, Снайдер ввёл способ для коректуры гистограмы ефективных осадков на основании первой оценки ΔТ-ЕГ.

$$x_i = x_i + e_i, \qquad (8)$$

Способ расчёта Е, где Е вектор ошибки e_i , представлен матричними уравнениями 9, 10, 11 и 12.

$$[U]\,(X + E) = [U]\,X + [U]\,E = Y, \qquad (9)$$

$$[U]\,X = \bar{Y}, \qquad (10)$$

$$[U]\,E = Y - \bar{Y}, \qquad (11)$$

$$E = \left\{[U][U]^T\right\}^{-1} [U]^T \; (Y - \bar{Y}), \qquad (12)$$

С коректированной гистограммой ефективних осадков ещё раз вычисляется ΔТ-ЕГ и расчёт повторяется до тех пор, пока не будет удевлетворён какой то наперёд заданый критерий. Для етого способа составлена программа для расчёта на ЭВМ, блоксхема которой представлена на рисунке /2/.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ΔТ-ЕГ БЕЗ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ ОБ ОСАДКАХ

Пользуясь уравнением /2/, Р.Й. ДЕ Лейн показал, что ΔТ-ЕГ можно определить и без учёта данных об ефффективных осадках.

Если в системе независимых между собой алгебраических уравнений /13/,

$$
\begin{aligned}
y_1 &= x_1 u_1 \\
y_2 &= x_1 u_2 + x_2 u_1 \\
y_3 &= x_1 u_3 + x_2 u_2 + x_3 u_1 \\
.. &= ..... \\
y_{(i+j-3)} &= x_{i-2} u_j + x_{i-1} u_{j-1} + x_i u_{j-2} \\
y_{i+j-2} &= x_{i-1} u_j + x_i u_{j-1} \\
y_{i+j-1} &= x_i u_j
\end{aligned}
\qquad (13)
$$

полученых на оснований уравнения /2/, предположить что неизвестны значения x_i и значения u_j, то при дополнительном условни которое даётся уравнениями /14/ и /15/, имеем (i + j) неизвесных и столько же уравнений. Ето значит что, в принципе, ета система решима по x_i и u_j, если известны только значения ординат гидрографа поверхностного стока.

$$\sum_{1}^{j} u = 1 \qquad (14)$$

$$\sum_{1}^{i} x = \sum_{1}^{i+j-1} y = 1 , \qquad (15)$$

Ету проблему Де Лейн решил представляя x_i и u_j в виде полинома (i-1) и (j-1) степени /уравнения 16 и 17/, коеффициенти которых, представляют собой ординаты ефективных осадков, т.е. ΔT-ЕГ.

$$x_{(k)} = x_1 + x_2\, k + x_3\, k^2 + \ldots + x_i\, k^{i-1} \qquad (16)$$

$$u_{(k)} = u_1 + u_2\, k + u_3\, k^2 + \ldots + u_j\, k^{j-1} \qquad (17)$$

Умножением полинома /16/ и /17/, получается полином /18/:

$$x_{(k)}\, u_{(k)} = x_1\, u_1 + (x_1\, u_2 + x_2\, u_1)\, k + (x_1\, u_3 + x_2\, u_2 + x_2\, u_1)\, k^2 + \ldots + (x_i\, u_j)\, k^{i+j-2}$$

$$x_{(k)}\, u_{(k)} = y_1 + y_2\, k + y_3\, k^2 + \ldots + y_{i+j-1}\, k^{i+j-2} \qquad (18)$$

коефициенты которого представляют собой ординаты гидрографа поверхностного стока. Ето и даёт возможност определения ΔT-ЕГ. Так как полином /18/ получен умножением /16/ и /17/, то очевидно, в нём должны содержаться и их коеффициенты. То же самое действительно и для решения уравнения полученного представлением полинома /18/ равным нулю.

Если возмём два различных гидрографа поверхностного стока на замыкающем створе, то на основании величин их ординат y_n, получаем два полинома типа /18/. Если принять, что ети полиномы равны нулю, и вычслить уравнения n-ой степени, получаем две системы решения, и тогда можно сказать:

- Если бассейн стационарен во времены, то в обеих системах должно существовать определёное число таких решений которые идентичны для обеих систем. Идентифицирование совместные решения, в сущности представляют собой решения уравнения /17/, на основании которых /пользуясь правилами Виета/, можно формировать полином типа /17/. Таким образом ΔT-ЕГ определён, т.к. коэффициенты полинома /17/ представляют собой ординаты ΔT-ЕГ.

От оставщихся решений формируются полиномы типа /16/ коеффициенты которых представляют собой ординаты эффективных осадков, вызвавших фомирование гидрографов поверхностного стока. Системи решений, уравнения n-ой степени получаются довольно просто, так как это, стандардная подпрограмма большинства ЭВМ. В то же время решение этих равненств без использования ЭВМ прктически невозможно уже при значениях n больше четырёх.

ПРИМЕНЕНИЕ И РЕЗУЛЬТАТИ

Используя составление программы на ЭВМ, IBM 360/44, рассчитаны ΔT-ЕГ и гистограммы эфективных осадков, обеими представлеными способами для водомерного поста Словац, реки Колубары и в/п Доня Селова реки Топлици. Полученые результаты представлены на рисунках 3, 4, 5, 6, и 7. Для обеих водомерних постов выбраны по меньшей мере два характерных гидрографа, чтобы применить Де Лейнов способ. ΔT-ЕГ и гистограмма эффективных осадков, рассчитаны сначала методом Де Лейна, а затем методом Снайдера. Для каждого паводка расчёт был сделан в двух вариантах, принимая различные гистограммы эффективных осадков, как входные данные:

- Во первых - в качестве вкодных данных была взята произвольная гистограмма эфективных осадков полученая методом Де Лейна.

- Во-вторых - в качестве входных данных была взята произвольная гистограмма эффективных осадков.

На рисунках 3, 4 и 5 представлены ΔT-ЕГ полученые вышеуказаным вычислением. На этих рисунках видно, что Снайдеровская модел даёт различные ΔT-ЕГ для различных вводимых гистограмм эффективных осадков. Междутем, когда для входа взята гистограмма эффективных осадков, полученная по методу Де Лейна, ΔT-ЕГ-и определёные по обеим методам, хорошо совпадают, а разница между входной и коректированой гистограммами эффективных осадков - незначительна.

Надо подчеркнуть, что Снайдеровская модель не даёт однозначные решения для ΔТ-ЕГ, если на входе взяты различные гистограммы эффективних осадков, несмотрая на то что во всех случаях будет полное совпадение между рассчитанными и наблюдёнными гидрографами /рис. 6 и 7/. Это ясно укзывает на то, что эта модель прежде всего представляет собой решение одной математической, а не физической проблемы. Поэтому, такое решение /назавём его "расчётным" ΔТ-ЕГ и "расчетной" корректировкой гистограммы эффективных осадков/, может иметь, но не обязательно, физический смысл с гидрологической точки зрения. В большнистве случаев, это зависит от точности с которой определена гистограмма эффективных осадков. Корректура гистограммы эф. осадков по Снайдеровской модели недостаточно надёжная, особено, если гистограмма эффективных осадков на входе слишком грубо и неточно определена /рис. 6 и 7/.

Способ Де Лейна имеет совсем другие свойства. Прежде всего, определение ΔТ-ЕГ строго обусловлено стационарностью бассейна, потому что только в этом случае могут существовать совместные решения в системах решений уравнения n -ой степени. Если же бассейн нестационарен таких решений нет и ΔТ-ЕГ не может быть определён. С точки зрения пратического применения и массового расчёта, этот способ несколько неудачен, так как ΔТ-ЕГ получается только тогда когда на основе уже идентифицированых совместных решений, формируется полином типа /17/. Так как это невозможно сделать с помощу ЭВМ то это вызывает большие затрудения, чего нет в слуцае вычисления по Снайдеровской модели.

В Н В О Д Ы

Во-первых, матричный способ Снайдера для определения ΔТ-ЕГ может быть вполне программирован на ЭВМ; поэтому он очень выгоден для массовых расчётов и быстрого получения результатов.

Во-вторых, результаты полученные этим способом, должны быть критически рассмотрены, особено когда знаем что гистограма эфективных осадков достаточно грубо и не точно определена.

Во-третых, в случае когда мы не уверени не совпадают ли ΔТ-ЕГ по причине нестационарности бассейна или из-за не точной гистограммы ефективных осадков, желательно использовать способ Де Лейна, как дополнительный анализ. Он может даты ответ: что является причиной несовпадения между ΔТ-ЕГ.

Во-четвёртых: располагая серией ΔТ-ЕГ полученых с помощью модели Снайдера и критически провереных дополнительним анализом способом Де Лейна, можно искать регрессионую зависимость между физико-географическими и метеорологическами характеристиками басейна с одной, и формой ΔТ-ЕГ с другой стороны. Таким образом вводится элемент нестационарности бассейна, что даёт возможност получить более точные прогнозы, которые вычисляются по методу ΔТ-ЕГ .

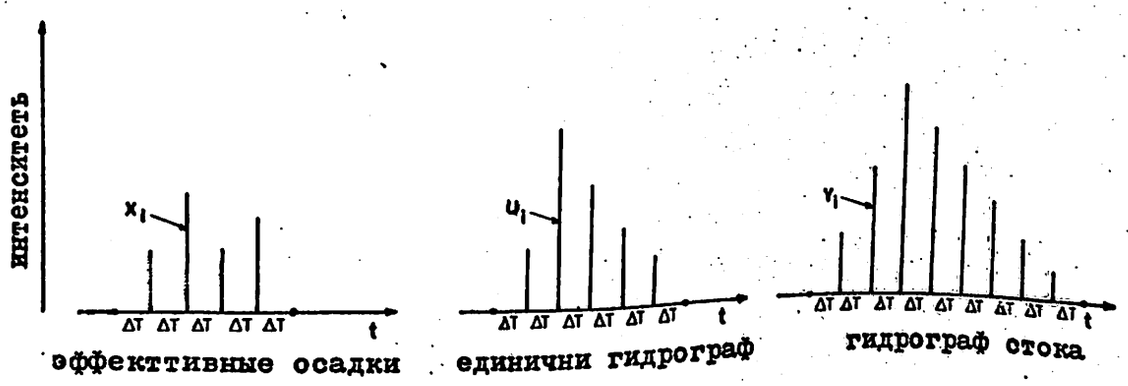


Рис.1, Дискретно изображение эффективных осадков, един. гидрографа и гидрографа поверхностного стока

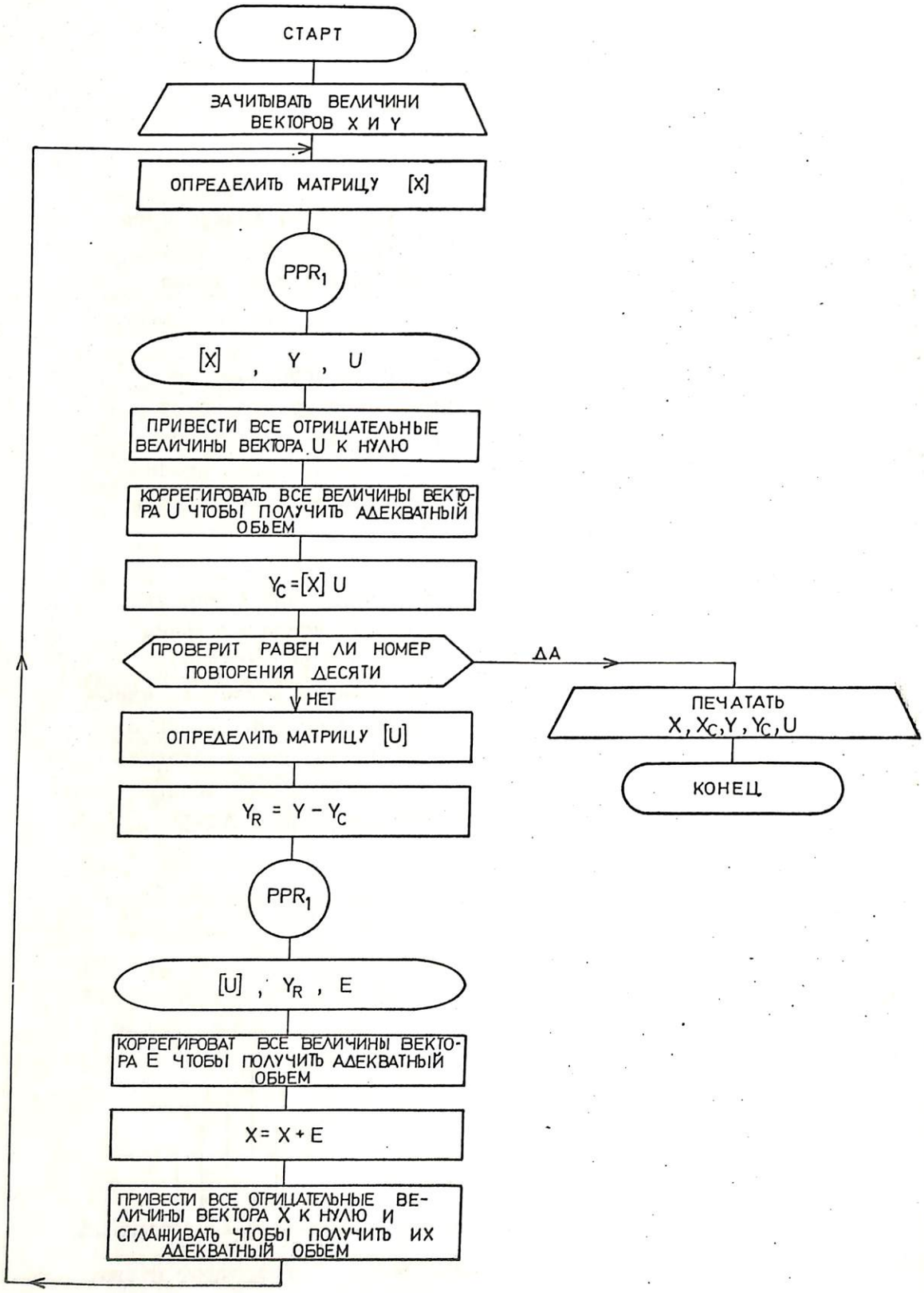


РИС.2 БЛОК СХЕМА ВЫЧИСЛЕНИЯ ДТ-ЕГ ПО МЕТОДУ СНАЙДЕРА

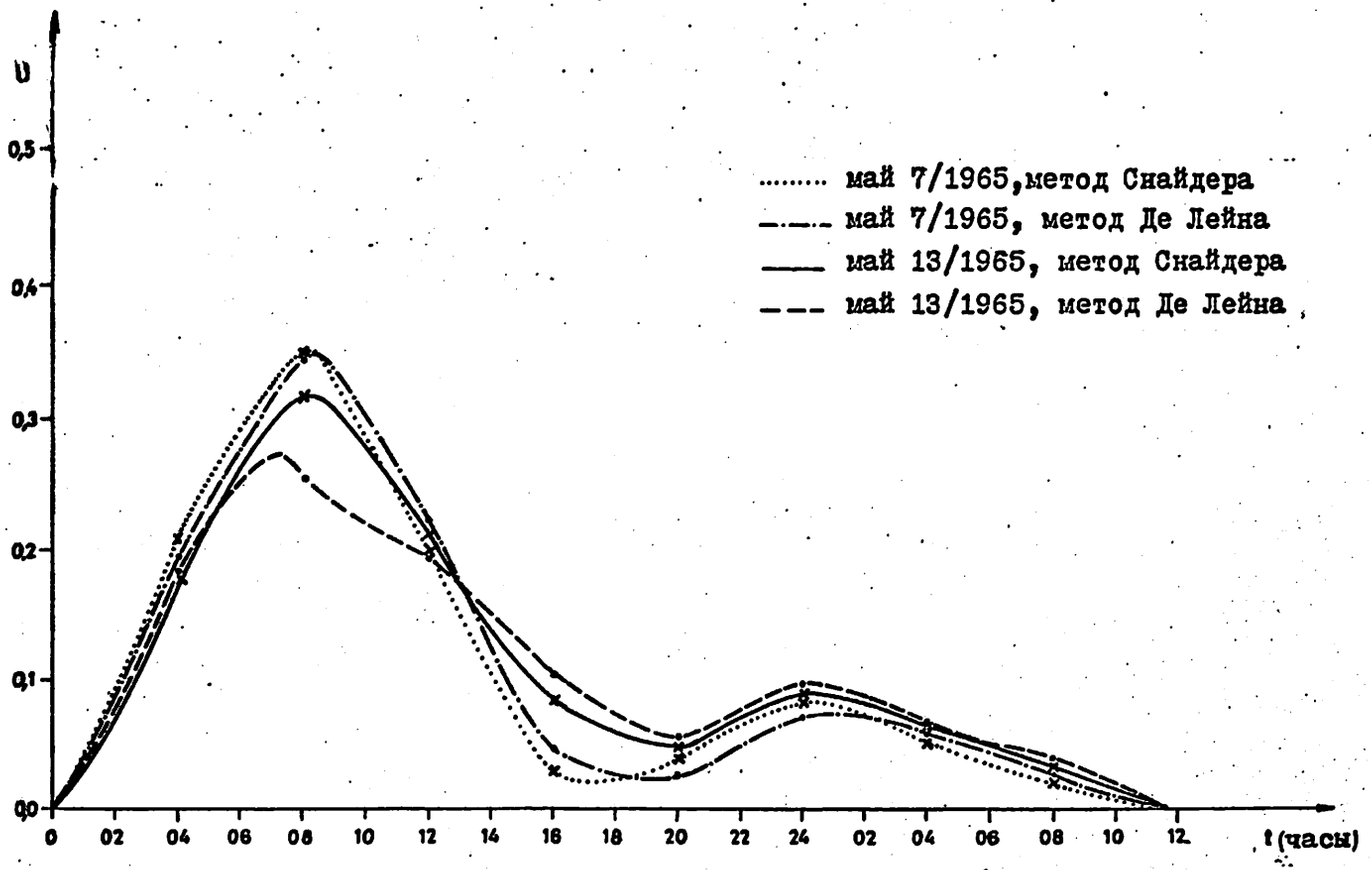


Рис.3, Сравнение между ΔT-единичними гидрографами / ΔT = 4 часа, приведенным к единице/, вычисленными аз паводков методами Снайдера и Де Лейна; река Колубара, в/п Словац

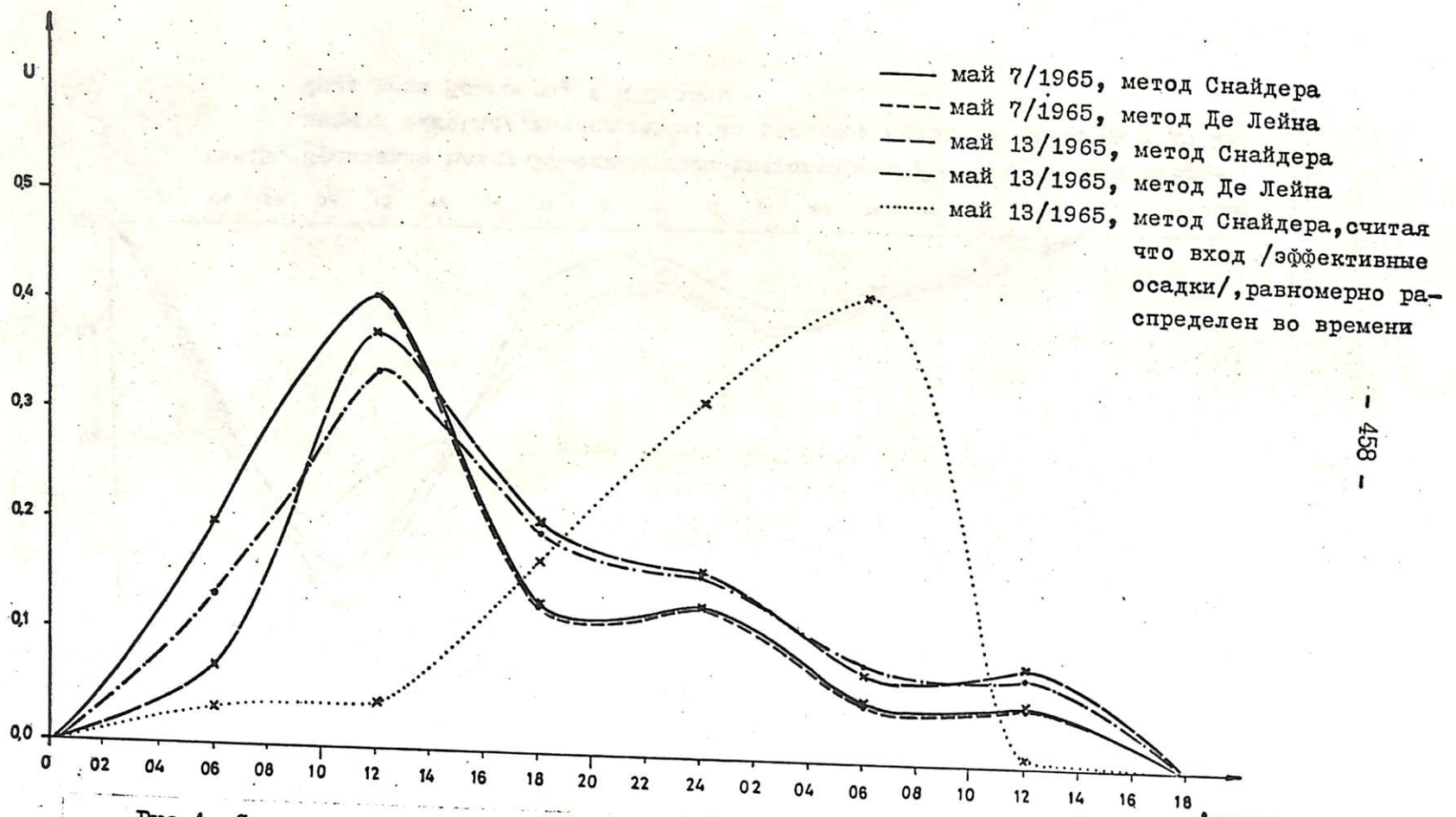


Рис.4, Сравнение между ΔT-единичними гидрографами / ΔT=4часа, приведенным к единице/, вычисленными из паводков методами Снайдера и Де Лейна река Колубара, в/п Словац

