



КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER
ÜBER HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN

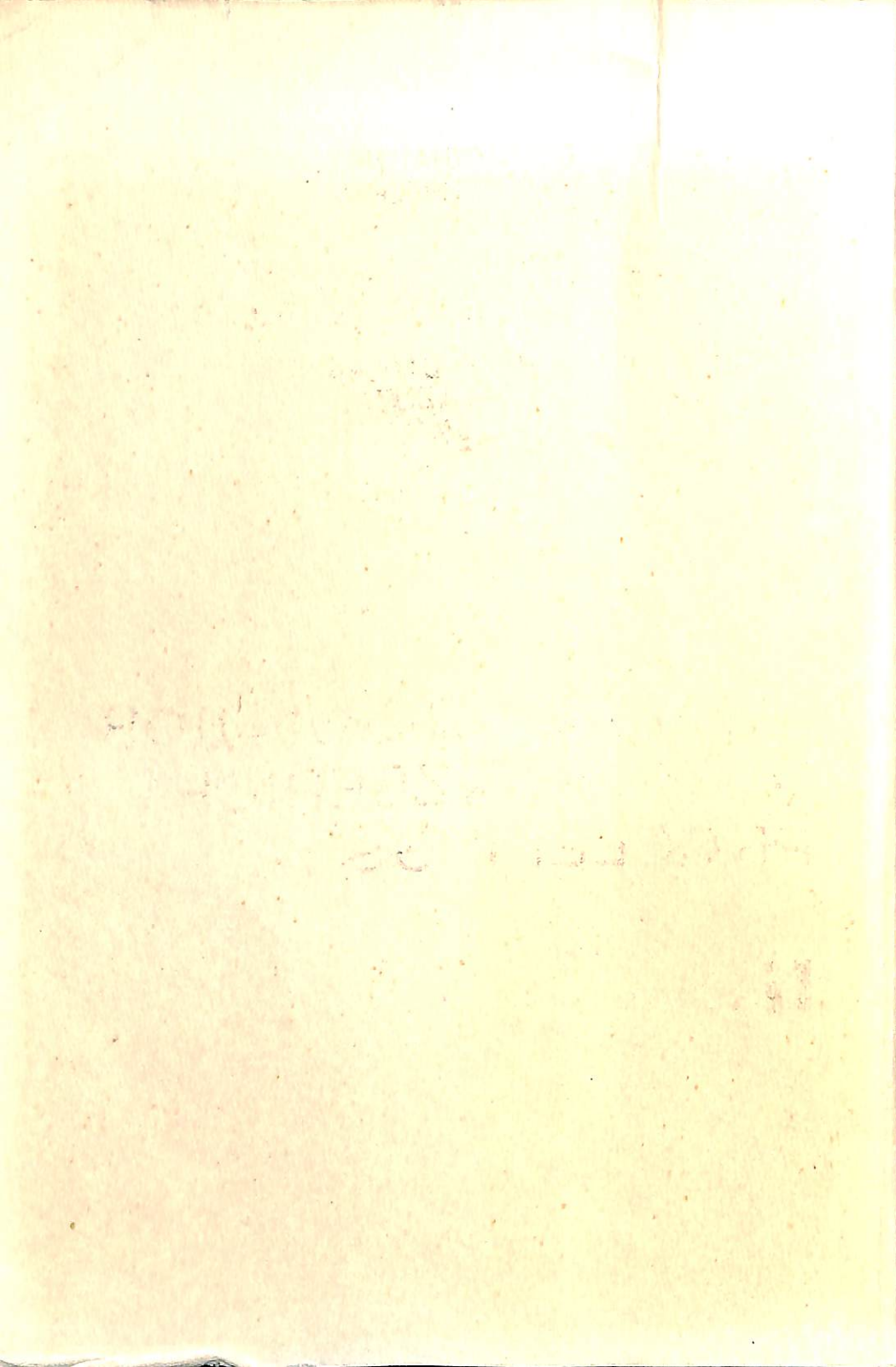
CONFERENCE OF THE DANUBIAN
COUNTRIES ON HYDROLOGICAL
FORECASTING

Bucharest - Romania, 26-29. X. 1982

СБОРНИК ДОКЛАДОВ
KONFERENZBERICHT
PROCEEDINGS



361-644



III.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ БОЛЬШОЙ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТИ И НА ПРОДОЛЖИТЕЛЬНЫЙ ПЕРИОД ДЛЯ МАКСИМАЛЬНЫХ, СРЕДНИХ И МИНИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ И УРОВНЕЙ

HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN FÜR LANGE ZEITSPANNE UND MIT GROSSER VORHERSAGEDAUER FÜR HOCHSTABFLÜSSE UND HOCHSTWASSERSTÄNDE, MITTLERE UND NIEDRIGSTABFLÜSSE UND WASSERSTÄNDE

HYDROLOGICAL FORECASTS FOR LONG-RANGE AND WITH LONG ANTICIPATION TIME FOR MAXIMUM AVERAGE AND MINIMUM DISCHARGES AND LEVELS

ПРОГНОЗЫ СТОКА КРУПНЫХ РЕК НА ОСНОВЕ РАСЧЕТА
ВОДНОГО БАЛАНСА АТМОСФЕРЫ НАД БАССЕЙНОМ

Малинин Валерий Николаевич,
Смирнов Николай Павлович
Ленинградский гидрометеорологический институт
Ленинград, СССР

DIE VORHERSAGE DES ABFLUSSES VON GROSSEREN FLUSSEN AUF
GRUND DER WASSERHAUSHALTSBERECHNUNG DER ATMOSPHERE UBER
DEM WASSERBECKEN

ZUSAMMENFASSUNG

Es wird die Begründung des Schemas für die Wassermengen-
prognose der Ströme gegeben, das auf der Vorberechnung
der den Abfluß formenden Hauptfaktoren beruht. (Feuchte-
vorrat in der Schneedecke und die Befeuchtung in Herbst).
Dabei wird die Gleichung der Wasserbilanz der Atmosphäre
angewandt. Am Beispiel des Wolgabassins werden die Abhän-
gigkeiten für die Prognosen des Jahres- und Frühjahrsab-
flusses gezeigt. Es wird die Beurteilung der Bewertung
der Versuchsprognosen gegeben.

BIG RIVERS RUNOFF FORECAST ON THE CALCULATION BASE OF
ATMOSPHERE WATER BALANCE OVER THE BASIN

ABSTRACT

A justification of prognostic flow diagram for large rivers
based on pre-calculation of the major flow-forming factors
(snow cover moisture content and autumn humidification) as
per atmospheric water balance equation has been given.
Prognostic relationships for flow are presented, the Volga
basin serving as an example. The validity of experimental
forcasts has been estimated.

В последние годы уравнение водного баланса атмосферы получает все более широкое распространение в гидрологических расчетах и прежде всего в исследованиях крупномасштабного водного баланса [2-8, 10-14]. При этом были получены обнадеживающие результаты. В частности, уравнение водного баланса атмосферы (ВБА) позволяет достаточно надежно вычислить для крупных территорий такие трудноопределяемые традиционными гидрологическими методами компоненты водного баланса как суммарные изменения запасов поверхностных и подземных вод, испарение, снеготазасы и др.

Поскольку величина запасов влаги в снежном покрове относится к числу наиболее важных факторов, определяющих последующий речной сток, то естественно предположить, что уравнение ВБА может быть использовано также в целях прогноза стока. Впервые такая задача была поставлена в работе авторов в 1974 г. [6]. В настоящем докладе рассматриваются основные принципы построения прогностической схемы стока крупных рек с преимущественно снеговым питанием на примере бассейна Волги, играющего исключительно важную роль в экономике СССР.

Как известно, уравнение водного баланса атмосферы над речным бассейном можно представить в виде

$$\langle \Delta W \rangle + \langle \nabla \cdot \vec{F} \rangle = \langle E - P \rangle \quad (I)$$

где черта сверху означает осреднение во времени, а скобки - осреднение по пространству.

Из уравнения (I) следует, что изменения влагосодержания атмосферы (ΔW) в некотором объеме атмосферы, ограниченном снизу площадью речного бассейна, а сверху - высотой, выше которой влажностью можно пренебречь, обусловлены разностью между оттоком и притоком водяного пара через вертикальные грани объема ($\nabla \cdot \vec{F}$) и разностью между испарением (E) и осадками (P) на территории бассейна. В данном уравнении не учитываются изменения водозапаса атмосферы и разность между горизонтальным оттоком и притоком воды (в облаках) в рассматриваемый объем.

Сравнительная оценка левых членов уравнения (I) показывает, что основной вклад в формирование водного баланса атмосферы вносит $\nabla \cdot \vec{F}$. Характерной особенностью ВБА является то обстоятельство, что точность расчета левых членов уравнения (I) повышается с увеличением пространственно-временного масштаба осреднения.

Наиболее детально точность вычисления $\langle \nabla \cdot \vec{F} \rangle$ исследовалась

Е. Расмуссоном [14] и В.Н.Малининым [4]. Используя ряд упрощений, Расмуссон для площади водосбора в форме квадрата со стороной ℓ получил простую формулу для оценки стандартной ошибки вычисления

$$\eta_{\nabla \cdot \bar{F}} = \frac{\eta_F}{\sqrt{N \times M}} \frac{4}{\ell}$$

где η_F - ошибка в определении интегрального потока водяного пара, перпендикулярного к периметру бассейна, N - число аэрологических станций, M - количество наблюдений в сутки.

Величина $\eta_{\nabla \cdot \bar{F}}$ была вычислена для 4-х идеализированных бассейнов различной площади для заданных значений η_F и $N \times M$. Полученные результаты позволили Расмуссону сделать вывод, что вычисление $\langle \nabla \cdot \bar{F} \rangle$ по данным существующей сети зондирования атмосферы представляет первоочередной интерес для оценки регионального водного баланса на территориях 10^6 км^2 и более.

Несколько иной подход использован В.Н.Малининым. Уравнение водного баланса системы "подстилающая поверхность - атмосфера" для средних многолетних условий имеет вид

$$\langle \bar{Q} \rangle = \langle \overline{\nabla \cdot \bar{F}} \rangle$$

где \bar{Q} - речной сток. Поскольку погрешность определения среднегогодового стока, как правило, не превышает $\pm 3\%$, то рассчитав $\langle \overline{\nabla \cdot \bar{F}} \rangle$ для различных по площади речных бассейнов можно определить и стандартную ошибку $\eta_{\nabla \cdot \bar{F}}$. В результате расчетов была получена следующая зависимость

$$\eta_{\nabla \cdot \bar{F}}' = 151.3A^{-1.57} + 3 \quad (2)$$

где $\eta_{\nabla \cdot \bar{F}}'$ в %, а A в 10^5 км^2 .

Как видно из выражения (2), относительная ошибка $\langle \overline{\nabla \cdot \bar{F}} \rangle$ уменьшается с увеличением A и для площадей 10^6 км^2 точность вычисления $\langle \overline{\nabla \cdot \bar{F}} \rangle$ становится сравнимой с точностью определения речного стока. Относительно интервала временного осреднения τ получено, что для $A \geq 10^6 \text{ км}^2$ величины $\langle \overline{\nabla \cdot \bar{F}} \rangle$ могут быть рассчитаны с достаточной для практических целей точностью при $\tau \geq 7$ суткам.

В соответствии со схемой Рейнольдса представим $\langle \overline{\nabla \cdot \bar{F}} \rangle$ как

$$\langle \overline{\nabla \cdot \vec{F}} \rangle = \langle \nabla \cdot \vec{F} \rangle + \langle \overline{\nabla \cdot \vec{F}'} \rangle$$

где первый член справа характеризует приток (отток) водяного пара за счет среднего движения атмосферы, а второй член - за счет вихрей синоптического масштаба. Расчет $\langle \nabla \cdot \vec{F} \rangle$ не вызывает особых затруднений и может быть осуществлен по среднемесячным аэрологическим данным на изобарических поверхностях по следующей формуле

$$\langle \nabla \cdot \vec{F} \rangle = \frac{1}{A_g} \oint_{L_0}^{\rho_0} \bar{v}_n \bar{q} \, dp dL$$

где g - ускорение силы тяжести, V_n - нормальная составляющая скорости ветра, q - удельная влажность, p_0 - давление у поверхности земли, L - периметр контура, стягивающего площадь A .

Значительно более сложную проблему представляет оценка $\langle \overline{\nabla \cdot \vec{F}'} \rangle$, особенно при необходимости выполнения расчетов за длительный период времени. Это связано с трудоемкостью обработки огромных массивов ~~средне~~ аэрологических данных. В принципе, эти трудности можно избежать, если решить задачу параметризации члена $\langle \overline{\nabla \cdot \vec{F}'} \rangle$.

Не касаясь проблем параметризации, представляющих самостоятельный интерес, в данной работе воспользуемся результатами одного из авторов [3], обнаружившего статистическую связь между $\langle \nabla \cdot \vec{F} \rangle$ и $\langle \overline{\nabla \cdot \vec{F}'} \rangle$, причем характер ее оказался существенно различным для периодов накопления (октябрь-март) и расходования (апрель-сентябрь) влаги в бассейне. Регрессионные уравнения для периодов накопления ($\tau = 0,84$) и расходования ($\tau = 0,82$) влаги соответственно имеют вид

$$\langle \overline{\nabla \cdot \vec{F}'} \rangle = 0.72 \langle \nabla \cdot \vec{F} \rangle - 27.12 \quad (3)$$

$$\langle \overline{\nabla \cdot \vec{F}'} \rangle = 1.22 \langle \nabla \cdot \vec{F} \rangle + 11.02 \quad (4)$$

Среднеквадратические ошибки этих уравнений составляют 8,0 и 8,5 мм.

Очевидно, со статистической точки зрения данные уравнения не являются достаточно надежными, однако они хорошо отражают физический характер различий между периодами накопления и расходования влаги в бассейне.

Правая часть уравнения ВБА, т.е. разность "испарение минус осадки", в зимний период в первом приближении характеризует изменения снегозапасов, поэтому

$$\langle \overline{\Delta S_{\text{sn}}} \rangle = - \langle \overline{v \cdot \bar{F}} \rangle - \langle \overline{\Delta W} \rangle$$

В этом уравнении не учитывается величина водоотдачи из снега во время оттепелей, вклад которой в максимальный запас влаги в снежном покрове для бассейна Волги незначителен [5].

Запас влаги в снежном покрове перед началом снеготаяния, как уже указывалось выше, относится к числу наиболее важных факторов, обуславливающих сток. Весьма существенным является то, что его роль для прогноза стока возрастает по мере увеличения площади водосбора. В связи с этим еще в 1946 г. Б.Д.Зайковым [1] было высказано мнение, что объем весеннего половодья Волги, благодаря огромной площади ее бассейна на 90 % определяется зимними осадками.

Другим фактором, оказывающим значительное влияние на формирование стока, является осеннее увлажнение бассейна, в качестве которого можно принять величину $\langle \bar{P} - \bar{E} \rangle$. Есть основание считать, что роль осеннего увлажнения, очевидно, также возрастает с увеличением площади водосбора.

В результате в качестве рабочей гипотезы можно принять, что накопление влаги в региональных и крупных бассейнах к моменту половодья практически определяет сток в последующие месяцы до начала нового половодья, т.е. фактически годовой сток. При этом заметим, что годовой сток для рек с преимущественно снеговым питанием тесным образом связан с объемом половодья.