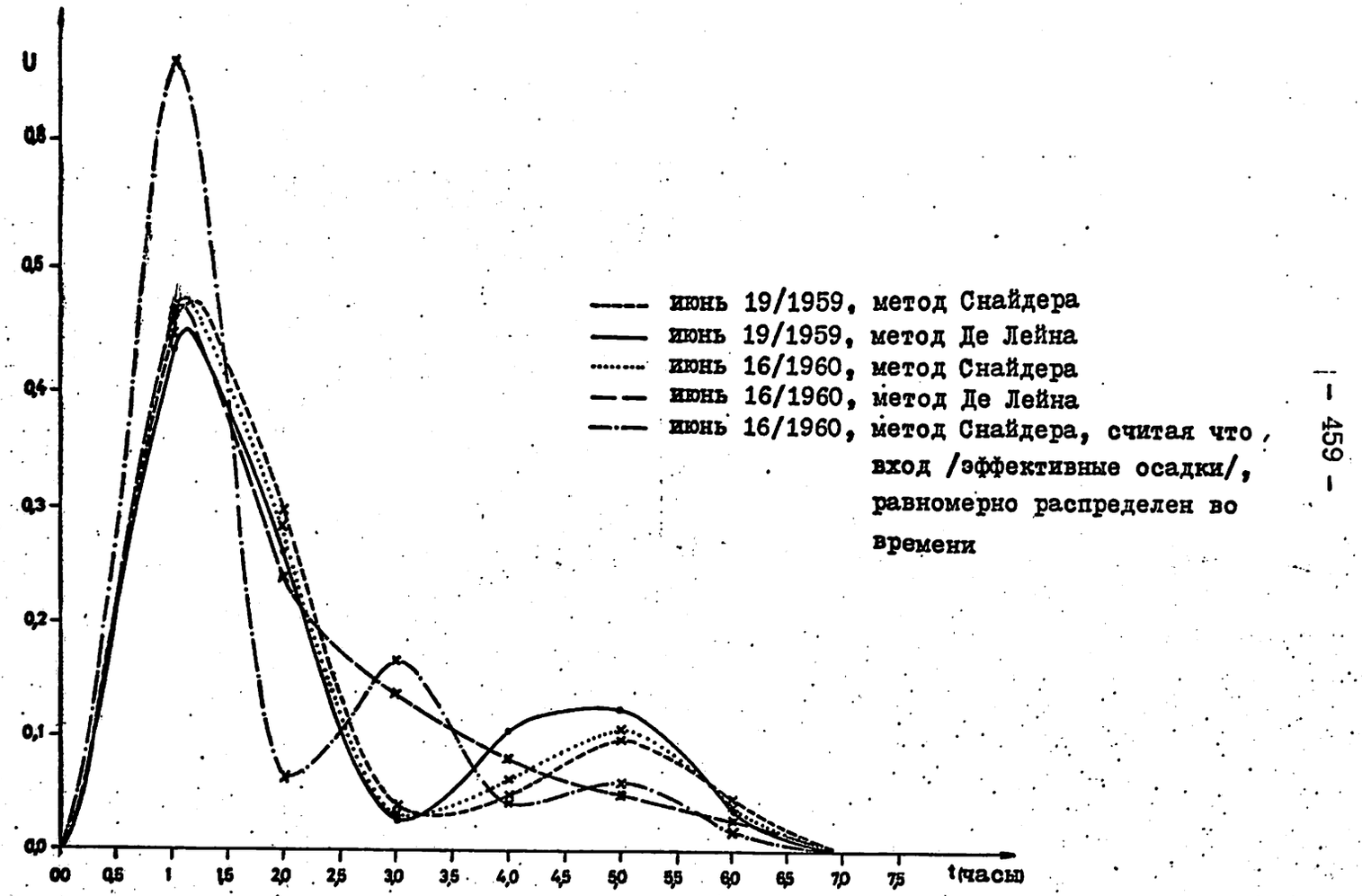
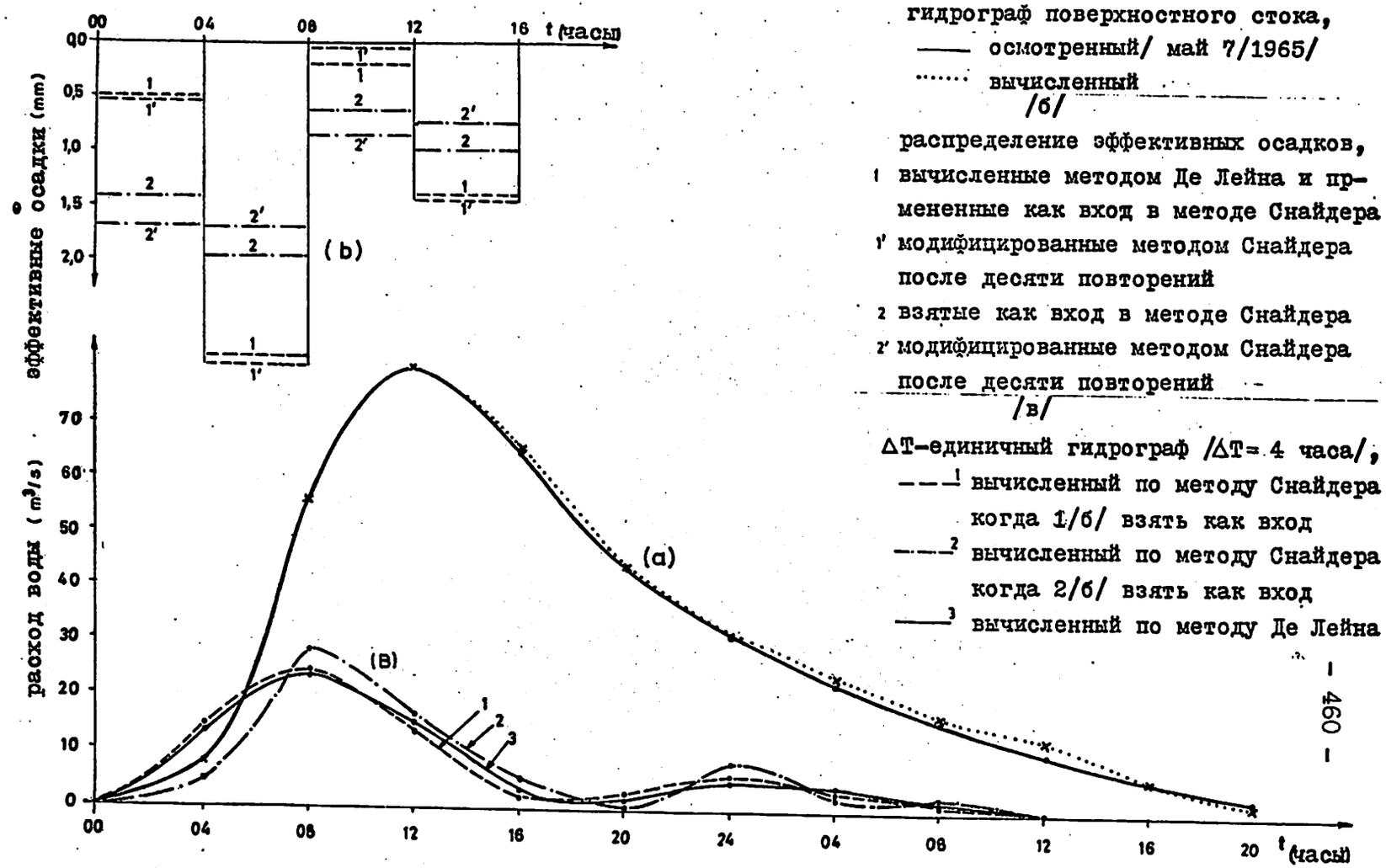


Рис.5, Сравнение между ΔT-единичними гидрографами /ΔT = 1час, приведенным к единице/, вычисленими из паводков методами Снайдера и Де Лейна, река Топлица, в/п Доня Селова



/а/

гидрограф поверхностного стока,
—— осмотренный/ май 7/1965/
····· вычисленный

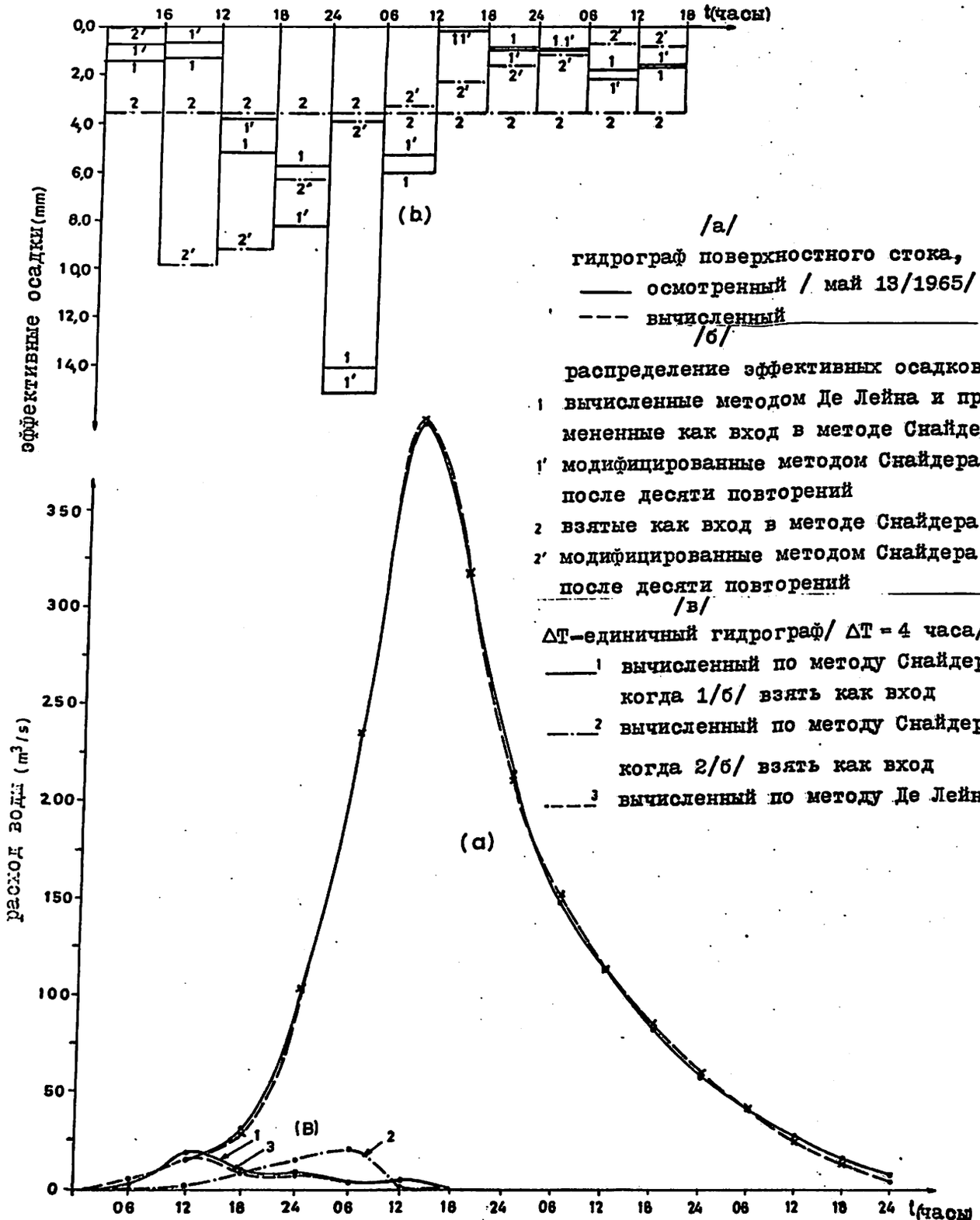
/б/

распределение эффективных осадков,
1 вычисленные методом Де Лейна и примененные как вход в методе Снайдера
1' модифицированные методом Снайдера после десяти повторений
2 взятые как вход в методе Снайдера
2' модифицированные методом Снайдера после десяти повторений

/в/

ΔT-единичный гидрограф /ΔT= 4 часа/,
– – – [1] вычисленный по методу Снайдера когда 1/б/ взять как вход
–·–·– [2] вычисленный по методу Снайдера когда 2/б/ взять как вход
——— [3] вычисленный по методу Де Лейна

Рис.6, Сравнение между /а/ гидрографами, /б/ распределениями эффективных осадков, /в/ ΔT-единичними гидрографами / ΔT =4 часа/
река Колубара, в/п Словац



/а/
гидрограф поверхностного стока,
—— осмотренный / май 13/1965/
--- вычисленный

/б/
распределение эффективных осадков,
1 вычисленные методом Де Лейна и примененные как вход в методе Снайдера
1' модифицированные методом Снайдера после десяти повторений
2 взятые как вход в методе Снайдера
2' модифицированные методом Снайдера после десяти повторений

/в/
ΔT-единичный гидрограф/ ΔT = 4 часа/,
——¹ вычисленный по методу Снайдера когда 1/б/ взять как вход
—·—² вычисленный по методу Снайдера когда 2/б/ взять как вход
– – –³ вычисленный по методу Де Лейна

Рис.7, Сравнение между /а/ гидрографами, /б/ распределениями эффективных осадков, /в/ ΔT-единичними гидрографами/ΔT = 4 часа/,

ЛИТЕРАТУРА

De Laine R.J. Deriving unitgraph without using rainfall data, Journal of Hydrology 10 (1970) p.p. 379-390.

Delleur W.D. and Rao A.R., Linear Systems Analysis in Hydrology- The Transform Approach, The Kernel Oscillations and the Effect of Noise, Proceedings of the First Bilateral U.S.--Japan Seminar in Hydrology, Honolulu, January 11-17, 1971.

Hino M., Sukigara T. and Kikkawa H., Nonlinear Runoff Kernels of Hydrologic System, Proceedings of the First Bilateral U.S.-Japan Seminar in Hydrology, Honolulu, January 11-17, 1971.

Jovanović S. Parametarska hidrologija - predavanja na III stepenu Gradjevinskog fakulteta, Beograd.

Jonson P., Calculation of the instantaneous unit hydrograph using Laplace transforms, Journal of Hydrology (N.Z.) Vol. 9, No 2, 1970. p.p. 307-322.

Newton D.W. and Vinyard J.W., Computer - determined unit hydrograph from floods, Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, No. HY5, September, 1967, p.p. 219-235.

Sokolovski D.L. O metode ediničnogo gidrografa i modelirovanii doždevih pavodkov na elektronih analogovih mašinah, Meždunarodni simpozium po pavodkam i ih rasčetom, 15-22 avgusta 1967.

Andjelić M. Primena postupka za odredjivanje jediničnog hidrograma bez korišćenja podataka o padavinama, Savetovanje o velikim vodama, maja 1972. g. Ohrid, Vodoprivreda broj 13-14 1972.g. Beograd.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОСАДКОВ В ВОДОСБОРЕ ЮЖНОЙ МАРАВЫ ДО ЗАМЫКАЮЩЕГО СТВОРА КОРВИН ГРАД С ЦЕЛЬЮ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ОПТИМАЛЬНОГО ЧИСЛА ОСАДКОМЕРОВ, КОТОРЫЕ БЫ БЫЛИ ПРИВЛЕЧЕНЫ В СЛУЖБУ СПЕШНОГО ПРЕДУПРЕЖДЕНИЯ ОБ ОПАСНОСТИ НАВОДНЕНИЯ

Власак Надежда

Изучение осадков в определенном водосборе и вопрос о числе станций, для которых необходимо иметь данные наблюдений, чтобы вычислить слой осадков в пределах некоторой заранее заданной точности, с целью заблаговременного предупреждения о формировании и прохождении паводка, является пока недостаточным. Для реки Южной Маравы выбор числа и пространственного расположения наблюдательных пунктов является затруднительным вследствие очень выраженной эрозии и денудации по всей территории. "Бассейн Южной Маравы, как типичный представитель больших водосборов, с очень выраженной эрозией в 94 % своей площади непокрытой лесом. Большая часть выпавших осадков стекает быстро по водонепроницаемой почве склонов, уклон которых значителен" (I). В настоящей работе большое внимание уделено анализу осадков, которые на самом деле являются основным фактором, определяющим паводки. С этой целью анализированы климатические характеристики осадков и их распределение по площади водосбора реки Южной Маравы.

Осадки

На площади водосбора Южной Маравы до водомерного поста Корвин Град (9336 км^2) расположено 88 осадкомерных пунктов. Наблюдательные пункты достаточно правильно расположены, так что в среднем каждому пункту принадлежит часть водосбора площадью 106 км^2. Ряд наблюдений достаточно длинный, но для построения карты изогиет среднего многолетнего количества осадков использованы данные за период 1925-1960 гг

(2).

Из карты (I) изогиет видно, что рельеф в значительной мере влияет на пространственное распределение годовых значений осадков.

На карте изогиет ясно замечаются области с большими количествами осадков. Эти области находятся в верхней части водосбора рек: Ветерницы, Ябланица и Пустье. Здесь рассмотрено самое большое количество осадков у пункта Липовица - 992,7 мм. Абсолютная отметка пункта над уровнем Адриатического моря 930 м. Из правых притоков самое большое значение имеют верхние части бассейнов рек Врла и Власина. Вообще говоря, западная часть водосбора Южной Моравы получает больше осадков, чем восточная часть. Замечаются и части водосбора с меньшим количеством осадков (550 мм и менее) в долине реки. В таблице 1 показаны годовые суммы осадков для периода 1930-1960 гг для некоторых наблюдательных пунктов.

Таблица 1

Средние многолетние суммы осадков в период наблюдения 1925-1960 гг.

Станция	Абсолютная отметка (м)	Сумма осадков (мм)
Добро поле	1100	803,4
Крива Фея	1100	833,9
Округлица	1160	817,0
Власина	1190	839,4
Кукавица	1250	848,0
Стойковича-Махала	1280	843,5
Власина Рид	1380	818,2

Очевидно высота наблюдательного пункта не является единственным фактором, влияющим на количество осадков. Это хорошо видно, сопоставляя пункты Власина, Стойковича Махала и Власина Рид, которые находятся на склонах гор Чемерник и Црквена планина. Максимальное

количество осадков измерено в пункте Стойковича Махала с абсолютной отметкой 1280 м - 843,5 мм, а Власина Рид с абсолютной отметкой 1380 м имеет 818,2 мм осадков.

В таблице 2 приведены максимальные средние суточные значения осадков за период 1964-1969 гг для 22 наблюдательных пунктов. Самое большое значение среднесуточных осадков отмечено в пункте Преображене (93,5 мм), а затем Власина (83,7 мм). В большинстве случаев максимум осадков за сутки 40-60 мм.

Чтобы увидить, какие суммы суточных осадков часто наблюдаются, в таблице 3 приведена повторяемость осадков в процентах от общего числа случаев для 19 наблюдательных пунктов. Подсчеты проведены за 1964-1969 гг с апреля по ноябрь.

Все станции, без исключения, имеют самую большую повторяемость суточных сумм осадков в интервале $<$ 10,0 мм. Самую большую повторяемость имеет станция Куршумлия - 90 %, а самую меньшую Липовица - 52 %. В среднем большинство станций имеет повторяемость около 80 %. В следующем интервале от 10,0-19,9 мм эти две станции опять показывают экстремные значения. Липовица имеет 41 %, а Куршумлия - 7 %. В следующем интервале процент повторяемости быстро уменьшается. Осадки $>$ 50,0 мм очень редко наблюдаются.

Распределение осадков по территории

"В бассейне Южной Моравы выделяются три отдельные географические области. Первой отвечает долина Южной Моравы, второй - восточная часть бассейна (Власина и Краиште), а третьей - западная часть (Ябланица и Топлица).

Южная Морава в узком смысле начинается от г.Буяновца, где р.Биничка Морава и Моравица соединяются в Южную Мораву. Водосбор вытянут с юга на север. Река протекает через композитную долину, чьи части вниз по течению от Корвин Града расчленены на Враньскую котловину, Грделичко ущелье, Лековочку котловину, Печеневочко сужение, Брест-

вачка котловина и Корвинградско сужение. Вышеупомянутые котловины, в сущности, тектонского происхождения, которые расширены речной эрозией и денудацией. Кроме котловин и долин, рельеф Южной Моравы составляют горы средней высоты /1/.

На такой своеобразной географической территории мы решили статистическими методами установить существует ли закономерность в распределении осадков. В целях выяснения этого вопроса за 1964-1969 гг вычислены коэффициенты вариации осадков C_v по территории для всех случаев, когда средний слой осадков Хср. был больше 10 мм, как и за случай, когда Хср меньше 10 мм. Средний слой осадков, вычисленный как среднее арифметическое из показаний всех осадкомеров, которые в бассейне и чье число в большинстве случаев равно 88.

Результаты осадков Хср, коэффициенты вариации C_v и среднего квадратического отклонения σ приведены в таблице 4. Коэффициенты вариации в большинстве случаев составляют 0,40 - 0,70 и изменяются в пределах 0,31-3,00. Значение коэффициента вариации C_v больше единицы имеет место только в тех случаях, когда средний слой осадков невелик и когда осадки выпали неравномерно по бассейну. С увеличением осадков коэффициент вариации C_v уменьшается.

Чтобы перейти к рассмотрению вопроса о том, какому статистическому закону подчиняется распределение осадков по территории, были вычислены эмпирические кривые обеспеченности для всех случаев, принятых для расчета C_v. Для вычисления эмпирической обеспеченности использовалась формула $p = \frac{w - 0,3}{m + 0,5} 100$, где w - порядковый номер члена, а m - число членов ряда.

На графике I представлены эмпирические кривые обеспеченности, когда $C_v = 0,34$ и $C_s = 0,80$ за 1964-1966 гг для всех случаев, когда осадки больше 10 мм и теоретическая биноминальная кривая обеспеченности при $C_0 = 2C_v$

Совпадение эмпирических и теоретической биноминальной кривой при $C_s = 2C_v$ оказалось достаточно хорошим. Это может служить объективным доказательством того, что распределение осадков по территории подчиняется нормальному закону распределения.

Точность подсчета осадков

В бассейне Южной Маравы до замыкающего створа Корвин Град расположено 88 осадкомеров. В этой работе мы подошли к вопросу вычисления осадков при использовании различного числа осадкомеров, что очень важно для выявления необходимой густоты осадкомеров для достаточного определения осадков и для решения вопроса, сколько и какие станции должны быть привлечены к штормовой информации. С этой целью данные об осадках были сведены в таблицы суточных величин осадков за все декады, когда сумма осадков была больше 10 мм по всем осадкомерам в бассейне 100 %, 50 %, 25 %, 15 % и установленные корреляционные связи и другие зависимости этих величин. Результаты эти приведены на графике 2. На абсциссе нанесены средние декадные величины осадков, установленные по всем осадкомерам, на ординате нанесены средние декадные величины осадков, вычисленных по данным 50 %, 25 % и 15 % осадкомеров. Графическая связь оказалась достаточно надежной для 100 % и 50 % осадкомеров, где коэффициент корреляции равен 0,9950, 100 % и 25 % осадкомеров, где коэффициент корреляции 0,9900, и 100 % и 15 % осадкомеров, где коэффициент корреляции 0,9904.

Чтобы проверить, какие ошибки мы допускаем, вычисляя осадки в бассейне, как среднее арифметическое наблюдений на 50 %, 25 % и 15 % станций в отношении 100 % в интервале осадков от 5 мм даны в таблице 5, 6 и 7. Во всех таблицах, когда осадки меньше 20 мм замечено, что самое большое число ошибок в интервале от 0 до 5 мм, а уже в следующем интервале число ошибок быстро убывает. Для случаев, когда средний слой осадков превышает 20 мм замечено, что ошибок в интервале 0,0–0,5 мм много меньше, но зато в следующем интервале чис-

ло ошибок повышается.

Ошибки до 0,5 мм выражены в процентах всех случаев для 50 % осадкомеров в 81,4 %, для 25 % осадкомеров в 74,1 %, для 10 % осадкомеров в 68,3 %. Ошибки меньше 1 мм для 50 % осадкомеров в 33,2 %, для 25 % осадкомеров в 87,8 %, а для 15 % осадкомеров в 83,2 %.

Максимальная ошибка при подсчете среднего количества осадков по различному числу осадкомеров рассчитана при осадках больше 20 мм. Для 50 % осадкомеров ошибка 4,5 мм, т.е. 14,2 % для среднего слоя осадков 31,8 мм; для 25 % осадкомеров ошибка 5,1 мм, т.е. 20,2% для среднего слоя осадков 25,3 мм; для 15 % осадкомеров ошибка 4,0мм, т.е. 12,6 % для среднего слоя осадков 31,8 мм.

Точность посчета осадков при использовании различного числа осадкомеров зависит от характера осадков. При рамномерном распределении осадков по территории точность подсчета больше, чем при ливневых осадках, которые охватывают малую часть территории.

Выводы

Распределение осадкомеров в бассейне 100 %, 50 %, 25 % и 15 % показывается картой, изображенной на рис. 2, 3, 4 и 5.