Накопление влаги в бассейне Волги происходит в сентябре-марте [3,5]. Устойчивый снежный покров устанавливается в середине ноября, а его интенсивное таяние начинается в конце марта. Из соображений удобства вычислений приближенно примем, что аккумуляция запасов влаги в снежном покрове происходит 4 месяца (декабрь-март), а продолжительность осеннего увлажнения составляет 3 месяца (сентябрь-ноябрь). Вклад осеннего увлажнения в суммарный запас влаги, накопленный в бассейне к началу половодья, для средних многолетних условий весьма значителен (~50%).

В связи с заметным влиянием хозяйственной деятельности на водный баланс бассейна [9] при разработке методики прогноза будем разрабатывать измеренные (фактические) величины годового и весеннего стока

(Q_y и Q_{sp}) и их восстановленные (естественные) значения ($Q_{yна}$ и $Q_{spна}$). Под весенним стоком здесь понимается сток за II квартал, который близок к объему стока за период половодья.

В отличие от годового стока, антропогенные изменения которого оценить весьма сложно, изменения весеннего стока под влиянием хозяйственной деятельности в основном обусловлены аккумуляцией его в водохранилищах и прудах. В связи с этим восстановленный весенний сток достаточно точно может быть определен как $Q_{spна} = Q_{sp} + \Delta S_{\alpha}$, где ΔS_{α} - изменения запасов влаги в водохранилищах Волжско-Камского каскада.

Запас влаги в снежном покрове ($\overline{S_{sn}}$) и осеннее увлажнение ($\overline{S_{\alpha}}$) были вычислены за 1965-1979 гг. для бассейна Волги до Куйбышева ($A = 1,2 \times 10^6 \text{ км}^2$), ниже которого боковая приточность крайне мала. Бассейн был аппроксимирован контуром из 12 аэрологических станций: Бологое-Бологда-Сыктывкар-Ивдель-Свердловск-Уфа-Оренбург-Куйбышев-Пенза-Тамбов-Рязань-Смоленск. При этом среднее расстояние между станциями составило 400 км.

Исходной информацией для выполнения расчетов послужили средние месячные аэрологические данные на основных изобарических поверхностях, дополненные данными на поверхностях 900 и 800 мб. Изменения влагосодержания атмосферы за декабрь-март ввиду их малости не учитывались, а за сентябрь-ноябрь принимались равными среднегодовым значениям. Сначала были рассчитаны величины $\langle \bar{v} \bar{F} \rangle$, а затем $\langle \bar{v} \bar{F} \rangle$, причем для октября-марта по формуле (3), а для сентября - по формуле (4).

Определенные на основе данных стандартной сети аэрологических станций величины $\langle \overline{S_{sn}} \rangle$ и $\langle \overline{S_{\alpha}} \rangle$ использовались для построения прогностических зависимостей с годовым и весенним стоком. Заметим, что во всех случаях рассматривался один и тот же 11-летний период (1965-1975 гг.). Значения $\langle \overline{S_{sn}} \rangle$ и $\langle \overline{S_{\alpha}} \rangle$ за 1976-1979 гг. были использованы на следующем этапе для оценки оправдываемости прогнозов.

Прежде всего выполним сравнение накопленных к началу половодья запасов влаги в снежном покрове, вычисленных с помощью уравнения ВБА и по снегомерным съемкам. В последнем случае снегозапасы рассчитывались по данным 600 полевых маршрутов, в связи с чем осредненные для бассейна значения суммарных снегозапасов определялись по формуле

$$\langle \overline{S'_{sn}} \rangle = (1-d) \langle \overline{S'_{fi}} \rangle - d \langle \overline{S'_{fo}} \rangle$$

где d - коэффициент лесистости ($d = 0,45$), S'_{fi} и S'_{fo} - снего-

запасы в поле и в лесу, причем принято $S_{f_0} / S_{f_i} = 1,15$.

Оценки суммарных запасов влаги в снежном покрове за 1969-1979 гг., вычисленные указанными выше способами, а также значения разности "осадки минус испарение" за зимний (декабрь-март) сезон приводятся в табл. I. Осадки были определены по данным около 650 станций в Приволжском УГКС, а испарение принято постоянным и равным 22 мм.

Таблица I

Оценка суммарных запасов влаги в снежном покрове в бассейне Волги, определенных по снегомерным съемкам (S_{Sn}^I) и с помощью метода-ББА (S_{Sn}^{II}) за период 1969-1979 гг. в мм

	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1969-1979
<i>REZUME</i>												
S_{Sn}^I	123	122	115	86	122	128	108	138	111	120	140	119
S_{Sn}^{II}	135	249	154	129	155	164	168	170	167	189	233	174
$\bar{P} - \bar{E}$	122	268	166	140	151	158	155	193	164	181	247	177

Из табл. I видно, что между величинами S_{Sn}^I , с одной стороны, и S_{Sn}^{II} и $\langle \bar{P} - \bar{E} \rangle$, с другой, - наблюдаются значительные различия систематического характера, которые вряд ли могут быть объяснены полностью лишь наличием водоотдачи из снега во время оттепелей. Очевидно, в связи с большой неравномерностью залегания снегового покрова, обусловленной локальными факторами (рельеф местности, растительный покров) существенную роль в формировании систематической погрешности может играть нерепрезентативность снегомерных маршрутов и их недостаточное количество.

Графики связи величин $\langle S_{Sn} \rangle$ с годовым и весенним стоком приводятся на рис. I. Нетрудно видеть, что величины годового измеренного и весеннего восстановленного стока, за исключением 3-х маловодных лет (1967, 1973, 1975 гг.) существенным образом зависят от запаса влаги в снежном покрове, причем теснота связи в обоих случаях примерно одинакова. Одновременно можно отметить малую информативность величин $\langle S_{Sn} \rangle$ по отношению к формированию объема стока в маловодные годы. Использование в качестве предиктора значений снегозапасов, определенных по снегомерным съемкам, показало, что связь их с величинами стока значительно хуже.

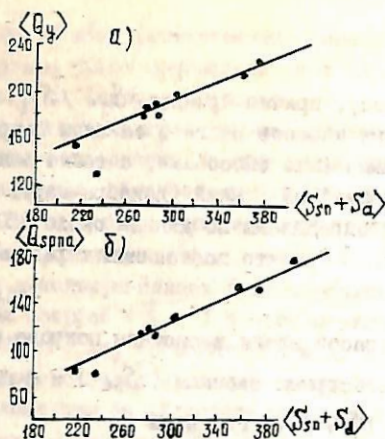


Рис.1. График связи годового измеренного (а) и весеннего восстановленного (б) стока Волги у Куйбышева с величинами максимального запаса влаги в снежном покрове

Роль осеннего увлажнения для прогноза стока наглядно видна из рис.2, на котором представлены графики связи значений суммарного накопления влаги в бассейне к началу половодья ($\langle S_{sn} + \bar{S}_a \rangle$) с величинами стока. По сравнению с рис.1 теснота связи значений $\langle S_a + \bar{S}_{sn} \rangle$ с годовым и весенним стоком существенно повышается, причем из всей совокупности точек на графике для весеннего стока отделилась лишь одна (1973 г.). Это обусловлено тем, что осеннее увлажнение в значительной мере влияет на водопоглотительную способность почвы в период снеготаяния. При прочих равных условиях, чем выше осеннее увлажнение, тем ниже водопоглотительная способность бассейна и тем выше весенний сток.

Связь между $\langle \bar{S}_{sn} + \bar{S}_a \rangle$ и величинами стока почти линейна. Для годового стока (исключая 1973 и 1975 гг) коэффициент корреляции составляет $r = 0,95$, а для весеннего стока (исключая 1973 г.) он равен $r = 0,90$. Соответствующие уравнения регрессии, имеющие прогностический характер, приводятся ниже.

$$\langle Q_y \rangle = 0,39 \langle S_{sn} + S_a \rangle + 74,00 \quad (5)$$

$$\langle Q_{spring} \rangle = 0,43 (\langle S'_{sn} + S'_a \rangle) - 6,00 \quad (6)$$

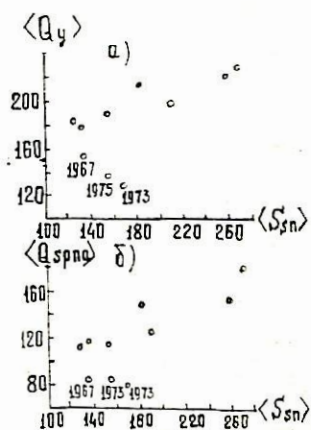


Рис.2. График связи годового измеренного (а) и весеннего восстановленного (б) стока Волги у Куйбышева с величинами суммарного накопления влаги в бассейне к началу половодья

Таким образом, суммарное накопление влаги в бассейне почти полностью определяет годовой и весенний сток Волги.