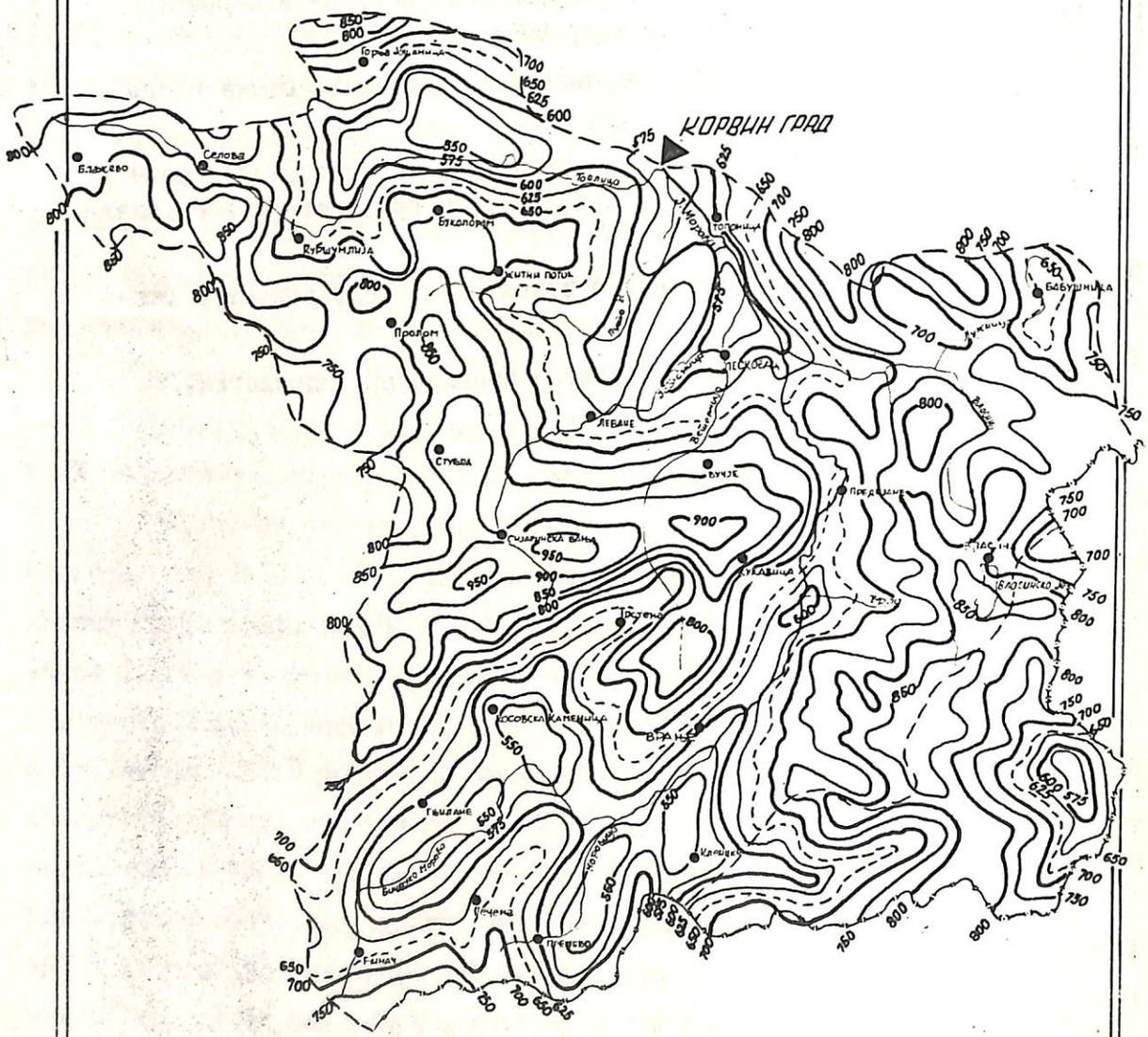
При выборе осадкомеров стремились, чтобы они были равномерно распределены по бассейну. На основании проведенных анализов и полученных результатов пришли к выводу, что самые лучшие результаты и самый большой корреляционный коэффициент получается, когда берутся все осадкомеры по бассейнам. Для 25 % и 15 % станций результаты хуже в сравнении со 100 % станций на водосборе, но ошибки в границах приемлимости. Анализ средних декадных величин для 15 % станций показывает, что степень корреляции довольно высокая. Анализ среднесуточных величин осадков и ошибки, которые появляются при расчете со 100 % станций на водосборе показывают, что эти станции репрезентативные для этого водосбора и поэтому мы предложим, чтобы их включить в службу оповещения. Эти станции посылают сообщения об осадках каж-

дые 6 часов в главный центр. На основании среднего слоя осадков по территории и прогностических зависимостей дается предупреждение о грозящей опасности наводнения.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Др.Иован Маркович - Географические области Югославии. Белградский университет, 1966
2. А.Аненков и др. - Некоторые характеристики осадков в Сербии. 75-летие Обсерватории в Белграде, 1963
3. Н.Я. Подвишенская - Вопросы формирования дождевого стока и его прогноз. Тр. ЦИП, вып. 129, 1964
4. Н.Я. Подвишенская - Исследование процессов формирования и расчета дождевого стока на полых реках с учетом предшествующего увлажнения, Тр. ЦИП, вып. , 1960
5. Др. Павле Вуевич - Климатическая статистика. Университет в Белграде, 1956
6. Линслей, М.А, Колер, Д.Л.Х. Паулис - Прикладная гидрология, Лен., 1962

1. КАРТА ИЗОГИЕТ СРЕДНЕГО МНОГОЛЕТНЕГО КОЛИЧЕСТВА ОСАДКОВ — ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ 1925-1960.г.


КОРВИН ГРАД
Селова
Блъкево
Бъколорци
Кубшумлъа
Житни потик
Пролом
Лебанце
Стубела
Бучуе
Предълие
Бабушница
Лесковец
Тополчани
Тополчано
Грунеж
Гнилане
Ивайковци
Гъмнат
Речена
Пчелево
Голъмо Конско
Малко Конско
Каменица
Ждрелото
Тъмна
Белотинско
Тъмна
Тъмна
Тъмна

Максимальное количество осадков (мм) за сутки в период 1964–1969 г. с апреля по ноябрь

Таблица 2

Станция	1964	1965	1966	1967	1968	1969
Велика Плана	32.9	28.7	21.4	35.2	30.7	78.3
Житни поток	41.7	41.2	18.8	26.4	36.1	26.9
Сијер. Баня	44.6	37.4	26.5	52.4	28.5	22.0
Липовица	65.4	60.4	16.8	26.5	25.1	30.7
Сурдулица	64.2	45.0	42.5	28.5	33.5	46.0
Власина	43.0	55.6	45.0	30.5	33.8	83.7
Гнилане	44.5	26.0	18.6	42.1	30.5	29.9
Лесковац	21.0	33.7	25.3	30.6	30.5	31.2
Куршумлия	46.1	24.6	22.5	38.0	30.0	25.7
Врање	35.9	44.6	23.0	61.1	42.3	22.0
Предејане	53.4	39.0	61.8	37.5	22.0	43.3
Бинач	76.5	58.6	33.0	34.5	39.3	27.4
Прешево	27.2	65.2	22.5	43.6	38.2	29.5
Преображене	42.0	93.5	33.1	38.7	24.1	25.0
Доморевце	38.8	53.3	48.2	46.1	24.6	24.5
Големо село	38.2	57.7	32.1	46.2	32.2	30.2
Корбовац	39.3	47.6	24.3	44.5	36.0	25.4
Иван кула	56.9	35.7	27.3	29.3	20.6	35.5
Лебане	45.0	49.1	35.5	66.0	27.3	45.2
Грделица	34.2	32.5	37.6	45.6	20.7	40.3
Топоница	28.0	48.0	34.5	30.0	21.0	43.2

ПОВТОРЯЕМОСТЬ ОСАДКОВ (ММ) ЗА СУТКИ (В % ОБЩЕГО ЧИСЛА СЛУЧАЕВ) В ПЕРИОД 1964 – 1969 С АПРЕЛЯ ПО НОЯБРЬ

ТАБЛИЦА 3

СТАНЦИЯ	<10	10.0-19.9	20.0-29.9	30.0-39.9	40.0-49.9	50.0-59.9	60.0-69.9	70.0-79.9	80.0-89.9	90.0-99.9
ВЕЛ. ПЛАНА	83.6	12.8	2.4	0.5	0.2	0.2		0.3		
СИЛЕР. БАНЯ	79.0	14.2	4.6	1.3	0.2	0.7				
ЛИПОВИЦА	52.3	41.2	5.6	0.3			0.6			
СУРДУЛИЦА	79.6	13.7	3.7	2.0	0.7		0.3			
ВЛАСИНА	79.6	12.9	4.7	1.4	0.8	0.2	0.2		0.2	
ГНИЛЯНЕ	85.9	10.8	2.7	0.2	0.4					
ЛЕСКОВАЦ	82.7	12.7	3.6	1.0						
КУРШУМЛИЯ	90.0	7.4	1.8	0.6	0.2					
ВРАНЕ	86.7	9.7	2.1	0.7	0.6		0.2			
ПРЕДЕЯНЕ	83.4	10.7	3.3	1.9	0.3	0.2	0.2			
БИНАЧ	73.1	18.3	4.3	1.8	0.4	0.7	0.7	0.7		
ПРЕШЕВО	79.1	13.0	6.6	0.3	0.7		0.3			
ПРЕОБРАЖЕНЕ	77.2	15.6	4.9	1.7	0.3					0.3
ДОМОРОВЦЕ	77.7	15.3	5.0	0.7	1.0	0.3				
ГОЛЕМО СЕЛО	75.1	16.2	5.3	2.2	0.6	0.6				
КОРБОВАЦ	80.9	14.6	2.4	1.6	0.5					
ИВАН КУЛА	79.5	12.4	5.1	2.4		0.6				
ЛЕБАНЕ	78.9	14.5	3.6	1.2	1.5		0.3			
ГРДЕЛИЦА	77.0	15.6	5.3	1.6	0.5					
ТОПОНИЦА	84.4	11.0	2.3	1.7	0.6					

ЗНАЧЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ВАРИАЦИИ C_v И СРЕДНЕГО КВАДРАТИЧНОГО ОТКЛОНЕНИЯ σ ДЛЯ ОТДЕЛЬНЫХ СЛУЧАЕВ ВЫПАДЕНИЯ ОСАДКОВ

ТАБЛИЦА 4

ОЧЕРЕДНОЙ НОМЕР	ДАТА	$X_{ср}$	C_v	σ
1	6 .V. 1964	8,4	6,1	0,73
2	12 .VII.1964	24,2	11.7	0,47
3	3 .VIII.1964	18,0	9,8	0,54
4	8 .IX. 1964	8,8	5,5	0,62
5	24 .IX. 1964	16,0	12.0	0,75
6	10 .X. 1964	12.0	8,4	0,70
7	19 .X . 1964	18,4	7,1	0,38
8	20.X . 1964	6,4	5,7	0,89
9	21 .X . 1964	10,3	5,3	0,51
10	6 .XI. 1964	15,0	5,9	0,39
11	10.XI. 1964	14,9	8,0	0,54
12	16.IV. 1965	9,6	5,9	0,61
13	7.V. 1965	23,2	9,9	0,43
14	11. V . 1965	14,5	5,5	0,38
15	15. VI. 1965	11.4	7,6	0,67
16	18. VI .1965	26,0	9,3	0,36
17	4 . VII.1965	12,4	7,4	0,60
18	29 .XI . 1965	19,9	7,8	0,39
19	27.IV .1966	26	7,8	3,00
20	28. IV. 1966	10,0	7,9	0,79
21	29. IV. 1966	4,0	4,6	1,15
22	30. IV .1966	10,7	5,8	0,54
23	29. V. 1966	16,7	8,4	0,50
24	2 .VI ,1966	7,1	3,8	0,54
25	26. VII .1966	6,0	3,9	0,65
26	30. X, 1966	20,2	6,2	0,31
27	14. XI. 1966	13,2	4,1	0,31
28	29. XI, 1966	11,0	6,3	0,57
29	15. IV. 1967	12,5	6,8	0,54
30	16. IV. 1967	9,1	4,0	0,44
31	29. IV. 1967	4,9	3,0	0,61
32	21. V. 1967	7,9	5,0	0,63
33	23. V. 1967	4,0	5,6	1,40
34	10. VI.1967	6,2	6,4	1,03
35	19. VI. 1967	2,3	2,4	1.04
36	30. VI. 1967	10,6	7,3	0,69
37	6. VII.1967	16,7	5,8	0,35
38	11 .VII.1967	34,5	12,2	0,35
39	6. X . 1967	18,9	8,0	0,42
40	12 XI 1967	11,0	4,5	0,41
41	15. V. 1968	13,1	5,8	0,44
42	14. VI .1968	8,3	7,6	0,92
43	19. VIII.1968	12,1	4,1	0,34
44	25. IX .1968	16,8	8,1	0,48
45	13. XI .1968	10,7	5,8	0,54
46	22.IV.1969	6,4	7,1	1,11
47	24.IV.1969	10,3	4,6	0,45
48	8. VI.1969	30,0	14,2	0,47
49	17. VI.1969	10,1	6,8	0,67
50	22. VI.1969	6,4	7,1	1,11

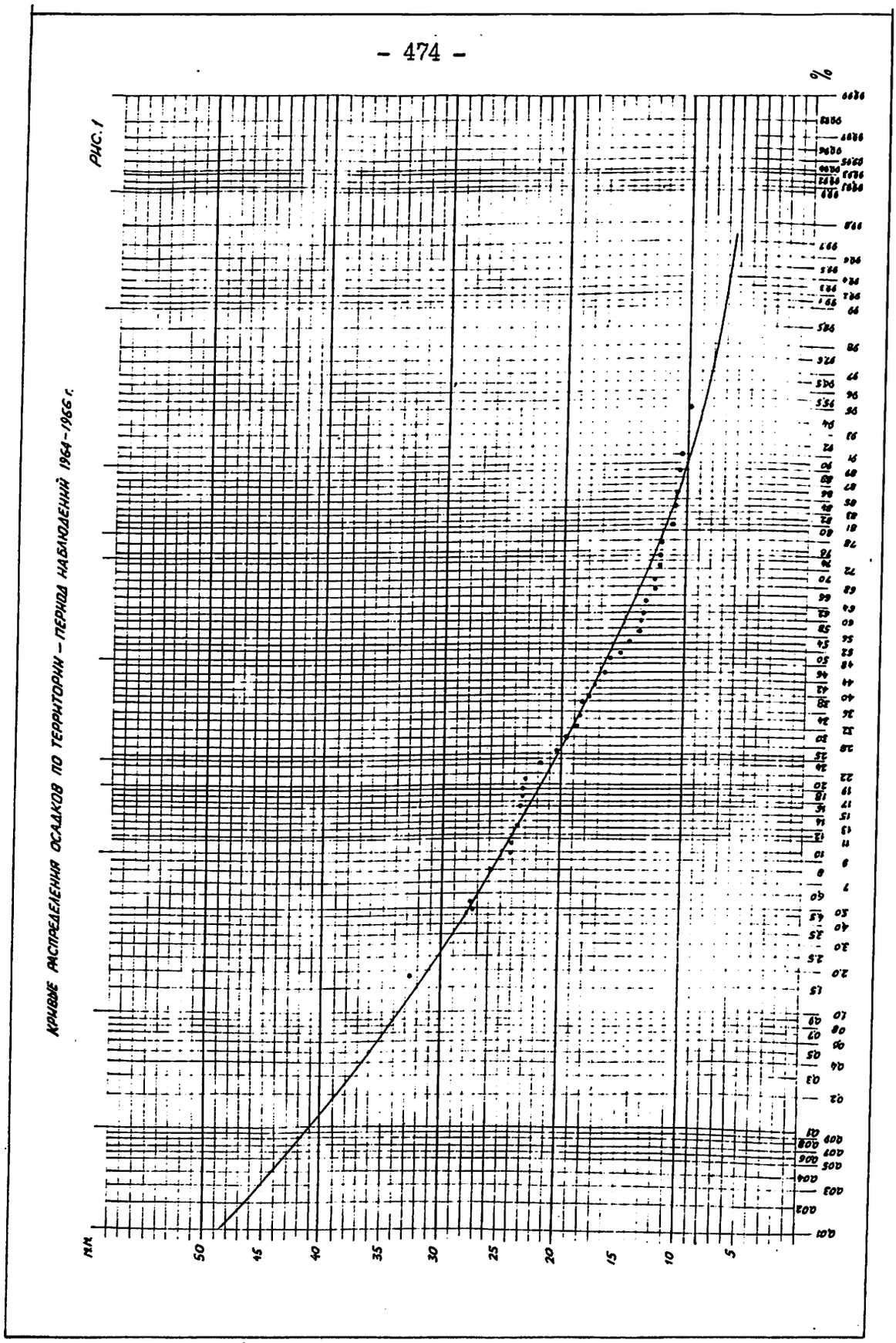
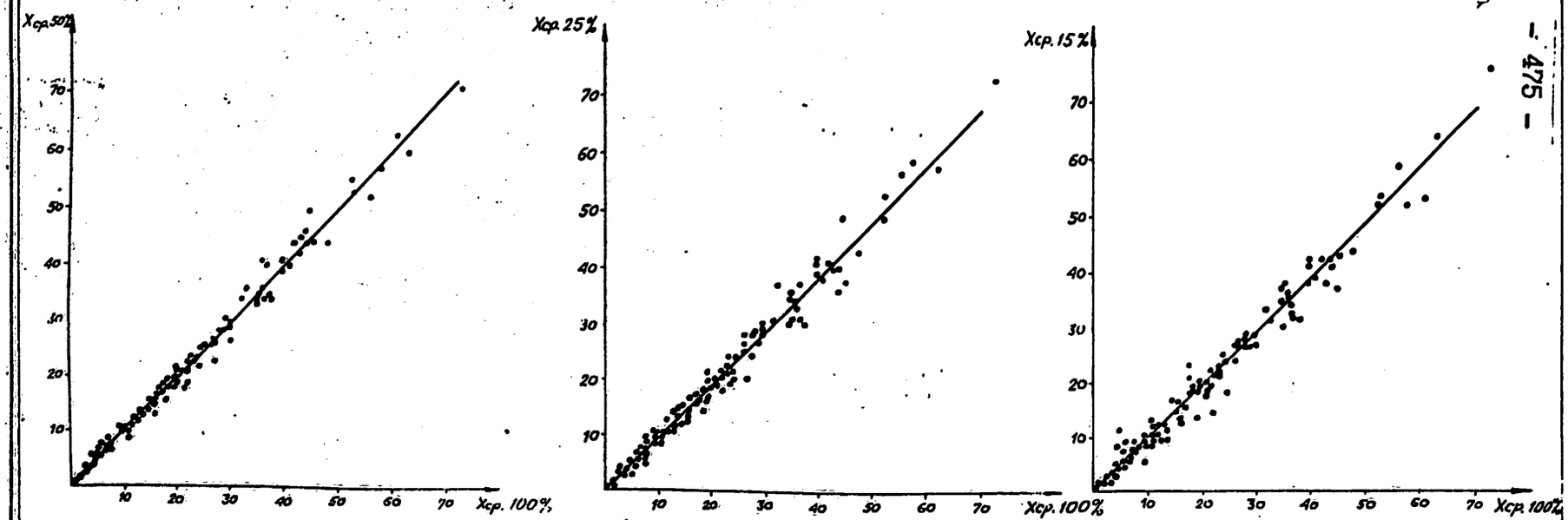


РИС. 1

КРИВЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОСАДКОВ ПО ТЕРРИТОРИИ – ПЕРИОД НАБЛЮДЕНИЙ 1964-1966 г.

РИС. 2. СОПОСТАВЛЕНИЕ СЛОЯ ОСАДКОВ ВЫЧИСЛЕННОГО ПО 100% ОСАДКОМЕРАМ И ПО 50%, 25%, и 15% ОСАДКОМЕРАМ ДЛЯ БАССЕЙНА р. ЮЖНОЙ МАРАВЫ ДО ЗАМЫКАЮЩЕГО СТВОРА КОРВИН ГРАД



РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОШИБОК ПРИ ВЫЧИСЛЕНИИ СРЕДНЕГО СЛОЯ ОСАДКОВ ПО ДАННЫМ 50% ОСАДКОМЕРОВ

ТАБЛИЦА 5

СЛОЙ ОСАДКОВ ВЫЧИСЛЕННЫЙ ПО ДАННЫМ 100% СТАНЦИЙ (М.М.)	ЧИСЛО СЛУЧАЕВ	ВЕЛИЧИНА ОШИБКИ (В ММ)					
		0.0–0.5	0.6–1.0	1.1–2.0	2.1–3.0	3.1–4.0	> 4.0
0–5.0	731	659	53	15	4		
5.1–10.0	109	60	29	17	2	1	
10.1–15.0	38	14	16	5	1	1	1
15.1–20.0	14	2	7	5			
20.1–25.0	6	2		3	1		
> 25.0	8	1	1	2		2	2
СУММА	906	738	106	47	8	4	3

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОШИБОК ПРИ ВЫЧИСЛЕНИИ СРЕДНЕГО СЛОЯ ОСАДКОВ ПО ДАННЫМ 25% ОСАДКОМЕРОВ

ТАБЛИЦА 6

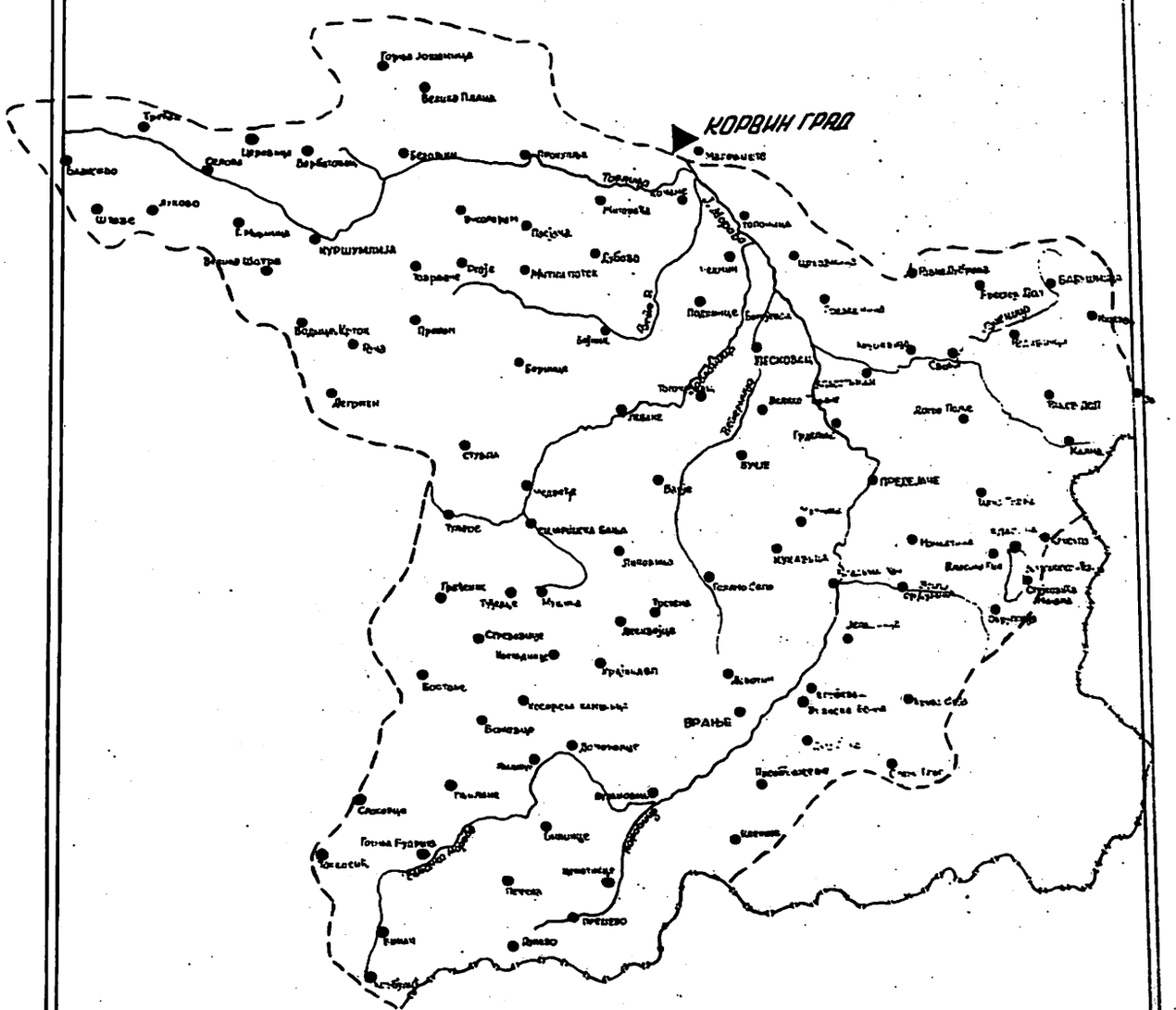
СЛОЙ ОСАДКОВ ВЫЧИСЛЕННЫЙ ПО ДАННЫМ 100% СТАНЦИЙ (М.М.)	ЧИСЛО СЛУЧАЕВ	ВЕЛИЧИНА ОШИБКИ (В М.М.)					
		0.0–0.5	0.6–1.0	1.1–2.0	2.1–3.0	3.1–4.0	> 4.0
0–5.0	733	605	86	31	9	2	
5.1–10.0	104	41	21	28	13	1	
10.1–15.0	43	15	13	10	3	1	1
15.1–20.0	12	4	3	3	1		1
20.1–25.0	8	3	2				3
> 25.0	6	3		1		1	1
СУММА	906	671	125	73	26	5	6

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОШИБОК ПРИ ВЫЧИСЛЕНИИ СРЕДНЕГО СЛОЯ ОСАДКОВ ПО ДАННЫМ 15% ОСАДКОВ

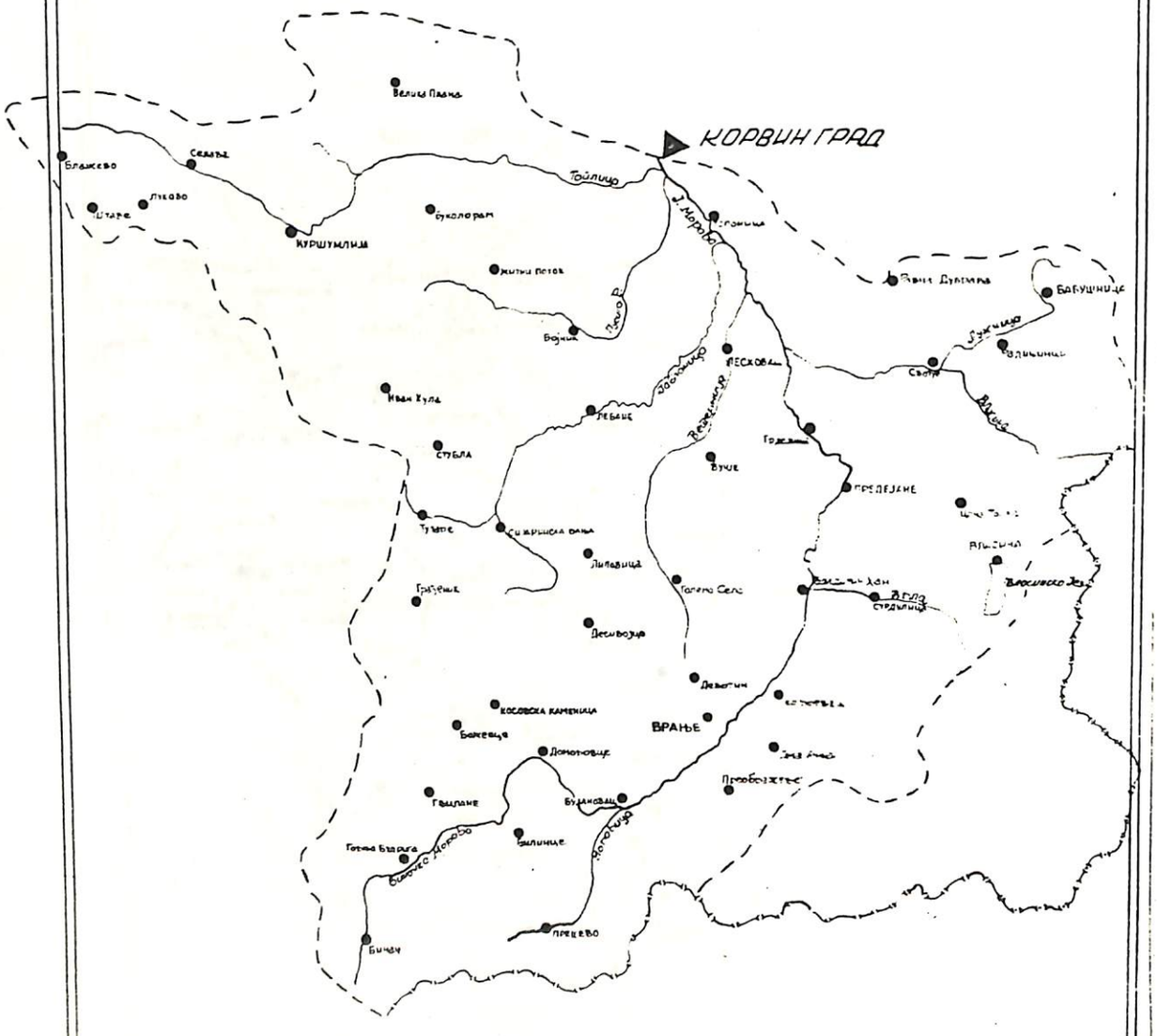
ТАБЛИЦА 7

СЛОЙ ОСАДКОВ ВЫЧИСЛЕННЫЙ ПО ДАННЫМ 100% СТАНЦИЙ (М.М.)	ЧИСЛО СЛУЧАЕВ	ВЕЛИЧИНА ОШИБКИ (В ММ)					
		0.0–0.5	0.6–1.0	1.1–2.0	2.1–3.0	3.1–4.0	> 4.0
0–5.0	731	562	99	68	2		
5.1–10.0	109	42	24	31	7	2	3
10.1–15.0	42	11	7	13	7	3	1
15.1–20.0	10	3	2	4			1
20.1–25.0	8	1	1	3	3		
> 25.0	6		2	2			2
СУММА	906	619	135	121	19	5	7

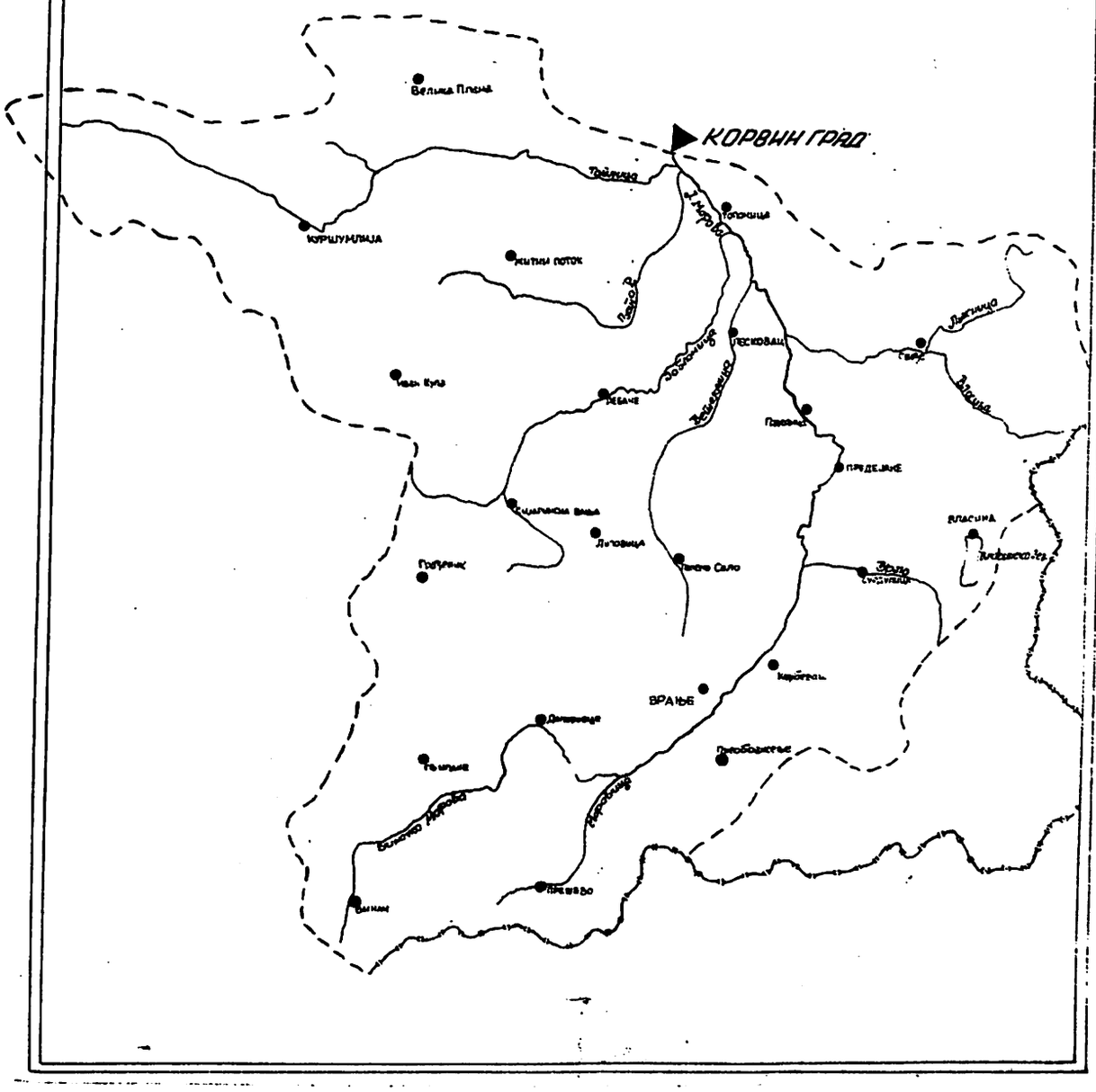
2. Карта бассейна р. Южной Моравы до замыкающего створа Корвин град по 100% станций



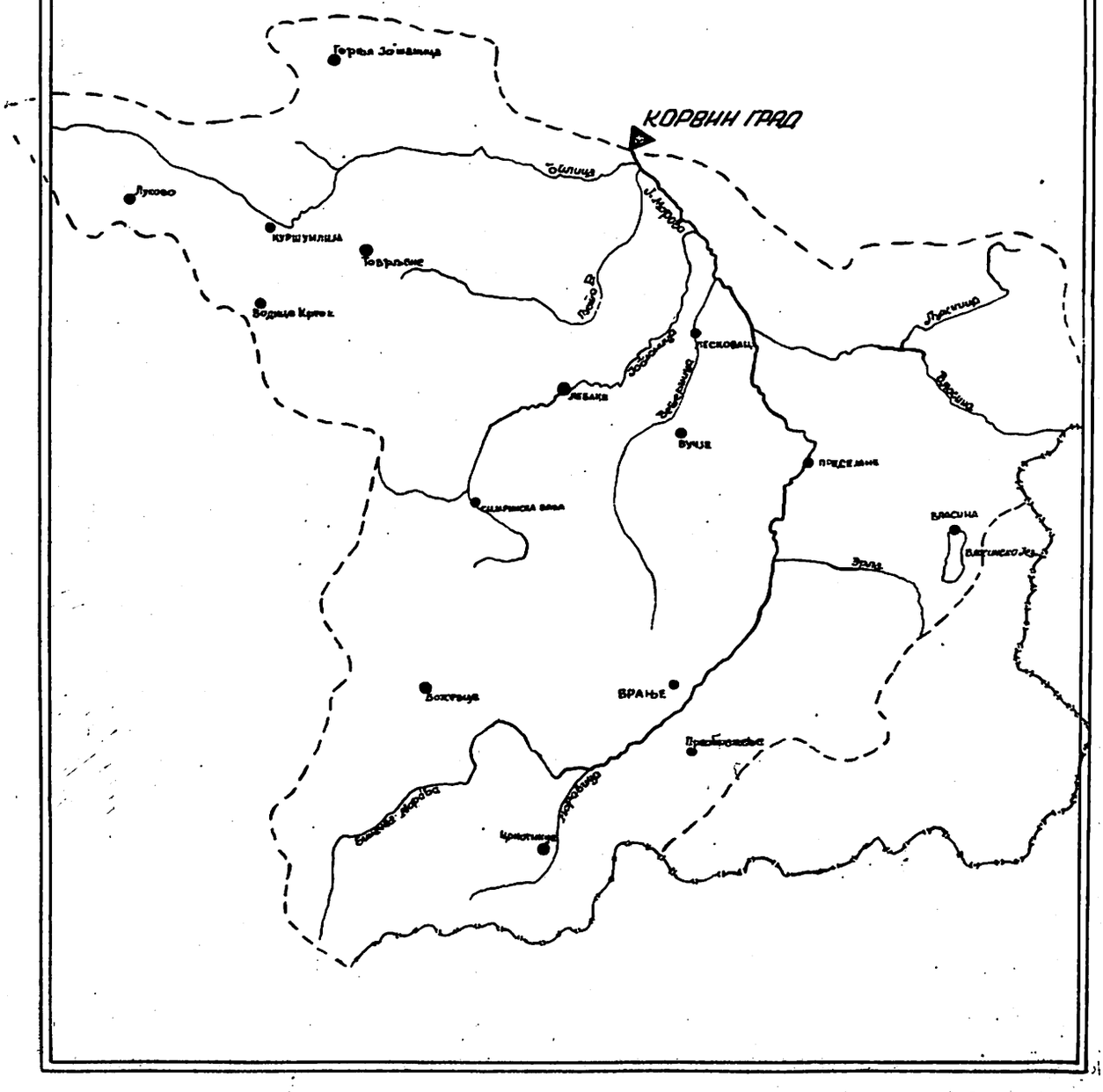
3. КАРТА БАССЕЙНА Р. ЮЖНОЙ МАРАВЫ ДО ЗАМЫКАЮЩЕГО СТВОРА КОРВИН ГРАД ПО 50% СТАНЦИЙ



4. КАРТА БАССЕЙНА Р. ЮЖНОЙ МОРАВЫ ДО ЗАМЫКАЮЩЕГО СТВОРА КОРВИН ГРАД ПО 25% СТАНЦИЙ



5. Карта бассейна р. Южной Моравы до замыкающего створа Корвин град по 15% станций



МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ РАДИОЛОКАТОР МРЛ - 1 В СЛУЖБЕ ПРОГНОЗА УРОВНЯ ВОДЫ МАЛЫХ ВОДОСБОРОВ

Славко Максимович

Потребности в регулировании баланса вод требуют очень оперативного получения подробной информации об осадках. Это, со своей стороны, требует проведения широкого и длительного анализа в "реальном времени" количества осадков и их своевременной передачи потребителям.

Недостаток классического метода сбора данных об осадках способом дождемерной сети, очень хорошо известен. Гидрологам известно, что существующее количество плювиографов не может дать возможность измерения распределения дождевых осадков на поверхности с удовлетворяющей точностью. Это особенно относится, когда речь идет об осадках из конвективных облаков, которые иногда могут быть экстремного интенситета, небольшой поверхности (за частую меньше 5 км в диаметре) так что могут считаться нерегистрированными.

С применением приборного метода наблюдения за осадками, особенно с использованием метеорологических локаторов, в некоторой степени осуществлены возможности для удовлетворания требований гидрологов и в отношении качества, объема и оперативного сбора информации.

Использование локаторов для измерения осадков дало новое качество наблюдений - с одного места возможен непрерывный сбор данных с большой территории.

Но применение локаторов в оперативной работе до сих пор полностью не решает проблему интенсивности измерения и количества осадков. Причина состоит в непостоянных связях между интенсивностью по-

лученных сигналов и соответствующими осадками.

В этой работе показано первое практическое использование локаторов для наблюдения за осадками для нужд отдела гидропрогнозов.

Для проверки возможности использования данных локаторного наблюдения и измерения осадков выбрана река Колубара с ее притоками.

Показаны результаты измерения количества осадков, выпавших в течение одних суток из слоистых облаков и оценка интенсивности осадков из грозовых облаков.

2. Физические основы измерения осадков с помощью локаторов

Проблема измерения осадков с помощью локатора подробно обработана во многих работах авторов. Интересующиеся могут обратиться к /1/, /2/, /3/ - очень комплектные работы, в которых обработан весь материал рассматриваемой проблемы. Гидрологи и остальные, кто занимается проблемами вод, могут обратиться к работам /4/ и /5/, в которых разработаны специально гидрологические требования к данным, полученным локаторами, и возможностям локаторов для удовлетворения потребностей гидрологов.

Здесь указаны лишь основные принципы, на которых базируется измерение осадков с помощью локаторов.

Открытие осадков в виде дождя с помощью локаторов возможно благодаря распространению волн локатора по частицам осадков - дождевых, а также и снежинок. При формировании локаторного сигнала в каждом моменте времени участвуют все частицы осадков, чьи отраженные сигналы одновременно поступают на вход локатора.

Связь между интенсивностью полученных сигналов, особенностью локатора и структурой осадков выражается главным уравнением вида

(1) $$\log Z = 0.1 (n - П_м + 20 \log R)$$

где:

Z – коэффициент отражения локаторных волн;

n – отношение полученных сигналов и помех приемника;

R – расстояние испытываемого предмета от локатора;

$П_м$ – постоянная локатора.

Коэффициент отражения локаторных волн (RADAR reflentivity) выражается:

(2) $$Z = \int_0^\infty N(D)\, D^6\, dD$$

где:

N – концентрация капель в единице объема;

D – диаметр капель

Как видно из (2) Z – представляет водяной состав осадков и эта связь дает возможность измерения интенситета осадков измерением интенситета от них отраженных сигналов.

Интенсивность осадков (J) может быть выражена в виде:

(3) $$J = \frac{\pi}{6} \rho \int_0^\infty N D^3 V(D)\, dD$$

где:

$V(D)$ – скорость падения дождевых капель;

ρ – плотность воды.

Коэффициент отражения (Z) – очень изменяющаяся величина даже при одной и той же водности, из-за него возникают многие трудности при решении проблемы измерения интенсивности осадков.

Поскольку решение уравнений (2) и (3) требует знания нескольких величин, характеризующих структуру осадков (концентрацию, величину, вид распределения капель по величине, скорость падения), то и решение весьма затруднительное. Поэтому нужно искать было эмпирическую связь Z-J

На основе многочисленных опытов, которые проводили различные авторы в различных физико-географических условиях, получена эмпирическая связь $Z-J$ вида:

(4) $$Z = A.J^{\alpha}$$

где A и α - коэффициенты, которые изменяются в достаточно широких границах. Проблема измерения осадков локаторами будет считаться решенной тогда, когда станет возможным определение коэффициентов во всех типах дождей.

Основные характеристики метеорологического локатора МРЛ-1

Локатор МРЛ-1 - специальный метеорологический локатор советского производства, заказанный метеорологической службой. Его конструкции предшествовали экспериментальные и теоретические работы по отбору таких параметров, которые дают возможность наилучшей эксплуатации.

Аппаратура локатора МРЛ-1 состоит из двух локаторов с длиной волн 3,2 см; 0,86 мм; с импульсной мощностью до 300 км.

Локатор располагает специальными устройствами для контроля и измерения всех параметров, содержащих информации о характере испытываемых предметов.

Имеет универсальную систему индикаторов (ППИ, ИДВ и "А") для наблюдений, измерения и фотографирования радиоэха метеорологических предметов.

Измерение интенсивности поступающих сигналов производится ступенчатой изо-эхо системой, в диапазоне 70 дБ с шагом от 5 дБ.

Локатор работает на трех диапазонах: 300 км, 100 км и 25 км.

4. Физико-географические и метеорологические характеристики слива реки Колумбара

Бассейн реки Колумбара окружен горами с трех сторон, а с северной стороны прилегает Панонская низменность с небольшим наклоном

и большим количеством количеством наносов и ее притоки не могут иметь постоянный характер. Берега достаточно низкие, а кратковременные наводнения больших вод достаточно частые. Частые новаднения в бассейне Колумбары происходят еще вследствие того, что бассейн реки очень оголен (вырубкой лесов), а также вследствие ее русловой сети, которая допускает быструю концентрацию наводняемых волн.

Положение бассейна таково, что находится в направлении частых прорывов нестабильных воздушных масс. В середине летнего периода частые грозы дают интенсивные ливневые осадки.

Этот район с полным правом считается "очагом" сильнейших грозовых непогод в Югославии. Нередки случаи, когда в течение одного дня регистрируются в отдельных местах осадки - 50 и более мм в час (26.VIII.1972 г. в некоторых местах бассейна зарегистрированы осадки свыше 100 мм), в то время как в соседних местах осадки гораздо меньше или их нет вообще.

Каждая такая или даже намного слабее непогода всегда представляет собой потенциальную опасность больших паводков на реке Колумбара или любом ее притоке.

Осадки из слоистых облаков, гораздо меньшей интенсивности, но продолжительные и поэтому представляют собой потенциальную опасность возможности появления больших паводков.

5. Экспериментальная программа работ по проверке возможности измерения осадков локатором МРЛ-1 в диапазоне 100 км

Интересы метеорологической службы, у которой имеется локатор, и гидрометеорологической службы, которая имела специфичные требования к данным об осадках, объединены в общую составленную программу испытания возможностей сбора данных локатором и их использования для прогноза уровней и расхода на небольших реках, с небольшой площадью водосбора.

Предусматривается осуществить программу в три этапа. В первом этапе, в течение одного года, основная задача состоит в общем наблюдении зон осадков и их сравнение с синоптическими картами в целях получения общего представления об осадках.

Второй этап, продолжительностью в два года (период 1971-1972 гг) должен дать качественные связи между интенсивностью осадков и интенсивностью полученных сигналов на основании сравнения данных, полученных с помощью локатора, с данными, полученными на станции основной и вспомогательной дождевой сети.

Третий этап - нормальная оперативная работа на основе опыта двух предыдущих этапов.

В течение первого года работы (1970) производилась регистрация осадковых зон и их сравнение с наблюдением на метеостанциях. Установлено, что в диапазоне до 150 км зарегистрированы почти все измеряемые осадки. Вероятность обнаружения осадков на расстоянии свыше 150 км быстро уменьшается и на 300 км регистрируются в основном осадки из достаточно развитых кумулонимбуса.

Основываясь на изложенных выше фактах, вытекает, что для детального изучения возможности количественного измерения осадков необходимо подобрать водосбор, разумеется в границах стопроцентного обнаружения осадков, на котором практически можно было бы проверить возможности локатора.

В качестве экспериментально контролируемой местности был выбран бассейн реки Колумбара по следующим причинам:

- весь бассейн реки Колумбара находится на площади 100 км около локатора, поэтому возможно 100% обнаружение всех видов осадков;
- локатор расположен на расстоянии около 20 км от бассейна реки и таким образом устранено влияние местных предметов;

- очень часты наводнения в рассматриваемом бассейне;

- существует организованная информационная служба.

В целях прямого сравнения и контроля данных локатора, установлена дополнительная сеть дождевых станций (10 станций), связанных с локатором радиосвязью. Кроме того установлена радиосвязь с 12 водомерными постами.

Поскольку локатор МРЛ-1 не предназначен исключительно для измерения осадков, то программа наблюдения с его помощью должна быть согласована с общей программой.

В принципе с локатором производились два вида наблюдений: наблюдения в ячейках на уровне 1 км и получение контуров различного интенситета.

В дни слоистых облаков, когда локатор меньше находится в работе, по отношению к другим потребителям были проведены такие наблюдения. В загруженные часы 0,8; 0,9; 10 производилось общее распределение осадков в диапазоне 300 км извлечением внешних контуров радиоэха под углом 0^0 - $0{,}2^0$. Интенсивность полученных сигналов измеряется на уровне 1 км на площади 30 х 30 км. Кроме того, в интервале 30 минут производилось извлечение контуров разной интенсивности в диапазоне до 100 км.

Обязанности в отношении к другим потребителям в дни с осадками из конвективных облаков не дают возможности наблюдать в требуемых интервалах. Поэтому в такие дни наблюдение производилось в диапазоне с сильнейшей интенсивностью и одного промежуточного контура.

На основании собранных данных и их сравнения с данными дождевой сети определены коэффициенты A и α для различных типов дождя, дающих лучшие результаты. Эти коэффициенты взяты из работы /2/, а указаны на рис. 1.