Дальнейшее уточнение прогностических зависимостей (5) и (6) должно относиться к более полному учету условий, влияющих на формирование объема стока в маловодные годы. Так, анализ предшествующего летнего (июнь-август) увлажнения маловодных 1973 и 1975 гг. показал, что разность $(\bar{P} - \bar{E})$ была значительно ниже нормы. Аномалия летнего увлажнения в 1972 г. составила - 78 мм, а в 1974 г. - 31 мм, в результате к началу половодий 1973 и 1975 гг. суммарный запас влаги в бассейне соответственно равнялся 232 и 206 мм. Нетрудно видеть, что использование этих данных позволяет уменьшить разность между предвычисленными и реально измеренными годовыми величинами стока (табл.2). Однако, некоторое различие в измеренных и предвычисленных значениях стока сохраняется, да и вряд ли оно может быть устранено полностью, поскольку в маловодные годы по сравнению с многоводными безвозвратные потери на испарение в бассейне существенно выше.

Оценка возможности использования формул (5) и (6) в прогностических целях была осуществлена на независимых данных для 1976-1979гг. Сравнение предвычисленных и наблюдаемых величин стока для ука-

Таблица 2

Оценка роли аномалий предшествующего летнего увлажнения для предвычисления стока маловодных лет в мм/год

Годы	Предвычисленный Годовой сток по ф-ле (5) без уче- та летнего увлаж- нения	Предвычисленный годовой сток по ф-ле (5) с уче- том летнего увлаж- нения	Годовой измерен- ный сток	Разность II и IV граф	Разность III и IV граф
1973	195	164	137	58	27
1975	166	154	130	36	24

занных лет приводится в табл. 3. Заметим, что допустимая ошибка прогноза, равная $\Delta_{\text{доп.}} = 0,674 \delta$, для годового стока составляет 24 мм, а для весеннего стока - 17 мм.

Как видно из табл.3, погрешность прогноза годового и весеннего стока за исключением многоводного 1979 г. не выходит за пределы допустимой ошибки, поэтому оправдываемость опытных прогнозов в целом можно признать удовлетворительной.

Таблица 3

Сравнение предвычисленных с помощью метода водного баланса атмосферы и фактических значений стока Волги у Куйбышева в мм

Год	Годовой измеренный сток		Весенний восстановительный сток	
	Q выч.	Q набл.	Q выч.	Q набл.
1976	154	159	82	86
1977	159	149	88	105
1978	206	222	139	124
1979	231	258	167	143

Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о принципиальной возможности создания методики детального прогноза годового и весеннего стока Волги на основе метода ВБА. Достоинством предлагаемого подхода является то, что он, во-первых, основан исключительно на данных стандартной сети аэрологических станций и не требует про-

ведения каких-либо специальных экспедиционных исследований, а, во-вторых, при установлении территориально-общих зависимостей $\langle Q \rangle$ от $\langle \overline{S_{\text{ос}}} + \overline{S_{\text{ос}}} \rangle$ может быть использован для прогноза стока в крупных административных или экономических районах, границы которых, как правило, не совпадают с водоразделами речных бассейнов.

Есть также основания предполагать, что метод ВБА может быть применен для прогноза стока рек не только с преимущественно снеговым питанием. В работе Маркуса, Салати и Сантоса [11], посвященной изучению переноса водяного пара над бассейном Амазонки, выполнено сравнение величин $\langle Q \rangle$ и $\langle \nabla \cdot F \rangle$ за 1972-1975 гг., которое показало возможность прогнозирования стока Амазонки с заблаговременностью 3 месяца на основе данных о $\langle \nabla \cdot F \rangle$. По-видимому, данный подход может быть использован и для прогноза водности Дуная, однако, для этого необходимы исследования водного баланса атмосферы над бассейном.

Дальнейшее усовершенствование предлагаемой методики прогноза стока состоит в необходимости оценки весеннего увлажнения за период подъема половодья и учета степени дружности весны, т.е. оценки интенсивности снеготаяния. Представляется, что для определения этих факторов также можно использовать только внешние параметры, т.е. метеорологические (высотные и приземные) данные.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Зайнов Б.Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня. Труды НИУ ГУГМС, 1946, сер. IV, вып. 38, 50 с.
2. Калинин Г.П., Кузнецова Л.П. О расчете элементов водного баланса атмосферы и гидросферы. Водные ресурсы, 1972, № 1, 15-31.
3. Малинин В.Н. Расчет составляющих водного баланса атмосферы и их использование в гидрологических целях. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. географ. наук, Л., 1978, 21 с.
4. Малинин В.Н. К оценке точности расчета дивергенции потока водяного пара. Труды ААНИИ, 1977, т. 362, 40-49.
5. Малинин В.Н., Румянцев В.А. Оценка водного баланса крупных речных бассейнов с использованием аэрологической информации. Труды ГГИ, 1981, вып. 282, 43-50.
6. Малинин В.Н., Скляренко В.Л., Смирнов Н.П. К изучению водного баланса бассейна Волги по аэрологическим данным. Водные ресурсы, 1974, № 6, 74-84.
7. Мальхотра Г.П., Бок П. Водный баланс Северной Америки и ее субрегионов, составленный на основе данных об атмосферном потоке влаги. В кн.: "Вопросы Мирового водного баланса" Л., Гидрометеиздат, 1972, 211-238.
8. Чернова Н.П. Формирование водного баланса р. Параны в связи с

притоком и оттоком влаги через атмосферу. *Метеорология и гидрология*, 1976, № 12, 83-91.

9. Шикломанов И.А. Антропогенные колебания водности рек. Л., Гидрометеоздат, 1979, 302 с.

10. Alestalo K., Savijärvi H. Experiences with the use of the aerological method in evaporation studies in north-western Europe. *Nordic Hydrol.*, 1977, vol. 8, N 1.

11. Marques J., Salati E., Santos M. A divergência do campo do fluxo de vapor d'água e as chuvas na região Amazonica. *Acta amazon.*, 1980, vol. 10, N1, 133-140.

12. Rasmussen J.L. Atmospheric water balance and hydrology of the upper Colorado river basin. *Water Resources Res.*, 1970, vol. 6, N 1.

13. Rasmussen E.M. Atmospheric water vapor transport and the hydrology of North America. Cambridge, Massachusetts, 1966, 170 p.

14. Rasmussen E.M. Hydrological application of atmospheric vapour flux analyses. WMO, No. 476, Geneva, 1977, 50 p.

ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ ВЕСЕННЕГО СТОКА
РЕКИ ДУНАЯ

Петер Барта, Габор Балинт, Научно-исследовательский центр
водного хозяйства, Будапешт, Венгрия

LONG-TERM FORECASTING OF THE SPRING RUNOFF
ON THE DANUBE

The snow accumulation process in the Danube basin is assessed by computer programs developed to process operational data on snow resources. The expected volume of the spring runoff can be predicted for the sub-catchments on the basis of stored water in the snow at the end of February and the expected precipitation and temperature anomalies, respectively. The peak stages can also be predicted with acceptable accuracy on the Danube and Tisza rivers for unimodal flood peaks. Earlier versions of the forecasting method are used in the operational work. Conclusions are drawn for the general applicability of long-term forecasting methods.

LANGFRISTVORHERSAGE FÜR DEN
FRÜHLINGSDURCHFLUSS DER DONAU

Der Schneekonzentrationsprozess kann auf dem Einzugsgebiet der Donau mit Hilfe der für die operative Verwendung der Schnee daten ausgearbeiteten Schneevorratsrechenprogramme untersucht werden. Die Erwartungsmenge des Frühlingshochwassers kann berechnet werden, aufgrund des am Ende Februars auf den Teileinzugsgebieten als Schnee gespeicherten Wasservorrats, des voraussichtlichen Niederschlags und der Temperaturanomalien. Mit unimodalen Hochwasserwellen berechnend, kann man die maximalen Wasserstände mit ausreichender Genauigkeit vorhersagen. Vorhergegangene Versionen des vorgestellten Vorhersageverfahren sind schon in der Praxis angewandt worden, und daraus kann man schon Schlussfolgerungen ziehen, bezüglich der allgemeinen Anwendbarkeit der Langfristvorhersagen.

ВВЕДЕНИЕ

Уже в прошлом веке появился спрос на долгосрочные прогнозы весеннего стока [1]. В условиях рек Дуная и Тисы существует физически обоснованная возможность прогнозирования весеннего стока с заблаговременностью 1-3 месяца. В целях этого необходимо знать объем и распределение снеготзапасов по бассейнам. Существующая система международного обмена обеспечивает оценку снеготзапасов крупных регионов. Данные снеготмерных постов обрабатываются на основании схематического представления высотного распределения толщины снежного покрова.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА В РАЙОНЕ АЛЬП И КАРПАТ

Гидрологический режим реки Дуная и его притоков в весенний период во многом определяется снеготзапасами водосборов. Снеговая составляющая имеет особую роль в режиме рек района Альп и, хотя водосборы рек Карпатского региона имеют меньшее распределение по высоте таблица 1, горная часть бассейна играет решающую роль в формировании весеннего стока.

Помимо различной орографии региона, имеют место значительные отклонения и в климатическом разрезе между районом Альп и северной и восточной частями Карпат, что в свою очередь сказывается на формировании снежного покрова. На основании обработки данных последних 10-20 лет установлено, что средние многолетние декадные значения высоты снежного покрова распределяются по высоте почти линейно. Максимальные запасы снега, как правило, наблюдаются в последней декаде февраля или в первой декаде марта. Наблюдается сходный характер аккумуляции в Альпах и Карпатах, но интенсивности накопления снега здесь значительно отличаются друг от друга. Согласно общим климатическим особенностям наибольшие снеготзапасы наблюдаются в Баварских Альпах, а наименьшие - в Восточных и Южных Карпатах на территории СРР.

Линейное распределение снежного покрова выражается зависимостью:

$$\bar{h}_i = a + bH_i$$

где: H_i - высота над уровнем моря (или средняя высота зоны) в метрах; a, b - параметры, значения которых приводятся в таблице 2; \bar{h}_i - средняя высота снежного покрова на высоте H в см.

Величины a и b можно считать постоянными для данного водосбора для заданной даты. Данные таблицы 2, помимо климатических законо-

Высотное распределение водосборов (км²)

Высота над уровнем моря	РЕГИОН				
	Дунай-Братислава	Дунай-Надьмарош	Тиса-Тисабеч	Тиса-Полгар	Тиса-Сегед
0 - 200	5850	24000	500	14850	53900
200 - 500	51325	71250	1850	23880	38590
500 - 1000	49800	58000	4150	17750	34250
1000 - 1500	10800	15000	2530	5070	9180
1500 - 2000	5400	6925	600	1000	2180
2000 - 3000	6900	6950	50	150	320
3000 - 4000	1125	1125	-	-	-
	131200	183250	9700	62720	138420
Высота над уровнем моря	РЕГИОН				
	Самош-Чегер	Бодрог-Фелшеберецки	Х. Кереш-Дема	Марош-Мако	
0 - 200	1280	4260	12450	3600	
200 - 500	7200	4025	4100	10000	
500 - 1000	4800	3600	2400	12000	
1000 - 1500	1600	480	630	3400	
1500 - 2000	250	20	120	1230	
2000 - 3000	150	-	-	-	
	15280	12385	19700	30400	

мерностей, выражают и особенности наблюдательной сети, факторы которой при обработке данных трудно разделить. В отдельные годы накопление снега происходит весьма различным образом, но линейный рост с высотой сохраняется, что может быть использовано в целях интерполяции между высотными зонами и восстановлениями данных.

В результате большой вариации снеготазпасов из года в год в целях долгосрочного прогноза весеннего стока необходимо иметь актуальный объем влагозапасов в снегу в конце зимы.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СНЕГОЗАПАСОВ

На водосборе Дуная существует достаточно густая сеть снегомерных постов, данные которых входят в международный обмен информацией. Данное обстоятельство делает возможным оценить снеготазпасы отдельных высотных зон крупных водосборов как среднеарифмитическое данных наблюдений постов в исследуемой зоне. Таким образом оцениваются снеготазпасы реки Дуная с замыкающим створом г. Братислава и с. Надьмарош и реки Тисы с. Полгар и г. Сегед.

В том случае, когда целью ставится определение снеготазпасов более мелких водосборов, то существующий объем исходных данных в большинстве случаев уже недостаточен для проведения расчетов. Особенно сказывается это при расчетах зон выше 1000 метров над уровнем моря. В целях решения такой проблемы необходимо применять инполяционно-экстраполяционные расчеты.

При решении необходимо учитывать закономерности распределения снежного покрова. Аккумуляционный процесс снега происходит различным образом в отдельных частях бассейна, темпы накопления снеготазпасов отличаются друг от друга, но общей чертой является приблизительно линейное распределение толщины снега по высоте. Данное обстоятельство дает возможность рассчитать средние значения высоты снежного покрова в отдельных высотных зонах крупных бассейнов, состоящих из отличающихся друг от друга по своему характеру режима образования снежного покрова подбассейнов. Средние значения определяются как арифмитическое среднее всех значений или же данные по отдельным подбассейнам взвешиваются по площади. Несмотря на то, что оценочные значения снеготазпасов, полученные указанным путем, могут отличаться от реального объема влаги на поверхности водосбора, поскольку существующее распределение толщины снега не всегда соответствует линейному описанию, предполагается, что они пропорциональны и таким образом могут служить в качестве предикторов.

Параметры зависимости, определяющие высотное распределение средних значений высоты снежного покрова $h_i = a + bH_i$

H_i - высота над уровнем моря

Декада	Баварские Альпы		Словацкие Карпаты		Восточные Карпаты	
	a	b	a	b	a	b
Декабрь, III	-37,8	0,084	5	0,035	3	0,009
Январь, I	-42,7	0,095	10	0,041	5	0,012
Январь, II	-47,6	0,106	15	0,046	8	0,012
Январь, III	-53,4	0,119	20	0,053	10	0,015
Февраль, I	-58,6	0,130	20	0,057	10	0,017
Февраль, II	-70,7	0,141	12	0,063	7	0,021
Февраль, III	-86,8	0,158	6	0,068	4	0,024
Март, I	-96,4	0,161	0	0,070	0	0,025
Март, II	-106,4	0,164	-14	0,071	-14	0,028
Март, III	-116,7	0,167	-29	0,073	-18	0,020

Для реализации указанной расчетной схемы составлена машинная программа на языке "ФОРТРАН" для ЭВМ типа Р-10, которая обеспечивает обработку данных около 550 снегомерных постов на водосборе реки Дуная и Карпатском регионе и получение оценочных значений снегозапасов отдельных территорий.

В периоде накопления снега еженедельно рассчитываются снегозапасы по усредненным значениям отдельных водотоков зон для водосборов с замыкающими створами:

Дунай - г. Братислава

Тиса - с. Полгар

Тиса - г. Сегед.