6. Практическое применение полученных результатов

Практическое использование данных локаторного наблюдения приводится в двух примерах. В первом примере показано количество осадков, измеренное локатором (рис. 2) и дождевой сетью (рис. 2 б) 21 октября 1972 года.

Как видно, получены относительно хорошие результаты в виде общего распределения осадков, хотя существуют отклонения количества осадков в отдельных местах.

В 10 часов того же дня "Отдел гидропрогнозов" был предупрежден, что в бассейне реки Колумбары ожидаются осадки 15-20 мм. На основании этого прогнозировано, что уровень воды будет больше предусмотренного, для которого выдаются предупреждения о наводнении и в связи с этим были приняты соответствующие меры. На рис. 3 показаны изменения уровня воды на нескольких водомерных постах в бассейне реки Колумбары в период с 20 по 23 октября. На рис. 3 сплошной обозначается значение уровня воды, при котором принимаются защитные меры.

Во втором примере показаны результаты наблюдения движения кумулонимбуса с ливнями 26 июня 1972 года (рис. 4). Уже указано, что в таких случаях невозможно регулярно измерять интенсивность, т.е. с такой скоростью, которая необходима (приблизительно одно измерение в каждые 15 мин), поэтому не производится определение осадков по площади, а производится оценка осадков, интенсивность, продолжительность в районах, которые будут охвачены ливнями. Зная размеры ливня, скорость движения и интенсивность осадков, можно узнать количество осадков в отдельных точках по формуле:

(5) $$Q = \frac{\mathscr{D}}{V} J$$

где: Q - количество осадков (мм);

$\mathscr{D}$ - диаметр ливня (км);

V - скорость движения непогоды (км/час).

Применяя формулу (5) к рис. 4, можно ожидать количество осадков свыше 50 мм. Измерение количества осадков указано на рис. 5.

"Отделу гидропрогнозов" было заблаговременно дано предупреждение об ожидаемых осадках. Измеренные уровни показаны на рис. 6.

Выводы и предстоящие задачи

Использование локатора для измерения и оценки количества осадков до настоящего времени, хотя и кратковременная практика, показало ряд благоприятных результатов. Это, прежде всего, быстрота работы, большая контролируемая площадь, возможность получения пространственного распределения осадков, определение количества осадков по отдельным точкам района и т.д.

Между тем получены только первые результаты. Улучшение качественной связи между Z-J остается и в дальнейшем актуальным вопросом. Результаты будут лучше, если процесс работы будет автоматизирован или когда только для этих целей будут использоваться локаторы.

РИС. 1

ГРАФИК СВЯЗИ ВЕЛИЧИН J И Z ДЛЯ РАЗНЫХ ТИПОВ ДОЖДЕЙ

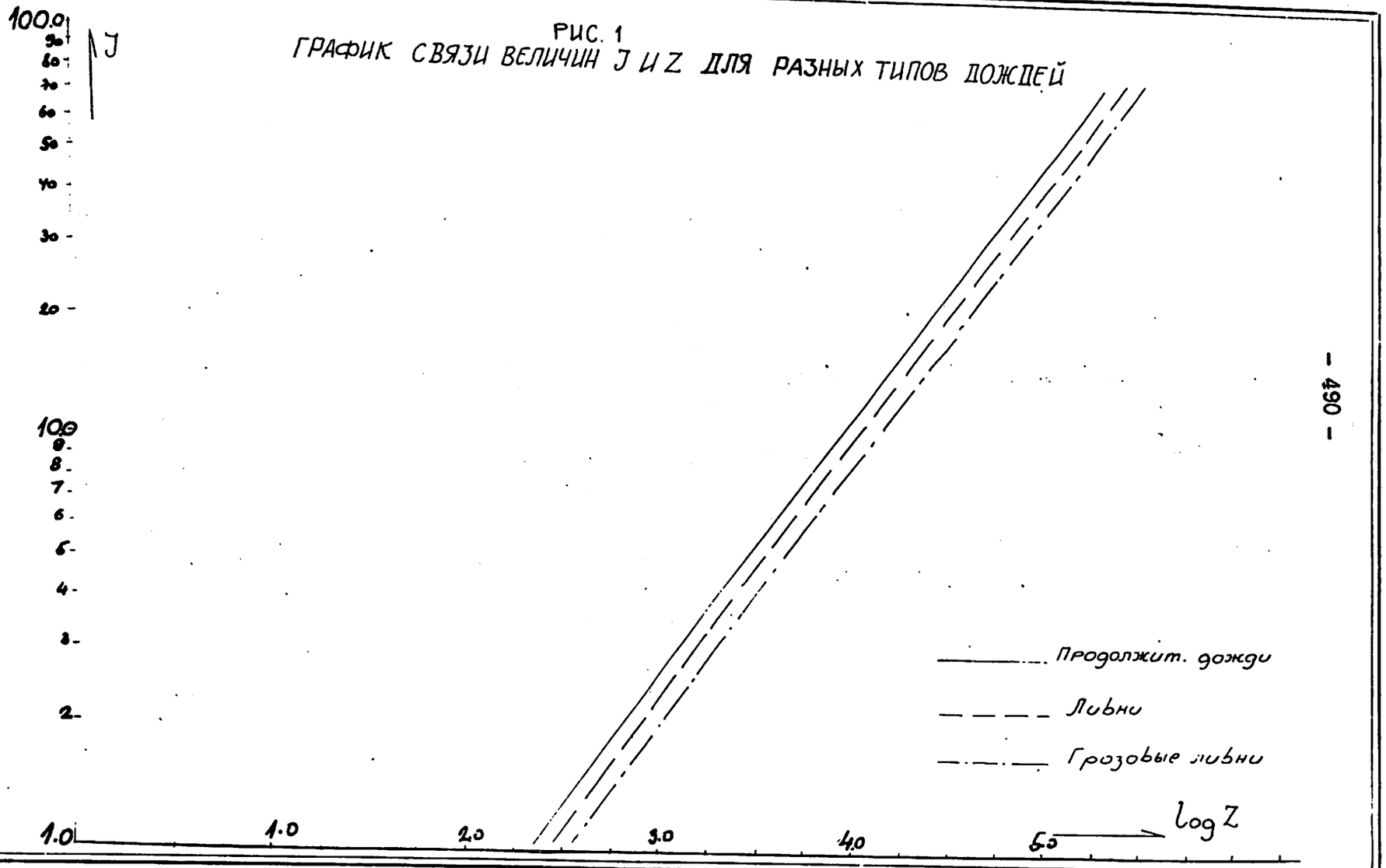


РИС... 2б

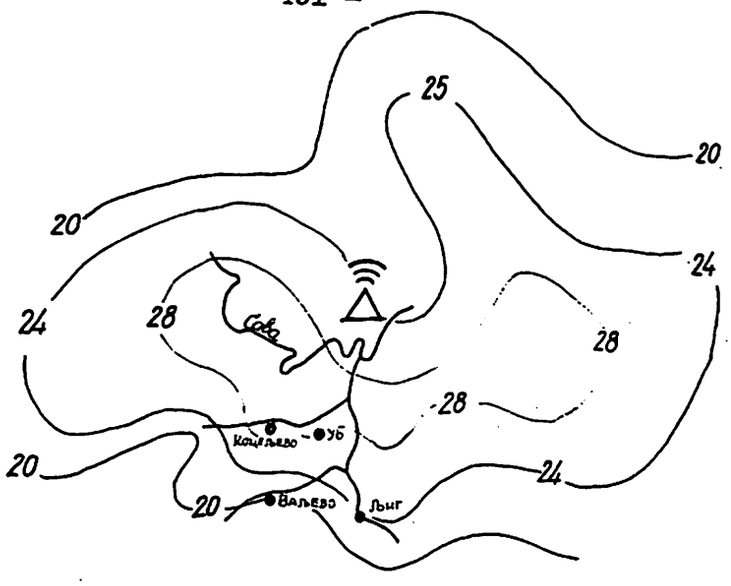
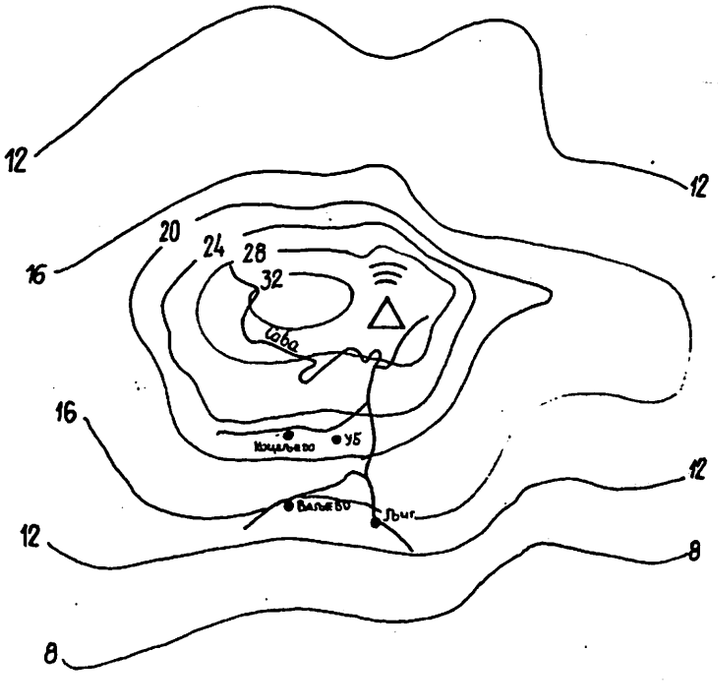
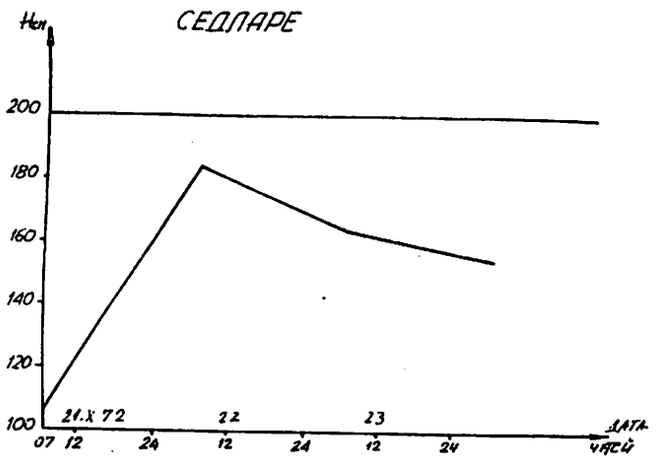


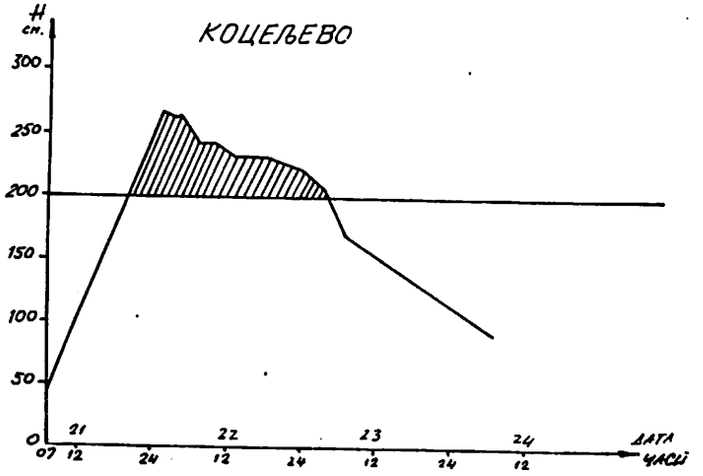
РИС...2

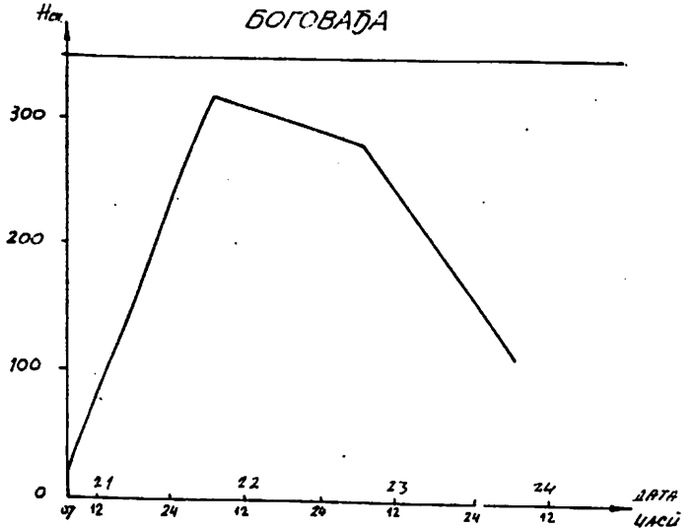


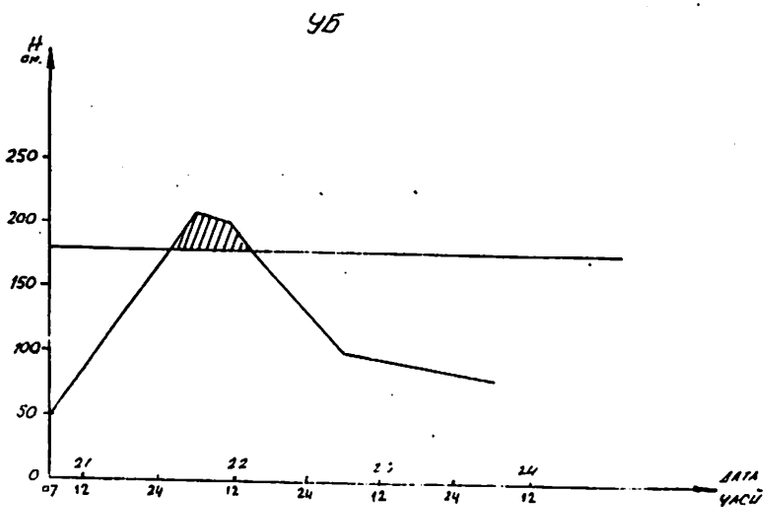
Количество осадков за период с 07°°-21.X.
по 07°° – 22.X.
2. ..... измерено радиолокатором
2.8..... измерено осадкомерной сетью

РИС. 3


СЕДЛАРЕ
Нсм
200
180
160
140
120
100
21.X 72
22
23
ДАТА
ЧАСИ
07 12 24 12 24 12 24


КОЦЕЉЕВО
Нсм.
300
250
200
150
100
50
0
21
22
23
24
ДАТА
ЧАСИ
07 12 24 12 24 12 24 12


БОГОВАЂА
Нсм
300
200
100
0
21
22
23
24
ДАТА
ЧАСИ
07 12 24 12 24 12 24 12


УБ
Нсм.
250
200
150
100
50
0
21
22
23
24
ДАТА
ЧАСИ
07 12 24 12 24 12 24 12

Просторное распределение интенсивности осадков и траектория облака 26.VII.1972 года. Ситуация в 17 часов 30 минут.

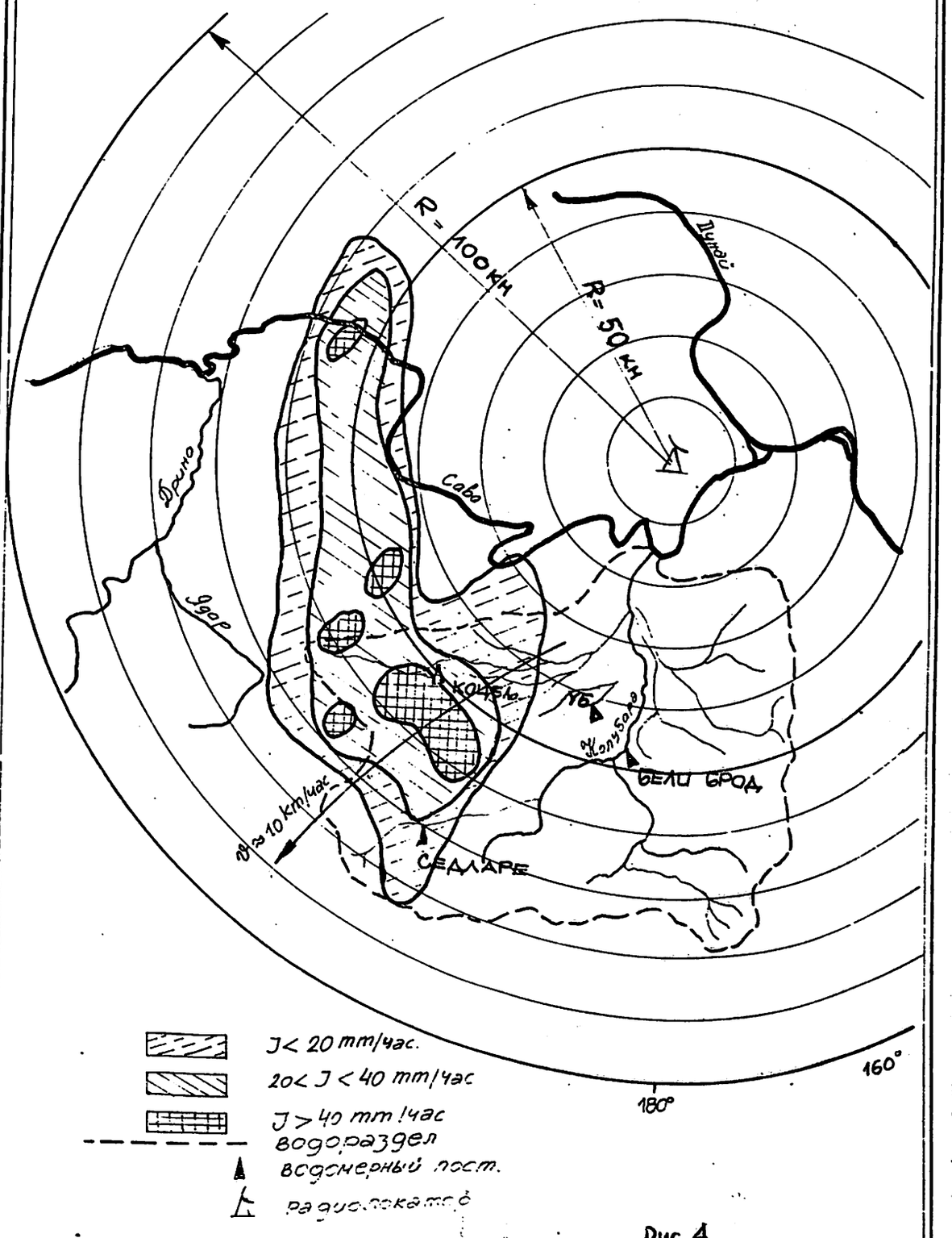


Рис. 4

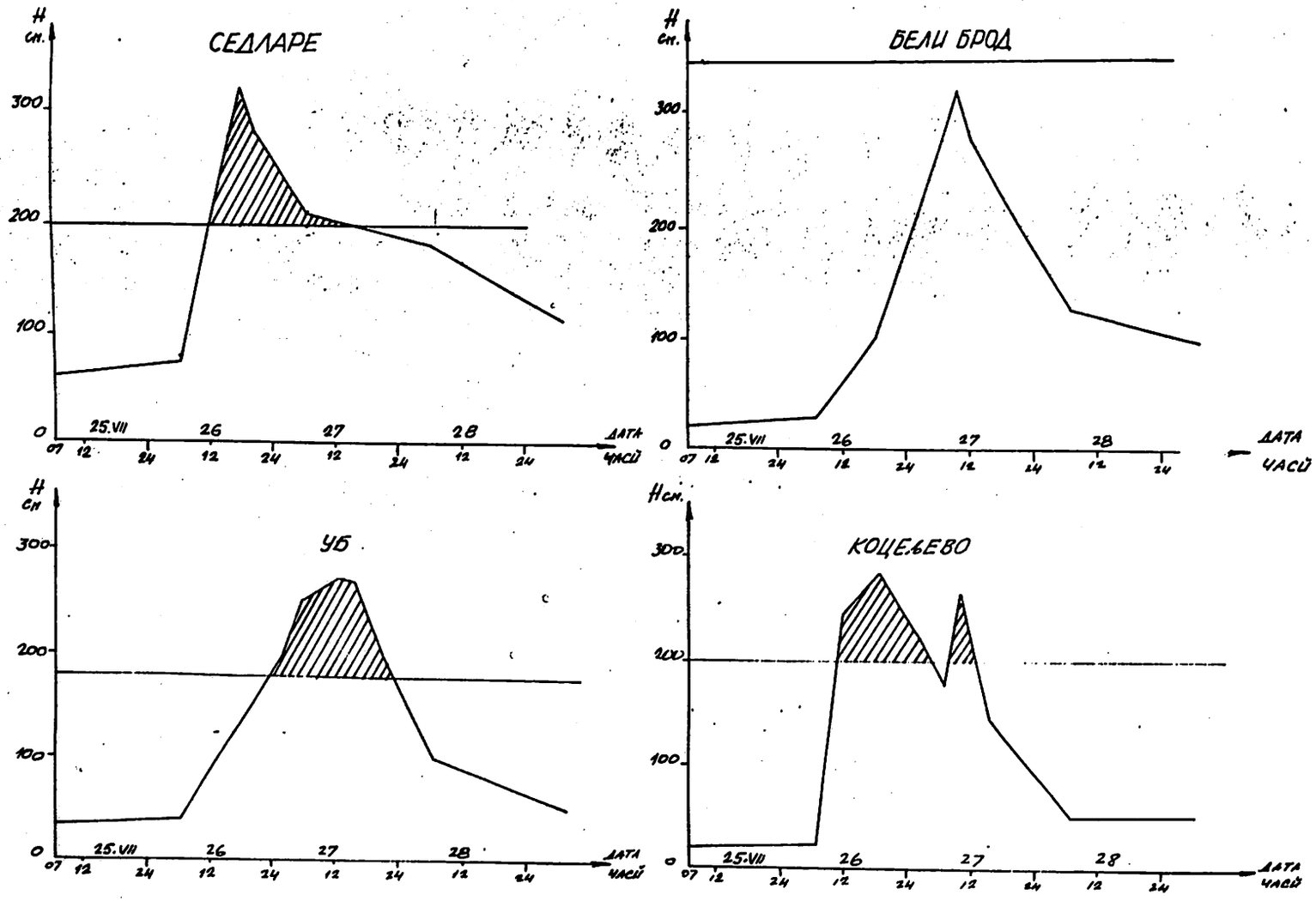
Рис.5

Распределение количества осадков в бассейне реки Колубары, 26. VII. 1972 года с 13 – 19 часов



Осадки в правой части бассейна происходят от облака не рассматриваемого в этом примере.

Рис. 6


СЕДЛАРЕ
БЕЛИ БРОД
УБ
КОЦЕЉЕВО
H см.
300
200
100
0
25.VII
26
27
28
07
12
24
ДАТА
ЧАСОВ

О ПОВТОРЯЕМОСТИ ВОЛН В БАССЕЙНАХ РЕК РАЗЛИЧНЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

Радивое Дражета, дипл. мет.

Союзный Гидрометеорологический Институт,

Белград, Югославия

Резюме

Для пяти речных бассейнов от 4000 км^2 до 210.000 км^2 анализирована частота явления волн за десятилетний период. В качестве волны рассматривалось каждое изменение расхода воды, полная амплитуда которого в фазе повышения на 5% больше начального расхода воды.

Демонстрированы общие характеристики водности, а также максимальные и средние амплитуды волн по различным величинам речных бассейнов и даны их сопоставления как функция поверхности речного бассейна. Результаты таких анализов указывают на присутствие закономерности в связи с явлением волны в речных бассейнах различных величин без особого влияния общей водоносности бассейнов.

ON THE WAVE FREQUENCY IN THE DRAINAGE AREAS HAVING DIFFERENT SURFACES

Abstract

For the five drainage areas of 4000 km^2 to 210.000 km^2 the frequency of the wave phenomena in the period of 10 years was analysed. Each change in discharge, the total amplitude of which in the phase of increase showed 5% above the initial discharge, was considered as wave.

The general characteristics of the water capacity, as well as the maximal and mean amplitudes of the waves for different watershed's are given. It is pressentit also their comparisn as a function of the watershed's area. The results of such analyses, showed the presence of the certoin digree of regularity in connection with the wave phenomena of the wathershed's with different volumes, but whithout greater influence of the total water capacity of a drainage areas.