Применяя линейное высотное распределение, определяются снегозапасы для следующих водосборов:

Дунай - г. Братислава

РЕЗУМЕ

Дунай - с. Надьмарош

Тиса - с. Тисабеч

Тиса - с. Полгар

Тиса - г. Сегед

Бодрог - с. Фелльеберецки

К. Кереш - с. Дема

Марош - г. Мако

ПРОГНОЗЫ ВЕСЕННЕГО СТОКА

Среди известных методов долгосрочных прогнозов метод водного баланса имеет наибольшую физическую обоснованность и условия его применения даны для бассейна Дуная в результате большой обусловленности процессов формирования весеннего стока. Снегозапасы в горных частях водосборов определяют значительную часть стока, лишь незначительная часть весеннего стока формируется за счет осадков, выпадающих в периоде заблаговременности.

Высотное распределение бассейна благоприятно влияет на возможность долгосрочного прогнозирования. Снеготаяние в различных высотных зонах наступает в различное время, так помимо прогнозов объема весеннего половодья открывается возможность предвычисления временного распределения стока.

Имея прогноз температуры и осадков на весну, прогнозную зависимость можно выразить в форме:

$$L = f(H_w, \Delta C, \Delta T)$$

(2)

где: L - объем стока за март-май в расчетном створе в км³; H_w - объем снегозапасов на водосборе в конце февраля в км³; ΔC - ожидаемая аномалия осадков в %-ах от средней многолетней величины; ΔT - ожидаемая аномалия температуры воздуха на водосборе в °С.

В 1975 году в Научно-исследовательском институте водного хозяйства (ВИТУКИ) были разработаны графические корреляционные зависимости прогнозов [2]. Исходя из этой работы и используя данные последних лет, было проведено уточнение этих зависимостей и выражений в численной форме, учитывая некоторую нелинейность связей. В качестве примера приведены полученные зависимости для створов Братислава и Будапешт на Дунае.

Дунай - г. Братислава

$$L = 0,439 + 1,72(H_w + 0,1\Delta C) - 0,021(H_w + 0,1\Delta C)^2 + 0,03\Delta T \quad (3)$$

где обозначения те же самые, что и в (2), все величины отнесены к данному створу, коэффициент стаивания имеет размерность км³/°С.

Дунай - г. Будапешт

$$L = -12,5 + 3,794(H_w + 0,1\Delta C) - 0,083(H_w + 0,1\Delta C)^2 + 0,043\Delta T \quad (4)$$

Подобные зависимости были определены для различных створов рек Дунай и Тисы.

В практике прогнозирования используются долгосрочные месячные прогнозы метеорологических элементов. Ошибки прогнозов весеннего стока в большинстве случаев оставались в пределах +20-30%.

ИТОГИ

Прогнозы весеннего стока основаны на оценке снегозапасов водосборов. Данные снегомерных постов бассейна реки Дуная обрабатываются с помощью схематичного представления распределения снегозапасов по высоте, которое реализуется машинной программой на ЭВМ. Ежедневно определяются объемы влаги в снежном покрове для основных створов рек Дунай и Тисы, а также ее притоков. Можно ожидать некоторое развитие возможной оценки путем применения дистанционных методов.

ИТЕРАТУРА

- [1] BOGDÁNFY, Ö.: A téli csapadék és a Tisza tavaszi árvizei. Matematikai és Természettudományi értesítő Budapest, 1898 p. 489-505.
- [2] HIRLING, Gy.: Hosszúidejű tájékoztatások a tavaszi árvizi vízszonyokról. VITUKI Témabeszámoló, Budapest, 1975.
- [3] PÉCZELY, Gy.: A felszíni vízbevétel rendszere a Duna felső és középső vízgyűjtőjén. Az Országos Meteorológiai Szolgálat kisebb kiadványai N 37. Budapest, 1971.
- [4] WMO: Guide to Hydrometeorological Practices. WMO N 168. Geneva, 1975.
- [5] BÁLINT, G., BARTHA, P.: Large scale assessment of snow resources for forecasting spring flow, Hydrological Aspects of Alpine and High Mountain Areas (Proceedings of the Exeter Symposium, July 1982) IAHS Publ. No. 138.

РЕЗУМЕ

ВОЗМОЖНОСТЬ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
БЕСЕННЕГО СТОКА В БАССЕЙНЕ Р. ТИСЫ

Бела Новаки, Институт водного хозяйства, Будапешт, Венгрия

POSSIBILITIES FOR LONG-TERM SPRING RUNOFF
FORECASTING IN THE TISZA BASIN

The spring high flows in the period of March-April are highly correlated with the past winter precipitation and with the spring precipitation simultaneously occurring with the melting. The correlation coefficient of precipitation-runoff relations based upon these two factors is as high as 0.75 for the majority of the 14 catchments investigated in the Tisza basin. On the basis of winter precipitation only, successful forecasts are very rare. On the other hand, suitable forecasts of the spring flow can only be achieved by forecasting spring precipitation too. According to the investigations if two-month ahead precipitation forecast were done for three categories, i.e. "below average", "average" and "above average", then the rate of successful runoff predictions was at least 60 per cent in most cases. (A forecast is considered successful if its error lies within the limits of $\pm 0.674 \sigma$). The rate of success in extreme cases is only about 50 per cent yet still higher than the use of climatic forecasts.

DIE MÖGLICHKEITEN VON LANGFRISTVORHERSAGEN
FÜR DIE FRÜHLINGSHOCHWASSER IN DEM THEISS-TAL

Die Hochwässer zwischen März und Mai stehen in näherem Kontakt mit dem vorhergegangenen Winterniederschlag und den während der Frühlingsmelzperiode gefallenen Niederschlägen. Die Korrelation zwischen dem, in dieser Weise berechneten Niederschlag und dem Abfluß in den meisten der untersuchten 14 Teileinzugsgebiete ist minimum 75 %. Gute Vorhersage kann in den meisten Einzugsgebieten vom Schnee allein nicht erreicht werden - die Frühlingsabflußvorhersagen sollen sich auf dem vorhergesagten Frühlingsniederschlag beruhen. Die Experimente haben bewiesen, daß die Berechnung mit für 2-Monate vorhergesagten 3 Niederschlagskategorien (Durch-

schnittlich kleiner, bzw. größer als der Durchschnitt), ergibt im Allgemeinen eine 60-70 %-ige Vorhersagegenauigkeit. (Gute Vorhersagen sollen nach den Vorschriften eine Effektivität über 0,674 haben). Die Effektivität der Extremfällen ist etwa 50 %, aber noch immer viel besser als die der normativen Entscheidungen.

Прогнозирование весеннего стока с более длительной заблаговременностью может оказать значительную помощь при решении различных оперативных водохозяйственных задач, прежде всего оперативных задач противопаводковой защиты и задач по эксплуатации водохранилищ. Настоящий доклад исследует возможности этого прогнозирования в бассейне реки Тисы. В исследованиях использовались данные сборника [2], составленного при разработке водных балансов для бассейна реки Тисы. Сборник содержит средние по водосборам величины месячных осадков, испарения и стока для 26 водосборов за период 1890-1918 гг., в отдельных случаях за период 1921-1958 гг. Подобный сборник по данным более поздних лет не был составлен.

ОБЩИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕСЕННЕГО СТОКА

В бассейне реки Тисы весенний период характеризуется значительным ростом поверхностного стока. В этот период реки получают пополнение от таяния снежного покрова, накопленного зимой, и от осадков, выпадающих во время таяния снега. Основные природные характеристики формирования весеннего стока были выявлены еще в конце прошлого века [1].

Год можно разделить на два периода: период накопления и период расходывания влаги; формирование весеннего стока относится ко второму периоду. Накопление влаги начинается уже в конце лета, в начале осени, когда вследствие понижения температуры испарение не может сбалансировать осадки и сток. Большая часть осадков, особенно в первой половине периода накопления влаги, впитывается вглубь земли, а начиная с ноября, накапливается в снежном покрове. Накопление влаги продолжается до конца февраля, на отдельных - в первую очередь равнинных - территориях до конца марта. Расходывание накопленной влаги начинается в начале марта и продолжается до сентября и особенно интенсивно происходит в первой половине этого периода: в марте - мае. Например, запас влаги в конце февраля в ст. Тисабеч на водосборе Тисы в среднемголетнем разрезе составит 137 мм, 96%-ов которого уходит с водосбора в марте-мае (рис. 1).