В В Е Д Е Н И Е

Волну можно назвать элементом ритма водности. Поэтому число волн в течение многолетнего периода времени и их характеристики представляют информацию о структуре водности.

Для работы на гидрологическим прогнозам очень важно, кроме ряда гидрологических характеристик, посмотреть и ритм водности т. е. обзор об повторяемостиь волн и их структуры. При работе на гидрологической проблематике чаще всего выделяются волны по какому-то критерию, который обычно является субьективным. Чтобы можно было определить либо-какой обьективный критерий неопходимо анализировать повторяемость явления волн и их структуру. С этой целью произведен данный анализ и здесь показаны резултаты некоторых наблюдений на основании относительно скромного обьема данных.

8Определение волн

Волной называется непреривное возрастание расхода /или уровня/ в некотором интервале времени с последующим спадом. Время явления волны разделяется на две фазы в отношение на возрастание и спад стока - фаза подьема и фаза спада. Разница расхода в фазе подьема есть амплитуда волны. Амплитуда указывает общее изменение расхода в фазе подьема, поетому может быть

принята ва качестве элемента, с помощью которого можно определить волну.

При определении волны взято общее констатирование, что каждое изменение расхода - подьем с последующим спадом, можно считать волной. Поскольку допустимая ошибка при определении расхода составляет 5% , принято, что все изменения свыше 5 % в отношение предшествующего состояния, возникают в следствии некоторой причины, которая не является как результат ошипки в определении расхода. В таких случаях происходит изменение расхода вследствии некоторых осуществлении в процессе стока в речной сетьй бассейна или в бассейне. Такое определение волны относится на все изменения расхода, имеющего ранг волны. В связи с охватыванием всех случаев получается полная серия, лосле анализа которой могут возникнуть и другие критерии для определения волны.

Повторяемость волн.

Согласно указанному определению волны, было произведено их выделение в периоде 1960 - 1969 гг на следующих водомерних постах:

Грделица и Мойсинье на реке Южна Морава, Багрдан на реек Велиеаяа Морава, Сремская Митровица на реке Сава и Бездан на реке Дунае.

Таким выбором были охвачены водомерные посты с весьма разными площадями бассеина, а также и разными гидрологическими режимами.

В таблице № 1 для всех водомерних постов указаны следу-

ющие данные:

Площадь бассейна F , средний годовой расход $\bar{Q}$, средний годовой модуль стекания $\bar{M}$, максимально осуществленная амплитуда волны в разработанном периоде A_{max}, общее количество волны в расматриваемом периоде N .

Таблица № 1

Водомерный пость	F (km^2)	$\bar{Q}$ (m^3/sec)	$\bar{M}$ $\left(\frac{1\ sec}{km^2}\right)$	N	A_{max} (m^3/sec)	$\frac{A_{max}}{F}$ $\left(\frac{1\ sec}{km^2}\right)$
Грделица	3.784	26,2	6,9	421	438	115,75
Моисинье	15.390	99,1	6,4	286	1.653	107,41
Багрдан	33.446	217	6,5	250	2.330	69,66
Сремская Митровица	87.996	1.636	18,6	162	3.630	41,25
Бездан	210.250	2.568	12,2	149	4.410	20,98

В таблице № 2, указаны следующие значения: средняя амплитуда $\bar{A}$, отношние $\frac{\bar{A}}{F}$, отношение $\frac{Amax}{\bar{Q}}$; число волн $A \geqslant \bar{A}$, число волн $A \geqslant Q$ и время среднего появления волны $\bar{T}$ в сутках.

Таблица № 2

Водомерный пост	$\bar{A}$ (m^3/sec)	$\frac{\bar{A}}{F}$	$\frac{A\ max}{\bar{Q}}$	Broj talasa $A \geqslant \bar{A}$	Broj talasa $A \geqslant \bar{Q}$	$\bar{T}$ (dana)
Грделица	28,4	7,47	16,72	96	97	8,3
Мойсинье	112	7,26	16,70	71	69	12,8
Багрдан	242	7,26	10,74	58	57	14,6
Сремская Митровица	883	10,03	2,22	55	27	22,5
Бездан	953	4.53	1,72	51	8	24,7

Значения, указанные в таблицах № 1 и № 2 в отношение на площадь бассейна, приведены на графиках № 1 и № 2.

На графике № 1 указаны значения $\bar{Q}$, Амах , $\bar{A}$, $1000\frac{\bar{A}}{F}$ для всех водомерных постов. Разрыв линии $\bar{Q}$ происходит вследствии того, что значение бассейна реки Сави в три раза больше намводомерном посту Сремская Митровица и в два раза больше значение Дуная на водомерном посту Бездан в отношение на водность водомерных постов на Южнои и Великои Мораве.

Линия максималных амплитуд имеет вид параболы и не видна зависимость от средной водности. Это обьясняется влиянием комбинированих условия: физико - географических характеристик бассейна и площади бассейна с одной стороны, и количества осадков, обуславливающих формирование максимально выраженных волн, с другои стороны.

Линия значения $\bar{A}$ похожа на линию $\bar{Q}$. Для водомерных постов на Южнои и Великои Мораве $\bar{A}$ мало отличается от $\bar{Q}$, в тоже время для водомерного поста Сремская Митровица $\bar{A}$ ниже, а для водомерного поста Бездан значительно ниже от $\bar{Q}$. Во всяком случае на такое отношение в значительной мере влияют размеры бассейна. Большое количество волн на р. Сава у водомерного поста Сремская Митровица и особено на Дунае у водомерного поста Бездан, формируются в значительной мере вверх по течению, от осадков, охвативших толко одну часть бассейна, что вызивает выраженую трансформацию волн и уменьшение их амплитуд. На значение влияет водность и размер бассейна, что видно из отношения $1000\frac{\bar{A}}{F}$ в сравнение с линией $\bar{A}$ и $\bar{Q}$.

На графике № 2 указаны значения $\bar{N}$, $\bar{T}$, $\frac{Амах}{\bar{Q}}$, и $\frac{Амах}{F}1000$

Среднее годовое количество волн $\bar{N}$, опадает с возрасте-

нием бассейна по параболической зависимости. Аналогично, среднее время появления волны $\overline{T}$ возрастает по параболической зависимости с возрастанием бассейна.

Отношение $\frac{Амах}{a}$ показывает тенденцию опадения с возрастанием бассейна по кубической функции, как и отношение $\frac{Амах}{F}1000$ с некоторым выраженим опадением значения с повишением площади бассейна.

Структура волн

Так как волны определены значением амплитуды, то анализ структуры произведен в отношении на число волн в нутри определенних значений интервала максимальной амплитуды. Рассортировка волн произведена делением максимальной амплитуды на 10 интервалов. Эти частоты указаны в таблице 3, а на диаграмме № 3 выражены графически. Очевидно, выражено большое количество волн, амплитуда которих находится в интервале 1/10 от максимальной амплитуды.

В таблице № 5 уеазано число волн в интервале №/10 от Амах., в процентном отношении на все число волн. Данные указывают на уменьшение числа волн $A \leqslant 1/10$ Амах. с размером бассейна, в пользу волн с более выражеными амплитудами. Такое уменьшение у водомерного поста Сремсеая Митровица очень выразительно в отношение на водомерный пост Бездан, т. к. размер бассейна в. п. Бездан значительно большы. Такое положение во всяком случае, вызвано распределением годовых осадков, которые к тому же и более обильные, чем на бассейне останлних водомерних постов.

Для анализа процесса стекания на примерах более вираженних волн, могут быть заданы амплитуды как мерило выражения вол-

ны. Выделение волн с большими амплитудами от некоторых заданных значений имеет смысл, если эти значения не являются произвольными, а представляют некоторую характеристику водного режима. Предполагается что значение среднего расхода $\bar{Q}$ и средних амплитуд волн $\bar{A}$, подходящие значения, посредством которых могут быть поставлены обьективно критерии выраженных волн.

В таблице № 5 выражены в процентах числа волн, амплитуда которих в отношение всего числа волн, больше $\bar{Q}$ и $\bar{A}$. В глаза бросается уменьшение этих процентов волн в которих $A \geqslant \bar{Q}$, в то же время волни где $A \geqslant \bar{A}$, проценты достаточно уравновешены и возрастают с повышением бассейна.

Таблица № 5

Водомерный пост	Число волн в которых:		
	$A \leqslant 1/10\ A\ max$ B % N	$A \geqslant \bar{Q}$ B % N	$A \geqslant \bar{A}$ B % N
Грделица	85,1	22,1	21,8
Моисинье	86,0	24,1	24,1
Багрдан	75,6	22,8	30,7
Сремская Митровица	37,0	16,7	30,7
Бездан	41,9	5,4	34,5

Здес не ставится цель рассматривания причины таких отношений, каторые, так сказать, в довольной мере ясны, а показать существующие отношения в целях их использования.

Для лучшей наглядности структуры волны, в которых $A \geqslant \bar{A}$, определены частоты внутри 7 интервалов.

В таблице № 4 и в диаграмме № 4, указаны значения час-

тот по интервалам. Данные из таблицы и диаграммы показывают, что существует тенденция возрастания частот волн внутри определенных интервалов.

Относительная уравновешенность числа волн, где $A \geqslant \bar{A}$, наталкивает на рекомендацию по определению критерия волн на этой основе. Выделение волн, в которых $A \geqslant \bar{A}$, для потребностей какого либо анализа, можно было бы таким образом получить достаточное число ясно выраженых волн на основании десяти - летнего ряда наблюдений.

Литература:

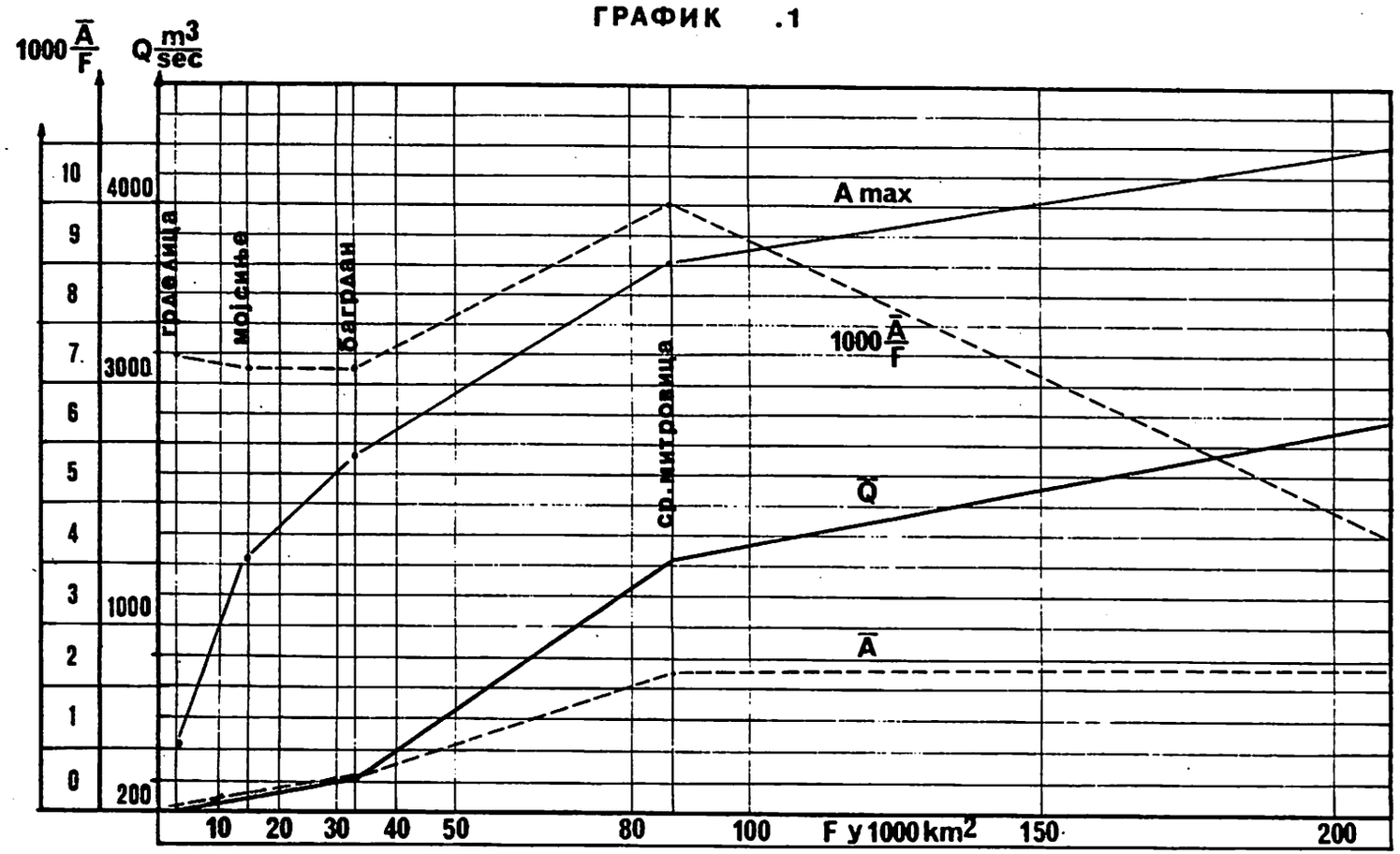
1. V. Jevdjević, hidrologija 1, Institut "Jaroslav Černi", Beograd 1956.

2. Ven Te Chow, Handbook of Applied Hydrology Me-Grow-Hill Company, New York 1964.

3. Dr R.Marković, R. Dražeta i ostali, Studija o prognozi velikih voda na Dravi i Muri, Savezni hidrometeorološki zavod, Beograd 1969 g.

4. Р. Дражета, Анализ условия формирования поводков на реке Саве и применение его результатов в гидрологическим прогнозам, конференция придунайских стран по гидрологическим прогнозам, Белград 1969г.

ГРАФИК .1



1000 Ā/F
Q m3/sec
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
4000
3000
1000
200
гредница
мојсиње
баградан
ср. митровица
A max
1000 Ā/F
Q̄
Ā
10
20
30
40
50
80
100
F у 1000 km2
150
200

ГРАФИК 2.

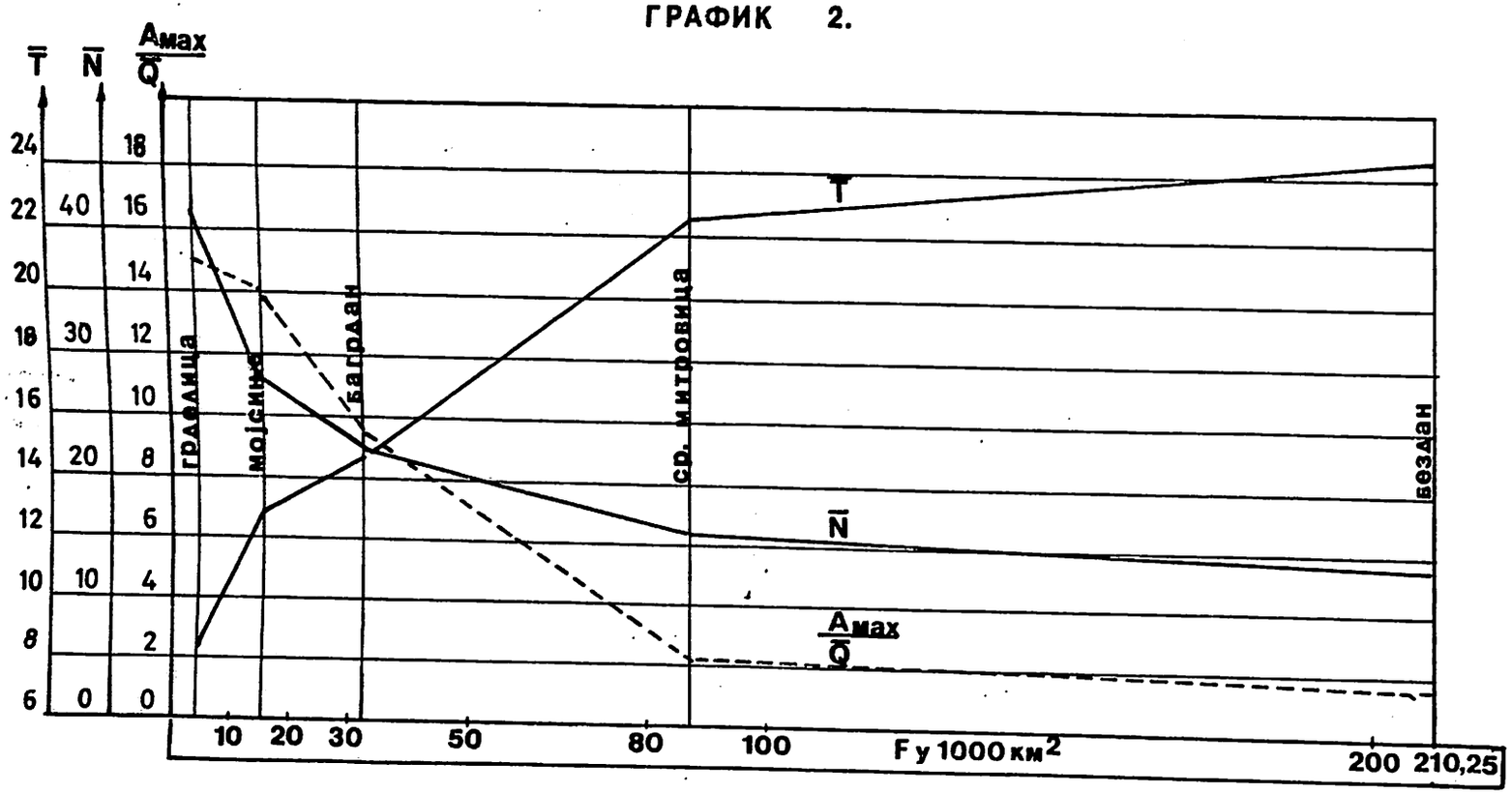

T̄
N̄
Amax/Q̄
24
22
20
18
16
14
12
10
8
6
40
30
20
10
0
18
16
14
12
10
8
6
4
2
0
графлица
мојсиње
баградан
ср. митровица
бездан
T̄
N̄
Amax/Q̄
10
20
30
50
80
100
F у 1000 км²
200
210,25

ТАБЛИЦА .3

водомерни пост	В ИНТЕРВАЛЕ										Σ
	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	
Градлица	370	32	12	9	3	5	2	1	1	1	435
Мојсиње	246	19	6	7	1	3	1	0	2	1	286
Багдан	189	27	10	6	5	6	1	3	0	1	250
Ср.Митр.	60	39	20	16	11	5	7	2	1	1	162
Бездан	62	35	12	16	14	5	4	0	0	1	148

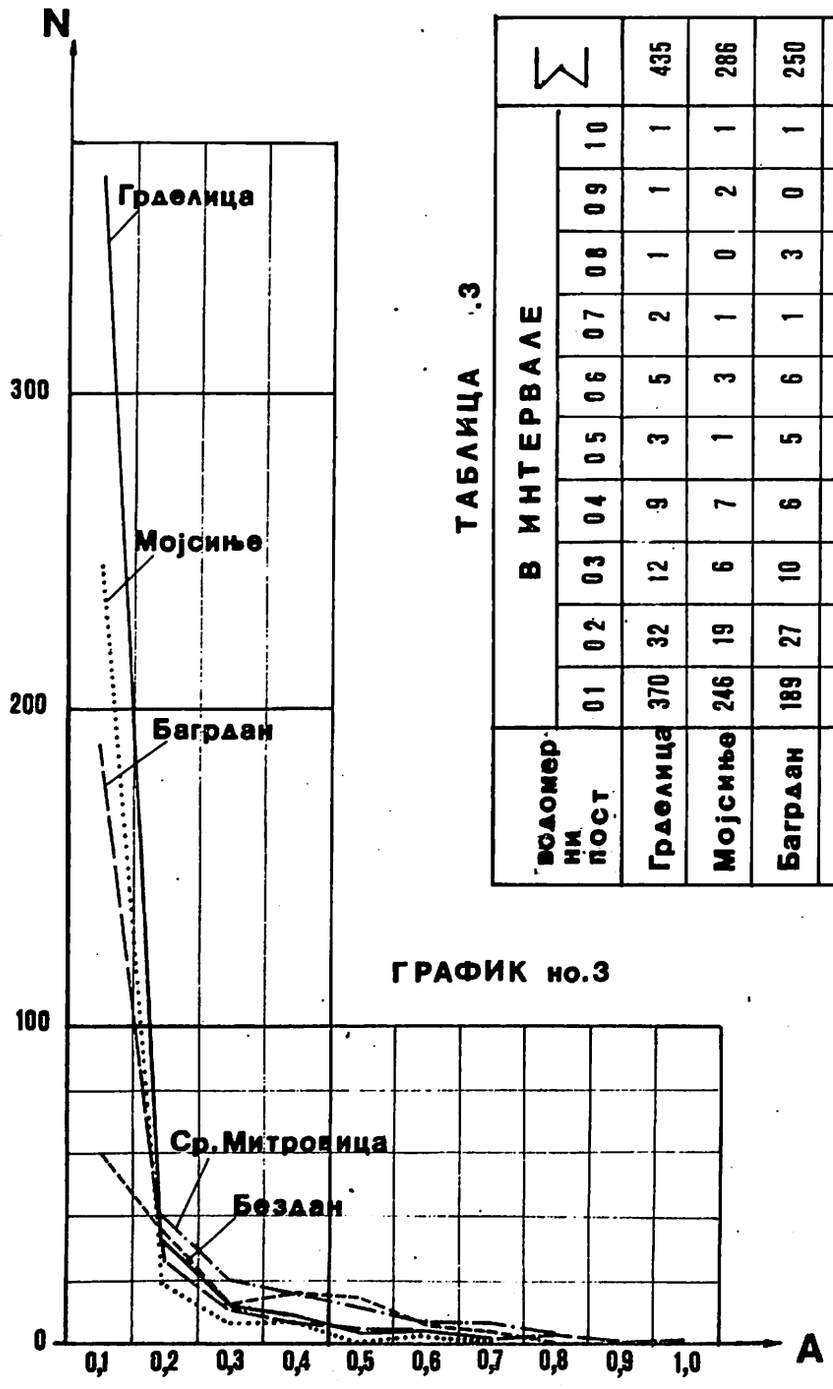


ГРАФИК но.3

ТАБЛИЦА 4

Водомерни пост	В интервале							М
	1/7	2/7	3/7	4/7	5/7	6/7	7/7	
Грделица	63	12	10	5	2	2	1	95
Мојсиње	48	9	4	4	1	1	2	69
Багрдан	27	14	6	6	2	2	1	58
СрМитровица	15	12	9	4	6	3	1	50
Бездан	14	17	12	5	2	0	1	51



ГРАФИК 4

СРЕДНЯЯ СКОРОСТНАЯ ВЕРТИКАЛЬ И ДРУГИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РЕЧНЫХ ТЕЧЕНИЙ

Б.Марчинков

В настоящем докладе будет рассмотрен вопрос о "средней скоростной вертикали" - ее сущность, метод определения, ее свойства и применение, имея в виду, что она представляет собой особый интерес при больших полноводных реках.

Будет рассмотрен также вопрос о "гидравлически эквивалентных профилях" при естественных речных течениях.

I. Средняя скоростная вертикаль

При всяком измерении расходов воды путем измерения скоростей с помощью гидрометрической вертушки в определенных местах вертикалей получается известное число вертикалей, имеющих различные глубины и распределения скоростей. На их основе определяется расход воды. В зависимости от конкретных условий (глубины, шероховатости, уклона) формы этих вертикалей различные, но они могут быть объединены в одну "среднюю скоростную вертикаль", которая осредняет по ширине глубины и скорости в отдельных вертикалях. В прошлом эта вертикаль получалась так: скорости, которые измерялись, соответственно редуцировались и выравнивались по методу наименьших квадратов. Однако использовались только вертикали, в которых проводились измерения скоростей. В этом смысле полученная средняя вертикаль не имеет физического смысла, так как в ее получении не принимает участия все поперечное сечение и все скорости из модели ведного течения. Чтобы избежать этот существенный недостаток, предлагается следующий метод.

Допустим, что при проведении данного измерения получено известное число скоростных вертикалей. Если b - ширина поверхности воды, F - площадь поперечного сечения и H_m - средняя глубина, то для каждой скоростной вертикали получаем следующие скорости: поверхностной скорости и скоростей на глубинах от 0,2H до 0,8H, а также и скорости у дна, т.е. $V_0, V_{0,2H}, V_{0,4H}, V_{0,6H}, V_{0,8H}$ и $V_Д$. Эти скорости наносятся

на соответствующие им места по ширине течения и получаются графики скоростей в зависимости от глубины. Затем скорости осредняются по ширине B при соответствующих глубинах и получаются средние скорости для указанных интервалов.

Дальше полученные скорости наносятся на соответствующие им места по средней глубине поперечного сечения H_m и проводится плавная линия, которая показывает распределение осредненных скоростей на различных глубинах (рис.1).

На полученной средней скоростной вертикали определяется элементарный сток q, а разделив его на среднюю глубину - средняя скорость по вертикали, т.е. $V_m = \frac{q}{H_m}$

Элементы средней скоростной вертикали:

H_m - средняя глубина поперечного сечения;

q - элементарный сток на средней вертикали;

V_m - средняя скорость средней вертикали;

$K = \frac{h_K}{H_m}$ - положение средней скорости средней вертикали.

Для каждой вертикали можно определить уравнение скоростной диаграммы. Это уравнение целесообразно принять в виде параболы с определенной степенью (m) с осью, совпадающей с вертикалью и верхом дна русла.

$$V = a\sqrt[m]{H_m - h} \qquad V = a(H_m - h)^{1/m}$$

Уравнение можно получить используя несколько эмпирических точек по скоростной вертикали путем логарифмической анаморфозы или методов наименьших квадратов.

Средняя вертикаль имеет физический смысл, но надо иметь в виду, что ее средняя скорость V_m не является средней скоростью в поперечном сечении V_m, вследствие чего произведение $q \cdot B$ не представляет собой расхода воды. Причина состоит в следующем.

Средняя скорость в поперечном сечении представляет собой частное от $\frac{Q}{F}$ или, если используется кривая элементарного стока $\bar{V}_m = \frac{\int_0^B q\,dB}{F}$

С другой стороны, средняя скорость средней вертикали определяется из $V_m = \frac{\int V_m(b) db}{B}$. Если сравним оба выражения, то можем заметить, что обе скорости различные и их отношение следующее

$$\alpha = \frac{\int_0^B q_i \, db}{F = B \cdot H_m} : \frac{\int_0^B V_m(b) \, db}{B}$$

где: q_i - элементарный сток в вертикалях;

$V_m(b)$ - средние скорости в вертикалях.

Только в одном случае, при прямоугольном поперечном сечении обе скорости одинаковые и их отношение равно 1, т.е. при $H = const = H_m$ имеем:

$$\alpha = \frac{\int_0^B H_m \cdot V_m(b) \, db}{B \cdot H_m} : \frac{\int_0^B V_m(b) \, db}{B} = 1;$$

Следовательно, чтобы получить расход воды необходимо знать отношение обеих скоростей - средней и на средней вертикали.

Идентифицирование обеих скоростей, которые в зависимости от неравномерного сильного контрастирования глубин и скоростей может иметь значения величин до 1,3 и более, приводило к ошибочным результатам измерения расходов воды, когда средняя скорость средней вертикали принималась средней скоростью поперечного сечения и на ее основе вычислялся расход воды. Для отличия двух скоростей, скорость, полученная в результате осреднения средних скоростей по вертикалям в поперечном сечении, названа "средней скоростью по ширине".

Средние скоростные вертикали, объединяющие средние величины глубин и скоростей, могут служить для различных научных и практических задач:

а) при составлении сокращенных методов измерения скоростей течения;

б) при экстраполяции кривых расходов воды, используя экстраполяцию средних скоростных вертикалей одного измерительного профиля;

в) при характеристике течения с точки зрения распределения скоростей;

г) для установления связи между показателем параболы и коэффициентом шероховатости и т.д.

II. Гидравлически эквивалентные профили при естественных речных течениях

Под "гидравлически эквивалентными профилями" имеются в виду два профиля, одинаковые по площади поперечного сечения, с одинаково смоченными периметрами, и, следовательно, с одинаковыми гидравлическими радиусами. При равных коэффициентах шероховатости и равных наклонах водной поверхности средние скорости двух профилей одинаковые, а также и расходы воды (имея в виду, что расчет производился по формулам Шези). В одной из моих публикаций, которая находится в печати, рассматривается вопрос о гидравлически эквивалентных профилях с правильной геометрической формой поперечных сечений: трехугольная, прямоугольная, в виде трапеции и в виде параболы и др. При проведении исследований задавался один из профилей, которому подыскивался гидравлически эквивалентный. Профиль, который отыскивается, может иметь такую же форму, как и заданный, или другую геометрическую форму. Как подчеркивается выше, вопрос о гидравлически эквивалентных профилях для сечений с правильной геометрической формой решен путем составления формул, связывающих измерения в обоих профилях - заданного и определенного.

Но гидравлически эквивалентные профили могут быть определены и для естественных речных течений. Ниже дается метод определения гидравлически эквивалентного профиля поперечного течения произвольной формы русла. Метод графический и состоит в следующем. Допустим, что задан профиль формой согласно рис.2. Принят симметрический профиль, но метод может быть использован и для несимметрических профилей. Этапы определения гидравлически эквивалентных профилей следующие. Точка 3 (рис.2) соединяется с 0 и определяется длина $L = 7{,}2$, кото-

рая вследствие симметричности профиля равна длине отрезка 3 - 6. Радиусом, равным 7,2, описывается полуокружность $\overset{a\,b\,c}{\smile}$ (рис.3а). Из ее центра проводится перпендикуляр - ординатная ось, по которой наносится масштаб глубин (1 - 7 м). Через целые величины (1 - 7 м) проводятся параллельные линии оси абсцисс 1-1, 2-2, 3-3 и т.д., длины которых представляют собой ширины водной поверхности в ряде профилей, имеющих максимальную глубину 1,0 м, 2,0 м и т.д. Из точек 1, 2, 3 и т.д. наносятся соответственно для левой и правой частей профиля смоченные периметры левой и правой половин (изломанные линии рис.3а), благодаря чему на рисунке оформляется 7 профилей со своими поперечными сечениями. Каждый из них имеет определенную ширину "В", максимальную глубину и каждый имеет одинаково смоченный периметр. Заданный профиль имеет максимальную глубину 4,0 м. Чтобы определить эквивалентный ему профиль, надо отыскать такой с площадью равной заданному. С этой целью на рис. 3б дан график площадей в зависимости от глубин $F=f(h)$. Затем ширина B_4 продолжается до ее пересечия с графиком площадей и определяется точка n . Из точки опускается перпендикуляр до пересечения с графиком площадей и определяется точка m Из точки m проводится горизонтальная линия и определяется ширина B_4= 4-4 водной поверхности гидравлически эквивалентного профиля, который в случае имеет максимальную глубину 6,0 м. Оба профиля имеют одинаковую площадь и смоченные периметры. Гидравлически эквивалентный профиль дан на рис.4.

Из графиков площадей видно, что один из всех профилей имеет максимальную площадь и такой же смоченный периметр, как остальные профили. В связи с этим вопросом необходимо вернуться к одному из вопросов гидравлически эквивалентных профилей сечений с правильной геометрической формой. Было доказано, что средние значения измерений гидравлически эквивалентных профилей при сечениях с правильной гео-

метрической формой дают профиль, представляющий гидравлически наиболее выгодное сечение данной формы. Например, при заданном прямоугольном профиле с шириной 6 м и глубиной 2 м гидравлически эквивалентным ему является с размерами - ширина 4 м и глубина 3 м. Площади обоих 12 кв.м. и смоченные периметры 10 м. Осредненный профиль имеет ширину 5 м, а глубину 2,5 м., т.е. отношение 2:1 - гидравлически наиболее выгодный.

Смоченный периметр полученного гидравлически наиболее выгодного профиля такой же, как и исходных, но площадь больше (смоченный периметр 10, а площадь 12,5 кв.м). Следовательно, имеется аналогия между гидравлически эквивалентными профилями при сечениях с правильной геометрической формой и неправильным руслом.

Имеется, однако, существенная разница между гидравлически эквивалентными профилями при сечениях с правильной геометрической формой и такими с неправильной формой поперечного сечения. У первых для заданного профиля получается только один гидравлически эквивалентный, а как видно из рис. 3б имеется большое число гидравлически эквивалентных профилей, площади которых одинаковые, а также и смоченные периметры. Они могут быть получены из рис.3а и 3б.

Гидравлически эквивалентные профили у естественных речных течений с большой шириной водной поверхности получают несвойственные размеры, что, в значительной степени, действительно и для таких с правильной геометрической формой сечения.

Однако, имея в виду, что их установление является целью подтвердить экспериментальным путем достоверность их расчетов по формуле Шези (для естественных течений и по другим формулам) и будет ясно их большое значение, которое они будут иметь после их экспериментирования для определения критериев формы (вместо гидравлического радиуса) и формул для определенной средней скорости и расходов воды. Разумеет-

ся, будут подобраны профили в рамках практически используемых.

В заключение можно сказать, что предлагаемые: средняя скоростная вертикаль и гидравлически эквивалентные профили речных течений являются основой исследования речных течений с учетом улучшения формул определения скоростей и методов проведения гидрометрических измерений.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА СТОКА В ВЕРХНЕМ И СРЕДНЕМ ПОРЕЧИИ Р.ДУНАЯ КАК ОСНОВА ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

проф.П.Пенчев, М.Калинова, К.Стойчев

На фоне современной гидрологической проблематики и потребностей водного хозяйства гидрологические прогнозы в настоящий момент составляют одну из наиболее актуальных проблем. В связи с исключительно большим темпом роста потребления воды нехватка в последней чувствуется почти во всех странах. Все это требует комплексного подхода к использованию водных ресурсов. Последнее требование выражается не только в использовании всех возможных водоисточников и оптимальном распределении наличной воды между потребителями, но и в планировании водопотребления в тесной зависимости от развития отдельных отраслей народного хозяйства и количественного и функционального развития населенных мест. Задача водоснабжения, имеющая исключительную важность, не может быть решена без прогнозирования поступлений воды во времени для отдельных частей и районов страны.

Известно, что для целей гидрологических прогнозов чаще всего используются исследования зависимостей между речными паводками и осадками или наблюдающимся таянием снега. Реже проводятся разработки с использованием более комплексных, генетических методов. С помощью последних выявляются условия формирования речного стока и обнаруживаются такие количественные признаки, которые лучшим образом отражают степен участия отдельных гидрологических факторов или совокупности факторов в формировании речного стока. Очевидно, что для обеспечения надежных гидрологических прогнозов необходимы количественные и точные данные а также тщательная разработка условий и характера формирования стока. К сожалению, все еще не существует законченной теории генезиса стока. Запросы практики однако диктуют быстрое развитие и внедрение генетических методов при гидрологических исследованиях и прогнозах.

В настоящем докладе мы используем лишь один из существующих генетических методов изучения речного стока. При этом для нужд гидрологических прогнозов мы исходим из основной генетической структуры речного стока.

Понятие "генетическая структура стока" является сравнительно новой, предложеный нами. Содержание этого понятия формулировано однако давно другими авторами и получило название "источники питания рек". Под этим подразумеваются обыкновенно дренируемые реками грунтовые воды, а также стекающие по земной поверхности дождевые и талые воды. В некоторых случаях при формировании речного стока принимают участие вода озер, ледников, влияния которых на суммарный сток однако аналогично влиянию грунтового питания. В связ и с этим источниками питания рек считаются лишь подземные, дождевые и снежные воды. В более новое время в советской гидрологической литературе и трудах некоторых американских гидрологов все чаще употребляется название "составляющие /компоненты/ стока", под чем подразумеваются генетические компоненты стока. В связи с местоположением их формирования и движения, а также учитывая механизм образования их общего или сумарного стока они являются двумя основными компонентами стока, названными советскими гидрологами /В.Г.Глушков, В.С. Советов, М.И. Львович, А.В.Огиевски и др./ "подземным" и "поверхностным" стоком, или последнее - стоком речных паводков.Не смотря на то, что эти названия в известной степени утвердилис в гидрологической литературе, их употребление, по нашему мнению может привести к нежелетельным коллизиям. Первое из этих названий в гидрологической литературе имеет смысл грунтового потока, а не компоненты речного стока. Что же касается наименования второй составной части - "поверхностный сток", то и сумарный сток есть поверхностный. Более удачным является название "сток речных паводков". Мы предложили /1970/ название "постоянны компонент /постоянная составляющая/" для той части стока, которая формируется постоянно выходящими на земную поверхность грунтовыми водами в виде источников или непосредственно проникающих в реку подземных вод. "Непостоянной составляющей" /компонентой/ предлагаем называть ту часть стока, которая формируется стека-

ющими из поверхности речного бассейна водами во время дождя или таяния снега.

Существуют и другие основания для замены претних терминов новыми. Главный прием метода - генетическая разгравка гидрографа - по отношению выявления первой компоненты приложим для малых водосбора. Большие бассейни объединяют сток из различных типов ландшафтов, в связи с чем различия в характере внутригодового стока в известной степени сглаживаются. Это - так называемый еффект ретензионного влияния площади больших речных бассейнов. Разчлененной гидрограф показывает больший процент подземного питания вследствие причисления к последнему естественно регулируемой части поверхностной /генетической/ составляющей. Кроме того построенные в большинстве речных бассейнов гидротехнические сооружения осуществляют искуственное регулирование стока. Изложенные пояснения показывают, что название "подземный сток" для постоянной составляющей является неудачным. Предложенное нами название "постоянная генетическая компонента /составляющая/" охватывает стабильную часть речного стока - ту, которая формируется как за счет втекающих в реку подземных вод, как и благодаря естественно и искуственно регулируемой части поверхностного стока. Под генетической структорой стока мы понимаем функциональное сочетание постоянной и непостоянной генетической составляющей.

Сток р. Дуная по протяжению нашего участка не испытывает существенных изменений, так как в нижнем течении Дунай принимает небольшие по сравнению с ним притоки. В связи с этим для нужд гидрологических прогнозов могут быть анализированы гидрологические и метеорологические данные верхнего и среднего участка реки /см.приложенные картосхемы/. Для вычисления генетической структуры их стока мы разработали данные станции Регенсбурга /7/, которая находится в верхнем течении реки; Братиславы /5/, которая находится на границе между верхним и нижним течением и отражает общей для верхнего течения отток; Мохача /4/, которая отражает режим в среднем течение до впадения больших дунайских притоков Тиссы, Савы и Дравы и станции Оршова /1/, которая находит-

ся между средним и нижним течением и имеет непосредственное значение для наших гидрологических прогнозов по Дунаю. Кроме того разработаны данные гидрометрических станций самых крупных дунайских притоков: Ин у Шердинга /6/ - в верхним течении, р. Тиссы у Сегеда /3/ и р.Савы у Сремска Митровица /2/ в среднем течении.

В силу больших различий абсолютных величин стока в указанных станциях и для удобства при сравнительном анализе ежедневные данные по стоку переведены в модульные коефициенты средногодового стока. В результате все гидрографы строятся в одном и том же масштабе и имеют одинаковую площадь. Построение гидрографов по ежедневным величинам модульных коефициентов у нас проводится впервые. Мы проделали тщательным анализ полученных графиков. Было установлено, что гидрографы модульных коефициентов имеют более сглаженные очертания, при этом колебания стока до 3 % от сумарной месячной величины изчезвают. Преимуществом более сглаженных графиков в том, что отчетливее выступают "реперные участки" графика /продольжительный горизонтальный ход линии/, по которыми проходит разграничительная линия между постоянной и непостоянной генетической компонентой. В результате процент постоянной составляющей несколько завышенным /1-2 %/.

Гидрометрические данные, опубликованные Дунайской комиссией в Будапеще, которые мы используем, охватывают период с 1953 до 1970 г.г.Это определят период разработанного нами ряда - 1953-1969 г.г. В ряду отсуствуют данные за 1955 г. и данные по стоку использованных дунайских притоков.

Пятнадцатилетний период ряда является достатачным для выяснения особенностей внутригодового распределения основных генетических составляющих, выраженных посредством их процентного соотношения.

Номера означают станции на приложенных к тексту гидрографах.

Внутрогодовое распределение основных компонентов в верхнем и среднем поречии р.Дунай. Период 1953-1969 г. - u - постоянный генет. компонент; s - непостоянный генет.компонент.

Река и водочети	Генет. състав.	Процент.отношение между u и s спрямо месечния сумарен отток												
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Г.
Дунай при Регенсбурге	u	69	56	58	59	68	65	74	71	78	82	81	68	64
	s	31	44	42	41	32	35	26	29	22	18	19	32	36
Ин при Шердинге	u	84	77	79	63	50	44	45	52	73	83	84	83	59
	s	20	28	21	37	50	56	55	48	27	17	16	17	41
Дунай при Братислава	u	81	65	68	69	65	64	65	74	83	82	85	77	69
	s	19	35	32	31	35	36	35	26	17	18	15	23	31
Дунай при Мохаче	u	78	73	74	70	70	68	69	75	84	83	83	80	72
	s	22	27	26	30	30	32	31	25	16	17	17	20	28
Тисса при Сегеде	u	70	56	40	40	54	64	71	78	82	82	75	58	52
	s	30	44	60	60	46	36	29	22	18	18	25	42	48
Сава при Срем. Митров.	u	57	55	50	48	51	66	82	86	78	69	41	33	51
	s	43	45	50	52	49	34	18	14	27	31	59	67	49
Дунай при Оршове	u	69	65	63	59	63	70	81	85	83	86	65	58	67
	s	31	35	37	41	37	30	19	15	17	14	35	42	33

По данным таблицы и гидрографам /см.приложение/ установливаем, что в общем во всех станциях процент постоянной составляющей, т.е. стабильного стока велик - его средние годовые величины свыше 50 %. В продолжение годового цикла постоянный компонент колебается между 52 % и 86 %. Отмеченное обстоятельство являет обечнь важным, так как при гидрологических прогнозах этот генетический компонент может быть игнорирован, чем облегчается проводимый анализ.

Для гидрологических прогнозов больший интерес представ-

ляют данные с непостоянном компоненте который формируется водами отдельных паводков и водами во время полноводий.

Колебания непостоянной составляющей варьируют между 14 % и 48 % месячной величины суммарного стока. Наибольшие величины непостоянной составляющей в верхнем течении /Ин - Шердиг, Дунай-Братислава/ относятся к месяцам V, VI и VII, что объясняется интенсивным питанием рек снеговыми и ледниковыми водами высоких регионов Альп, а также водами летних осадков.

Непостоянная составляющая стока в среднем течении Дуная имеет наибольшие величины в III и IV /р. Тисса - Сегед/, поэтому воды непостоянной составляющей самого Дуная увеличиваются еще в IV /р.Дунай - Мохач/.

После впадения Тиссы нарастание непостоянного компонента дунайского стока перемещается еще на один месяц вперед - III.

Следующий большой приток Дуная - р.Сава обладает несколько различной от р.Тиссы генетической структурой стока и после впадения в Дунай вносит новые изменения в соотношение между генетическими составляющими стока главной реки. Бассейн р. Савы включает высокогорный участок, в котори соотношения генетических компонентов аналогично альпийским притокам Дуная. В связи с этим у ст.Сремска Митровица обнаруживаются большие величины непостоянной составляющей и в месяце V, т.е. максимальные величины наблюдаются в м.м. XII, IV и V. Такое же соотношение наблюдается у р.Дуная ниже Белграда, что видно по данным станции Оршова.

На приложенных к тексту графиках достаточно ясно выделяются как отдельные наводки так и фазы половодья, ход и изменения которого для каждого года можно проследить по течению главной реки.

При тщательном сравнительном анализе гидрографов устанавливаем, что они могут быть объединены в две группы: к первой группе можно причислить станции от Регенсбурга до Мохача /включительно/, характеризующие бассейн Дуная до впадения Тиссы, а в другую - станции на Тиссе, Саве и близкая к нашей западной гра-

нице станция Оршова. Причину такого разграничения мы усматриваем в гидрографических особеностях бассейна Дуная. Высокогорный тип речного режима в верхним течении Дуная наблюдается достаточно ясно не только у альпийских притоках Дуная, но и у главной реки при Братиславе. После этого на протяжении всей територии Венгрии главная река не получает более значительных притоков, в связи с чем на пограничной с Югославией станции Мохач гидрограф Дуная сохраняет конфирурация станций вверх по течению /см. например,гидрографи 1956,1958, 1962, 1963, 1964 г.г./.

Сходство слещующих терх гидрографов выражено хорошо, хотя и не так сильно как у предыдущих . В ряде графиков гидрограф р.Тиссы различается от гидрографа р.Савы, что естественно, так как существуют немало различний в условиях формирования стока этых двух рек. С другой стороны , гидрограф Дуная у Оршовы обнаруживает большое сходство с гидрографом р.Савы, чем с подобным р.Тиссы. Последнее обстоятельство объясняется как более близким расстоянием до этой реки так и большими величинами стока р. Тиссы.

Визуальный анализ гидрографов потверждается и конкретными количествеными характеристиками. Так коеффициент корреляции между р. Ин при Шердинге и Дунаем при Братиславе равен 0,92, р. Дунаем при Мохаче - 0,82, рекой Тиссой при Сегеде - только 0,30 и рекой Савой при Сремской Митровице - 0,23.

С другой стороны корреляционные коеффициенты между станциями внутри каждой указанной группи достаточно велики.

В редких случаях большие поводки или ясно выраженние полноводия в верхнем течении передаются вниз по течению с малой деформацией паводковой волни. Примером тому могут послужить частичное половодье в II, III и IV 1958 г., речные поводки в V 1961 г., X 1968 г. и др.

З а к л ю ч е н и е

Анализ генетической структуры дунайского стока,кратко изложенный в настоящем докладе, показывает, что гидрологические

прогнозы по Дунаю необходимо дифференцировать для двух основных частей бассейна: для верхней - от Регенсбурга до Мохача и для нижней - от устья р.Тиссы до ст.Оршова. Для гидрологических прогнозов, необходимых для болгарского участка реки, преимущественное значение приобретает нижняя часть бассейна.

При анализе генетических составляющих по данным станций в нижней части лучшая связь отмечена между р.Дунаем при Оршова, находящейся непосредственно перед нашим участком реки и р. Савой при Сремской Митровицей. Следовательно, наши гидрологические прогнозы должни основываться прежде всего на данных стока р.Савы, а также р.Тиссы. Данные станций, находящихся выше по течению, почти не имеют практического значения для наших прогнозов.