СВЯЗЬ ВЕСЕННЕГО СТОКА С ОСАДКАМИ

Период весеннего стока охватывает март-май месяцы. На основании данных за 1890-1918 годы средние величины весеннего стока изменяются на исследуемых водосборах бассейна Тисы от 34 до 237 мм, в то время как дисперсия - от 12 до 69 мм (таблица 1).

Из факторов, определяющих формирование весеннего стока, наиболее важными являются водоотдача снежного покрова и осадки за период снеготаяния. Количество воды в снежном покрове может характеризоваться количеством зимних осадков. За период зимних осадков, расчетным для весеннего стока, принимается тот период, суммированные зимние осадки за который имеют наиболее тесную связь с величиной весеннего стока. Последним месяцем этого расчетного периода является февраль, а первый месяц является переменным в зависимости от физико-географических условий водосбора. На рис. 2 изображены изменения величины коэффициента корреляции между весенним стоком и зимними осадками в зависимости от постепенного увеличения периода, предшествующего весеннему стоку. В зависимости от того, что коэффициент корреляции в каком месяце достигает свою максимальную величину, бассейн реки Тисы можно разделить на три части. Накопление зимней влаги, учитываемой при расчете весеннего стока на водосборах рек Кереш, Самош и Марош, начинается уже в ноябре, рек Тисы и Бодрога - в декабре, а для рек Красна, Береттье, Шаю, Хернад и Задьва - в январе.

Коэффициенты корреляции между весенним стоком и зимними осадками изменяются для отдельных водосборов от 0,19 до 0,70 (табл. 1).

Другим важнейшим фактором формирования весеннего стока являются осадки за март-апрель. Коэффициенты корреляции между количеством осадков за эти месяцы и величиной весеннего стока изменяются от 0,50 до 0,80 (табл. 1). Эти связи оказываются более тесными, чем связи весеннего стока с зимними осадками.

Между зимними и весенними осадками наблюдается слабая и, как правило, положительная связь. Их одновременный учет в зависимостях с тремя переменными типа

$$Y_{III-V} = f(X_{I-II}, X_{III-IV})$$

где: Y_{III-V} - весенний сток, X_{I-II} и X_{III-IV} - осадки приведет к увеличению коэффициента множественной корреляции по сравнению с любыми из зависимостей между двумя переменными и для 10 водосборов достигает значения 0,74-0,83 (табл. 1).

Согласно проведенным исследованиям, учет осадков за другие периоды или учет распределения осадков внутри рассматриваемых периодов в некоторой мере увеличивает корреляцию или не оказывает на нее никакого влияния.

ПРОГНОСТИЧЕСКИЕ УРАВНЕНИЯ И ИХ ОЦЕНКА

Использование уравнений (1) для практического прогнозирования ограничивается возможностью предсказания осадков. Чтобы использовать эти уравнения для прогнозирования весеннего стока как можно раньше, т.е. в начале марта, необходимо прогнозировать количество осадков за март-апрель с заблаговременностью 2 месяца. Поскольку эта задача в настоящее время еще не решена, более целесообразным является формулировка требования гидрологических прогнозов к прогнозу осадков таким образом, чтобы это требование можно было удовлетворить с более высокой вероятностью, в то же время это не привело к ухудшению регрессионных связей в такой мере, что помешало бы их практическому применению.

В этом смысле были преобразованы уравнения для прогноза таким образом, что их применение не требовало более, чем прогноз осадков по трем категориям: осадки за март-апрель выше средних, средние и ниже средних. Средними считаются осадки, если они отличаются от средней величины осадков \bar{X} не более, чем на величину их дисперсии σ_x . Уравнение для прогноза весеннего стока приобретает вид:

$$Y_{III-V} = \underline{b} \cdot X_{I-II} + \underline{a}$$

где \underline{a} - соответствует средней величине осадков для данной категории и оценивается по фактическим данным ряда наблюдений. Коэффициенты \underline{a} и \underline{b} приведены в таблице 2 по трем категориям осадков для 13 водосборов бассейна реки Тисы.

Прогностические уравнения оцениваются следующим образом. При отсутствии прогноза в оперативных задачах водного хозяйства можно вынести, как правило, лишь нормативное решение, т.е. решать по средней величине. В более широком смысле каждая прогностическая зависимость, по которой можно вынести более обоснованное решение, чем нормативное, считается приемлемой.

Распределения абсолютных разностей между прогнозированными и фактическими величинами весеннего стока, а также абсолютных разностей фактических величин от средней изображены для водосбора реки Тисы ст. Тисабеч на рис. 3. Разности, т.е. ошибки прогноза выражены в отношении к дисперсии. Видно, что как бы не была выбрана величина допустимой

ошибки, прогноз по уравнениям (2) всегда является более успешным, чем прогноз по норме. Вероятность успешных прогнозов при принятии допустимой ошибки в пределах $0,6-0,7 \sigma_y$ достигает 0,75, в то время вероятность успешного прогноза по норме - лишь 0,43. Еще в большей степени проявляется преимущество прогноза по уравнению 2 в области крайних значений весеннего стока. Крайними считаются такие значения, которые отличаются от среднего более, чем на величину дисперсии. На водосборе реки Тисы ст. Тисабеч вероятность успешного прогноза крайних величин весеннего стока достигает $0,50-0,60$, принимая при этом величину допустимой ошибки равной $0,4-0,6 \sigma_y$. При такой величине допустимой ошибки прогноз по норме не дает успеха.

В таблице 3 приведена оценка всех прогностических уравнений, составленных для 13 водосборов в бассейне реки Тисы. При оценке допустимая ошибка принималась равной $0,674 \sigma_y$. Вероятность успешных прогнозов для 6 водосборов превышает 0,70; для этих водосборов вероятность успешного прогноза над вероятностью успешного прогноза по норме составляет $0,20-0,25$. Это водосборы рек Тисы (у Тисабеч и Токай), Красна, Фехер-Кереш, Марош и Самош.

Примеры и результаты, изложенные в данном докладе, могут послужить в первую очередь методической основой для разработки оперативных прогнозов весеннего стока. Прежде всего целесообразно исследовать статистическую зависимость этих связей, привлекая при этом в обработку новейшие данные. Необходимо, чтобы этой задаче предшествовал сбор данных осадков, стока и прочих элементов за рассматриваемые в данном докладе периоды, а также их тщательная обработка.

ЛИТЕРАТУРА

- [1] VITUKI. Adatgyűjtemény a Tiszavölgy vízháztartásáról. Szerkesztette: Szilávik Lajos. Budapest, 1972.
- [2] BOGDÁNFY, Ödön: A téli csapadék és a Tisza tavaszi árvizei. A Magyar Tudományos Akadémia III. osztályának 1898. november 14-én tartott üléséről

таблица 1

Связь между весенним стоком и вызывающими осадками в бассейне р. Тиса

Река	Створ	Площадь водосбора, тыс. км ²	Весенний сток		Осадки, мм		Коэффициент корреляции между весенним стоком и		
			средний, мм	дисперсия, мм	зимние	весенние	зимними осадками	весенними осадками	площадью бассейна
1. Тиса	Тисабеч	9,7	237	69	215	251	0,19	0,80	0,83
2. Тиса	Шокой	49,5	134	45	158	199	0,44	0,77	0,81
3. Самош	Ченгэр	15,3	102	32	196	196	0,62	0,63	0,80
4. Красна	Азэрромайор	2,0	50	38	73	169	0,55	0,64	0,75
5. Беретте	Буйфалу	4,0	25	14	73	166	0,47	0,69	0,76
6. ш. Кэрэш	Кэрэшскал	2,5	117	45	176	194	0,43	0,59	0,67
7. Фялтэ-Кэрэш	Дююла	4,2	61	21	179	179	0,58	0,63	0,79
8. Фялтэ-Кэрэш	Шаркад	4,3	89	32	197	195	0,38	0,56	0,67
9. Марош	Моко	30,1	73	29	143	180	0,70	0,60	0,80
10. Бодрог	Шарошпатеж	13,0	130	49	157	175	0,35	0,75	0,77
11. Шайо	Фэлшежалла	6,4	74	35	59	165	0,50	0,69	0,81
12. Хэрнад	Хидашметти	4,5	93	33	58	172	0,35	0,76	0,78
13. Задреа	Ястелек	4,2	34	29	65	148	0,39	0,45	0,57