GENETISCHE STRUKTUR DES ABFLUSSES DES OBER- UND MITTELFLUSSLAUFES DER DONAU ALS GRUNDLAGE ZU HYDROLOGISCHEN PROGNOSEN

P. Pentschev, M.Kalinowa, K.Stojtschev

Z u s a m m e n f a s s u n g

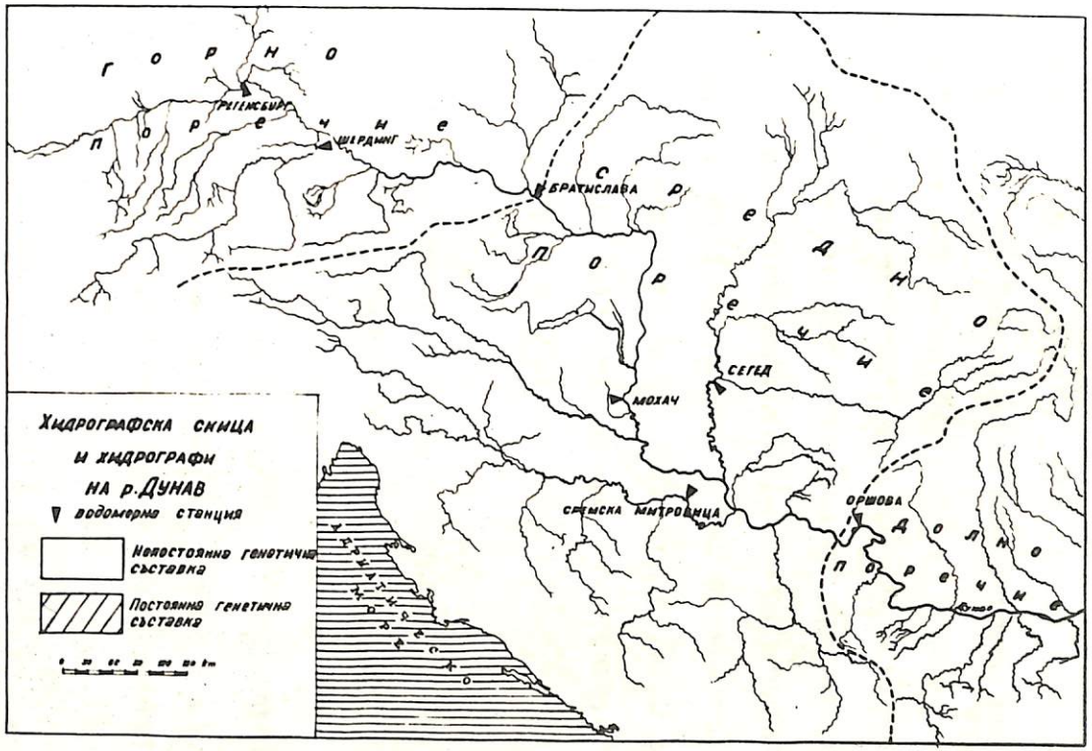
In der vorliegenden Arbeit wird die Verteilung der zwei Grundbestandteile der genetischen Struktur des Abflusses / des ständigen und des gelegentlichen/ im Hinblick ihrer Verwendung als Grundlage zu hydrologischen Prognosen untersucht.

Die Analyse gründet auf Hydrographen einer 15 jährigen Zeitperiode / 1953 - 1969 / von 7 im Ober - und Mittelflusslauf der Donau und ihrer wichtigsten Zuflüsse gelegenen Stationen. Die Hydrographen für die Tageswassermengen wurden aufgrund von Daten über die Modulkoeffizienten gezeichnet.

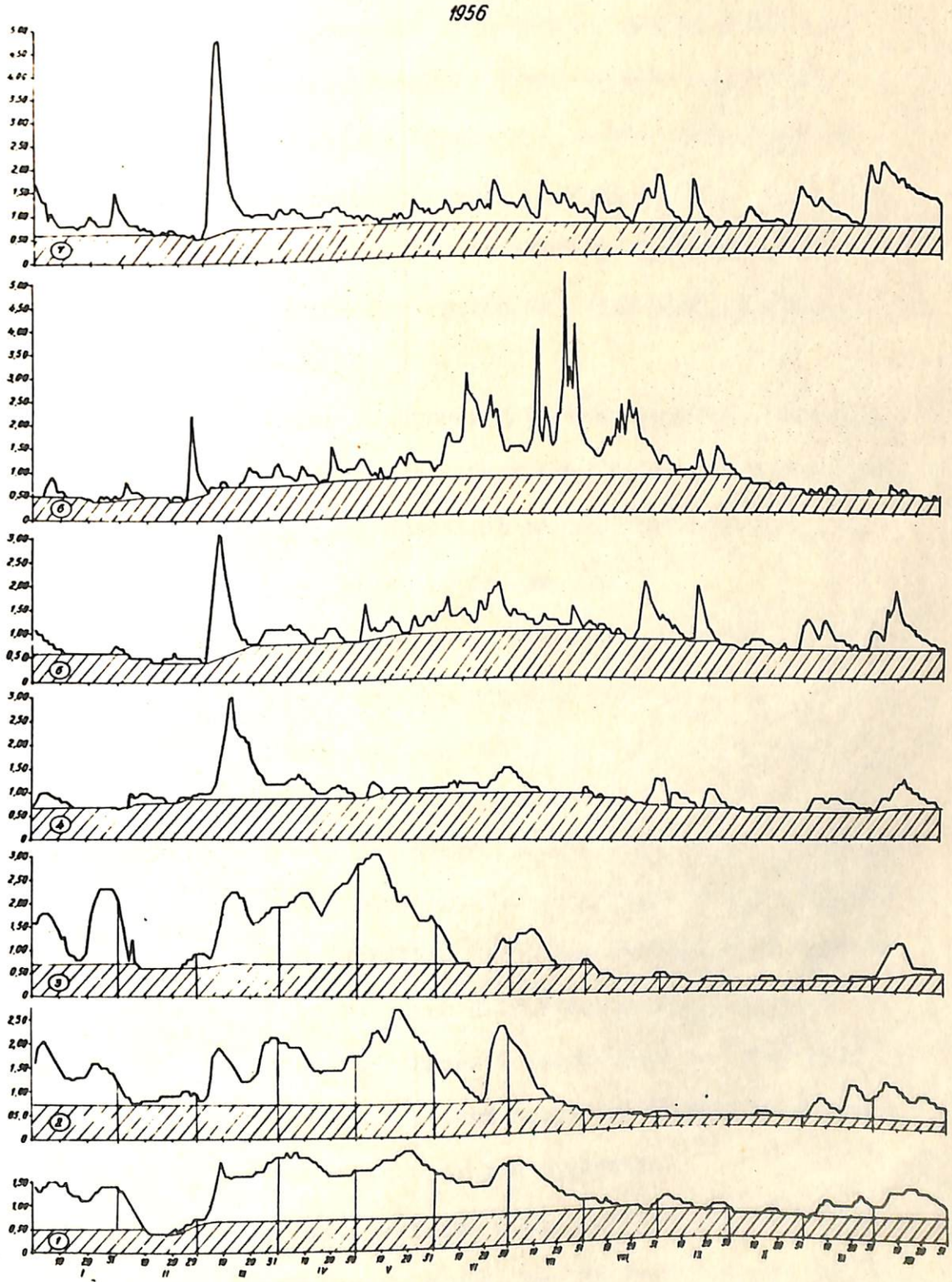
Die Gliederung des Abflusses ist auf den beigefügten Hydrographen aufgezeit und die quantitativen Charakteristiken auf Tab. I gebracht.

Aus der ausgeführten Analyse der ausgewerteten Daten über die genetische Struktur des Donauabflusses wird deutlich, dass die hydrologischen Prognosen in zwei Grundabschnitten des Flusslaufes differenziert werden müssensim oberen Flussabschnitt von Regensburg bis Mohac und in unterem von der Theissmündung bis zur Station Orschowa. Für die für den bulgarischen Flussabschnitt erforderlichen hydrologischen Prognosen ist fast gänzlich der untere Teil des Flusslaufes von Bedeutung.

Bei der Analyse der genetischen Komponenten bei den hydrometrischen Station en im unteren Teil stellt sich die beste Korrelation zwischen der Donau bei Orschowa, die unmittelbar vor unserem Flussabschnitt liegt, und dem Fluss Sawa bei Sremska Mitrowitza ein. Folglich haben unsere hydrologischen Prognosen vor allem auf den Hydrologischen Daten für den Fluss Sawa an erster, und auf diesen für den Fluss Theiss an zweiter Stelle zu gründen. Für unsere Prognosen sind die Angaben über die weiter im Oberlauf liegenden Stationen von fast Keiner Bedeutung.


Хидрографска скица
и хидрографи
на р.Дунав
водомерна станция
Непостоянна генетична съставка
Постоянна генетична съставка
Регенсбург
Шердинг
Братислава
Мохач
Сегед
Сремска Митровица
Оршова

1956



ПРЕДСТАВИТЕЛЬ БОЛГАРСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК:

1. ДИМО ВЕЛЬВ – академик, директор Института водых проблем София кв. Гео Милев IV бл. ул.36

Представитель Управлении гидрологии и метеорологии

2. КОСТАДИН СТАНЧЕВ – физик, кандидат физико-математических наук, начальник Управление, София бульв.Ленин 66

Главы делегаций стран-участниц УI Конференции:

3. ЕРНСТ ГЛАЗЕЛЬ – дипломированывей инженер, Центральная гидрафическая служба, А – 1030,Вена, Марксергасе, 2

4. БОРИС МАРЧИНКОВ – глава делегации Народной Республики Болгарии, професор, руководитель секции инженерной гидрологии Института водных проблем, София, кв. Гео Милев, IV бл. ул. 36

5. ЛАСЛО ТОДАР – глава делегации Венгерскои Народной Республики, инженер научнывей сотрудник Научно-исследовательского института водного хозяйства, Буда Пешт 6, ул.Ракоци 41.

6. РАЙНЕР КЕЛЛЕР – глава делегации Федеративной Республиги Германии профессор, доктор естествознания, профессор Института Географии Фрайбургского университетя,Фрайбург Д-78,Германы-Тардер-Штрассе, 11

7. ПОДАНИ МИРЧА – глава делегации Социалистической Республики Румынии, научный сотрудник Института гидрологии и метеорологии Бухарест.

8. САФОНОВ А.П – глава делегации СССР, инженер, Комитет СССР по МГД,Москва Д-376, пер.Павлика Морозова 12.

9. ОТО ДУБ – глава делегации Чехословацкой Социалистической, Республики, академик, Братислава, ул.Толстехо. 1.

10. РАДОМИЛО МАРКОВИЧ – глава делегации СФРЮ, инженер магистри доктор, заместитель директора Всесоюзной гидрометеорологическои службы, Бирчанинова 6, 11000 Београд

Представители международных организации

11. БОГОЯВЛЕНСКИЙ Ю Н – секретариат ЮНЕСКО, Париж

12. АФАНАСИЕВ А И – Дунайская комисия, Буда Пешт

УЧАСТНИКИ КОНФЕРЕНЦИИ:

АВСТРИЯ

13. КОНРАД ЦЕХАК – доктор философии, Центральний институт метеорологии и геодинамики, 1190 Вена, Гоже Варте 33.

14. ОТТО ГРУБЕР – дипломированный инженер, Управление строительства, А 1330 , Вена ГетцГассе 2

15. КУРТ ШИМОНЕК – – дипломированныи инженер, Управление Электростанции на р.Дунае, А 1011 Вена, Паркринг,12

16. АНТОН УРБАН – дипломированный инженер, Управление Электростанции на р.Дунае, А 1011 Вена, Паркринг, 12

17. ГЕРХАРД МУНД – дипломированный инженер, доктор, Управление Электростанций Иохенштейн на р. Дунае, Пассау, Инштрассе, 10 а

18. СЕП ВАЙНГЕРТНЕР – дипломированный инженер, доктор, Институт мелиорации, 1180, Вена, Грегорменделштрассе, 33

19. ГЕХАРД МАРЕК – дипломированный инженер, Гидрографическая служба – Линц А – 4020 Линц – Дунай, Кернтперштрассе 12

20. ГЕХАРД ШИЛЕР – дипломированный инженер, доктор, Управление электрохозяйства Австии, А-1010 Вена, АМХОФ 6 А

21. РОБЕРТ КИРНБАУЕР– дипломированный инженер, Высше техническо училище – Институт гидравлики, исследование вод и водного хозяйства А – 1040 Вена, Карлсплац 13.

ВЕНГЕРСКАЯ НАРОДНАЯ РЕСПУБЛИКА

22. ПЕТЕР БАРТА – инженер-гидролог, Научно-исследовательский институт водного хозяйства и"ВИТУКИ"

ФЕДЕРАТИВНАЯ РЕСПУБЛИКА ГЕРМАНИИ

23. ВАЛТЕР УНБЕХАУЕН – дипломированный инженер, Баварская служба исследования вод, Д – 8000 Мнонхен, Принцрегентен штрассе 24.

24. ГЕЛЬМУТ ЗЕЙФЕРТ – дипломированный инженер, Министерство транспорта, Боны Штернштрассе 100.

25. ГАНС ПЕРЧ – дипломированный инженер, Дирекция водного хозяйства и судоходства, Д – 84 Регенсбург 2, Кумпфмюлерштрассе 6.

26. ГАНСИОРГ ВИЙЗЕР – дипломированный инженер, Служба исследованний вод, Баден – Вюртемберг, 75 Карлсруэ, Хебелштрассе 2–4.

27. НОРБЕРТ ТИЙС – дипломированный инженер, Служба исследований вод, 75 Карлсруэ, Хебелштрассе 2–4.

28. УЛРИХ ДЕ ХААР – доктор, естествознании, Немецкое научно- иссле-

довательское общество, 53 БОНН - БАД, Годесберг, Кеннедиаллея 40

29. ХАРТМУТ ВИТТЕМБЕРГ - дипломированный инженер, Институт гидротехнических сооружений университета в г.Карлсруэ, 75 Карлсруэ, Кайзерштрассе 12.

30. ФРАНЦ АЛЕШ -

ЧЕХОСЛОВАЦКАЯ СОЦИАЛИСТИЧЕСКАЯ РЕСПУБЛИКА

31. МИЛАН ГРУНЬ - инженер, Гидрометеорологический институт, Жилина, пл. СНП7.

32. ЯРОСЛАВ УРБАН - инженер, кандидат технических наук, Научно-исследовательский водохозяйственный институт Прага 6, Подбабска улица 219/30.

33. ЙОСИФ ПРОХАЗКА - инженер, кандидат технических наук, Научно-исследовательский институт водного хозяства Братислава, ул. Караовесна

34.ОТО МЕНДЕЛ - инженер, кандидат технических наук, Институт гидрологии и гидравлики САВ, 88146 Братислава Трнавска 20.

35. ЛЮДВИТ МОЛНАР - инженер кандидат технических наук Институт гидрологии и гидравлики САВ, 88146 Братислава Трнавска 20.

36. ОЛДРИШХ ЛИШКА - инженер, Гидрометеорологический институт Прага.

37. И. ЧАБАРТ – доцент, доктор, Научно - исследовательский институт мелиорации Збраслав.

38. ЗЕЛЕНИ – инженер, доктор, Научно-исследовательский институт мелиорации Збраслав

СОЮЗ СОВЕТСКИХ СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ РЕСПУБЛИК

39. ОНУФРИЕНКО В.Г. – доктор географических наук Украинский научно исследовательский гидрометеорологический институт, Киев, пр. Науки 105.

40. САКОВСКАЯ Н.П. – ст. инженер, Государственный гидрологический институт, Ленинград. В.О., 2 линия, 23

41. РУМЯНЦЕВ В А – инженер, Государственный гидрологический институт, Ленинград, В.О., 2 линия, 23

42. ЛЯПУНОВА И.Б – н.с., Государственный гидрологический институт, Ленинград, В.О.9 2 линия, 23

43. АРДАШЕВА Г.В – ст. инженер, Государственный гидрологический институт, Ленинград, В.О., 2 линия 23

44. КЛИМОВА В.В. – ст. инженер, Гидрометцентр СССР, Москва ул. Большевская 9 - 13

45. ЖИДКОВА Л.В – ст. инженер, Управление гидрометеорологической службы Украинской ССР,Киев, ул. Золотоворотская, 6

46. БАЛАШОВА И.В – гидролог, Гидрометцентр СССР, Москва, ул. Большевиская 9-13

47. АЛЕШНЕВА В. Я – ст. инженер, Гидрометцентр СССР, Москва ул. Большевиская 9-13

48. КАРАКАШ В.С – гидролог, к.г.н. Гидрометцентр СССР,Москва ул. Большевисткая 9-13

49. ПОЛЬНОВА К.Н. – гидролог к.г.н., Гидрометцентр СССР, Москва ул. Большевисткая 9-13

50. ПАШОВА Л.Т – гидролог, к.т.н., Украинский научно-исследовательский институт, Киев, Проспект Науки, 105

51. ДЕЛЕУР М.С – гидролог к.т.н., Государственный гидрологический институт, Ленинград, В.О., 2 линия 23

52. РОМАНЕНКО В.А. – гидролог к.т.н., Украинский научно-исследовательский институт, Киев, Проспект Науки, 105

53. МАКАРИЕВИЧ Ш.Н.– гидролог, к.т.н., Государственный гидрологический институт, Ленинград, В.О.,2 линия 23

54. САПОЖНИКОВ В.И – доктор географических наук Гидрометцентр СССР, Москва, ул. Большевисткая 9-13

55. ГИНЗБУРГ Б.М – доктор географчиских наук, Гидрометцентр СССР, Москва, ул. Большевисткая 9-13

56. ШАБЛЕВСКАЯ В А – инженер, к.г.н., Институт водных проблем АН СССР, Москва. ул. Садово – Черногрязская, 13/21.

СОЦИАЛИСТИЧЕСКАЯ ФЕДЕРАТИВНАЯ РЕСПУБЛИКА ЮГОСЛАВИЯ

57. БРАНИСЛАВ ВУКЕЧЕВИЧ – инженер, Всесоюзная гидрометеорологическая служба, Бирчанинова 6,11000 Београд

58. МИЛОРАД МИЛОШЕВИЧ – инженер, Всесоюзная гидрометеорологическая служба, Бирчанинова 6,11000 Београд

59. МИХАИЛО АНДЖЕЛИЧ – инженер, Всесоюзная гидрометеорологичная служба, Бирчанинова 6,11000 Београд

60. РАДИВОЕ ДРАЖЕТА – естествено-математические науки,Всесоюзная гидрометеорологическая служба, Бирчанинова 6,11000 Београд

61. ДРАГАН ЯНКОВИЧ – инженер, Управление гидрометеорологической службы С.Р. Сербии, бульв. И.Н.А. 8

62. СЛАВКО МАКСИМОВИЧ – дипломированный метеоролог, Управление гидрометеорологической службы С.Р. Сербии бульв. И.Н.А. 8

63. ДУШАН РАКОЧЕВИЧ – инженер, Водохозяйственный институт "Ярослав черни", Београд

64. СТЕВАН ПРОХАЗКА – инженер, Водохозяйственый институт "Ярослав черни", Београд

65. МИОДРАГ БОЖИНОВИЧ – инженер, Водохозяйственный институт "Ярослав Черни", Београд

66. ТАСЕ СТОЕВ – инженер, Гидрометеорологический институт Скопие.

67. ДАНЕ АНДРЕЕВСКИ – инженер, Гидрометеорологический институт, Скопие.

68. МИЛОРАД РАДАКОВИЧ –инженер, Водохозяйственная организация ДТД " Западная бачка", Сомбор, ул. Войводяк-ска 19

69. ВЕСЕЛИН ТОШИЧ – инженер, Управление гидрометеорологической службы С.Р. Сербии, Београд

70. ОГНЯН БОНАЦЦИ – инженер, к.т.н. Дирекция для р.Савы, Загреб

71. ТАТЯНА ДЖОРДЖИЕВИЧ– метеоролог, Управление гидрометелужбы С.Р. Сербии, бульв. И.Н.А. 8.

НАРОДНАЯ РЕСПУБЛИКА БОЛГАРИИ

72. ПЕТЪР ПЕНЧЕВ - профессор, Софийский государственыей университет.

73. СТЕФАН ВАСИЛЕВ - профессор, к.т.н., инженер, Высший инженерно-строительныи институт, София

74. ПЕТКО БЕШИНСКИ - ст.н.с.к.т.н. инженер, Управление гидромет-службы, бульв. Ленина 66 София

75. КАЛЧО ИВАНОВ - ст.н.с. к.г.н. Институт гидрологии и метеорологии, София

76. ЩИЛЯН РАЙНОВ - профессор, Высший инженерно-строительный институт София

77. ИЛИЯ НИНОВ - доцент, Высший инженерно- строительный институт, София

78. АЛЕКСАНДЪР ПЕТКОВ-ст.н.с.к.т.н., инженер, Институт гидрологии и метеорологии, София

79. ТОДОР ПАНАЙОТОВ - ст.н.с.к.т.н., инженер, Институт гидрологии и метеорологии, София

80. ДИМИТЪР ПЕЧИНОВ - ст.н.с.к.т.н., инженер, институт гидрологии и метеорологии, София

81. СТРАХИЛ ГЕРАСИМОВ-ст.н.с. к.т.н. инженер, Институт гидрологии и метеорологии, София

82. СТЕФАН СТЕФАНОВ - ст.н.с., физик, Институт гидрологии и метеорологии София

83. РАДОЙ ПАПАЗОВ - ст.н.с. к.т.н., инженер, Институт водных проблем София.

84. ПЕТЪР НИКОЛОВ - н.с. к.г.н., Институт гидрологии и метеорологии

85. ДИМИТЪР МАНДАДЖИЕВ - н.с.к.т.н. инженер, Институт гидрологии и метеорологии, София

86. ГЕОРГИ ГЪРГОВ - н.с., инженер, Институт гидрологии и метеорологии София

87. ЕКАТЕРИНА ЗЛАТЕВА - н.с., инженер, Институт гидрологии и метеорологии София

88. ИВАН НЕНОВ - н.с. инженер, Институт гидрологии и метеорологии София

89. РАНГЕЛ МИНЧЕВ - н.с. инженер, Институт гидрологии и метеорологии София

90. ДИМИТЪР ДИМИТРОВ - инженер, Управление гидрологии и метеорологии, София

91. ГАНЧО СТОЯНОВ - инженер, Управление гидрологии и метеорологии София

92. ДЕЧО РУЛЕВ - инженер, Институт гидрологии и метеорологии София

93. НЕЛИ СТЕФАНОВА - инженер, Управление гидрологии и метеорологии София

94. ВЕНЕТА ГИГОВА - инженер, Управление гидрологии и метеорологии София

95. ЙОРДАН НИКОЛОВ - инженер Управление гидрологии и метеорологии София

96. ВАСИЛ ДЖЕЛЕПОВ - инженер, Управление гидрологии и метеорологии София

97. ДРАГАН ДРАГАНОВ - специалист, Управление гидрологии и метеорологии София

98. АЛБИНА ЗЛАТАРОВА - специалист, Управление гидрологии и метеорологии, София

99. КРУМ ПАПАЗОВ - специалист, Управление гидрологии и метоорологии, София

100. СТЕФКА ИГОВА - специалист, Управление гидрологии и метеорологии, София

101. ИОРДАН СТЕФАНОВ - инженер, главный специалист, Министерство лесного хозяйства и охраны природной среды, София

102. МЛАДЕН МАДЖАРСКИ - инженер, главный инженер, Министество лесного хозяйства и охраны природнвей среды, София

103. ЦЕЦА ПЪРВУЛОВА - инженер, главный специалист Министерства лесного хозяйства и охраны природный среды, София

104. БОЖИЛИР УРУМОВ - инженер, главный специалист, Министерства лесного хозяйства и охраны природной среды София

105. СТЕФАН ИОРДАНОВ - инженер, главный специалист, Министерства лесного хозяйства и охраны природной среды София

106. АТАНАС АТАНАСОВ - инженер, главный специалист, Министерства лесного хозяйства и охраны природной среды София

107. ВИКТОРИЯ ГАНЧЕВА - инженер, н.с., Инотитут водных проблем София

108. АЛЕКСАНДЪР РОЖДЕСТВЕНСКИ - н.с., НИИОРС, Варна

109. АНКА ЦЕНОВА - инженер, зам.главного инженера НИПИН Водоканалпроект, София

110. СТЕФАН СТЕФАНОВ - инженер, нач. отдел НИПИН Водоканалпроект, София

111. АПОСТОР СОТИРОВ - инженер, нач. отдел НИПИН Водоканалпроект, София

УПРАВЛЕНИЕ ХИДРОЛОГИЯ И МЕТЕОРОЛОГИЯ
ПРИ БЪЛГАРСКА АКАДЕМИЯ НА НАУКИТЕ

VII КОНФЕРЕНЦИЯ НА КРАЙДУНАВСКИТЕ СТРАНИ
ПО ХИДРОЛОГИЧНИ ПРОГНОЗИ /5-10.VI.1973 г./

СЪОРНИК ДОКЛАДИ
/на руски и немски език/

Пор.№ 45/30.VI.1975 г.
Тираж 130 Формат 1/8 от 700/1000

Печатница на Управление Хидрология и метеорология
София, бул.Др.Цанков 6