Таблица 2

Коэффициенты β и σ для прогнозистических уравнений

	β	осадки, ожидаемые в март - апрель		
		выше средних	средние	ниже средних
1.	0,281	279	177	83
2.	0,304	156	89	36
3.	0,367	58	27	-3
4.	0,492	47	11	-14
5.	0,124	28	16	3
6.	0,334	95	57	20
7.	0,206	41	24	7
8.	0,226	63	43	26
9.	0,463	24	5	12
10.	0,157	163	105	53
11.	0,504	83	39	17
12.	0,221	118	79	44
13.	0,344	31	12	-4

Таблица 3

Вероятность оправданности прогнозов

	По всем значениям весеннего стока		По крайним значениям весеннего стока
	прогноз по уровню (в)	прогноз по норме	
1.	0,75	0,43	0,50
2.	0,71	0,50	0,70
3.	0,79	0,50	0,80
4.	0,79	0,50	0,57
5.	0,64	0,39	0,64
6.	0,50	0,46	0,27
7.	0,75	0,46	0,50
8.	0,57	0,53	0,18
9.	0,79	0,54	0,50
10.	0,64	0,46	0,50
11.	0,63	0,47	0,60
12.	0,68	0,58	0,20
13.	0,65	0,41	0,57

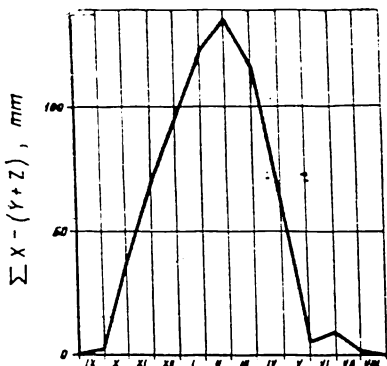


рис.1 Изменение влагозапасов на водосборе р.Иксы ст.Исабач (X - осадки, Y - сток, Z - испарение)

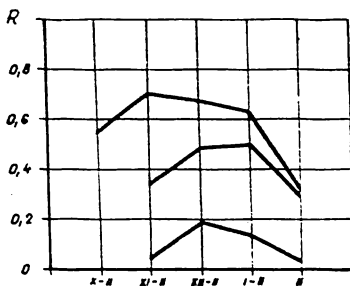


рис.2. Изменение R от периода зимних осадков (R - коэффициент корреляции между зимними осадками и весенним стоком)

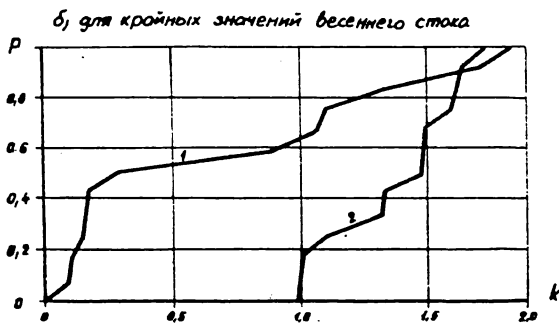
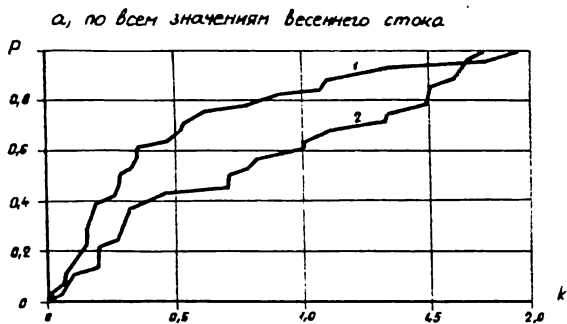
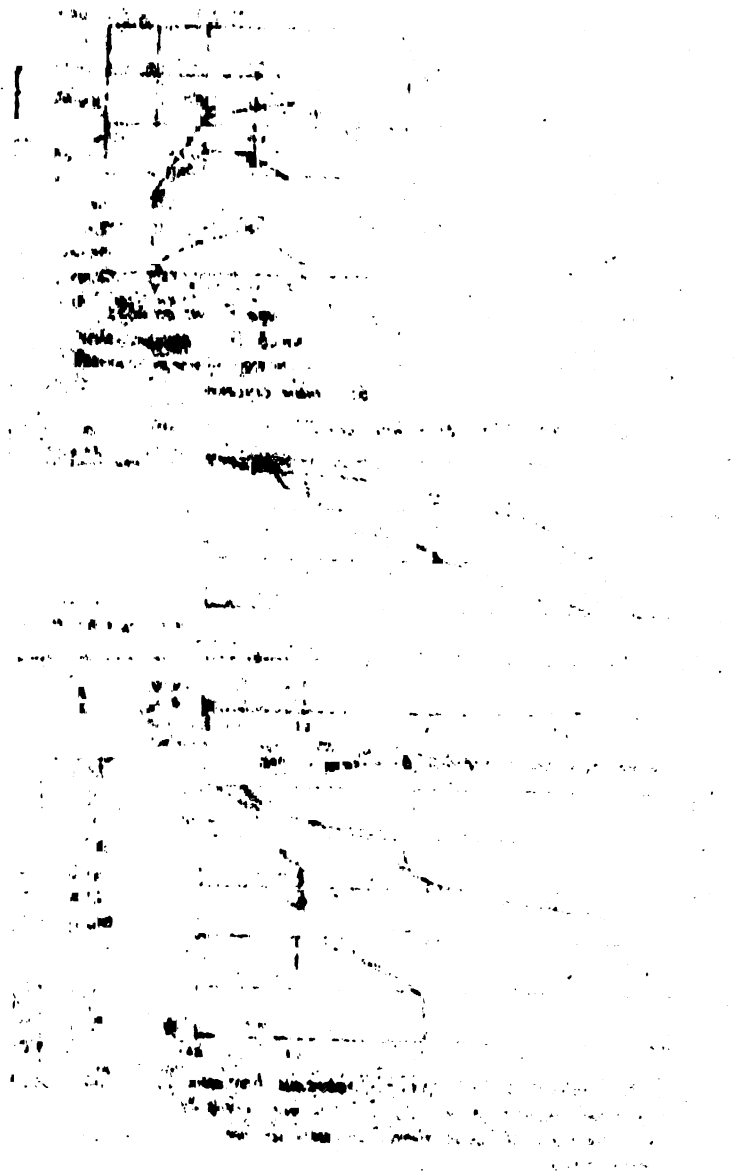


рис.3. Вероятность оправданности прогноза по уравнению (2) (линия 1) и по норме (линия 2) в зависимости от допустимой погрешности ($\sigma_{\text{пол}} = k \cdot \text{БЧ}$)



ДОЛГОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ СТОКА ГОРНОЙ РЕКИ НА ОСНОВЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Мухин В.М., Гидрометцентр СССР, Москва, СССР

LONG-RANGE FLOW FORECAST FOR THE MOUNTAIN RIVER BASED ON A MATHEMATICAL MODEL

ABSTRACT

A method is suggested for long-range flow forecasts of mountain rivers which uses the combination of a mathematical model of flow formation in mountains and the elements of traditional (empirical) forecasting techniques. The model comprises the irregularity of water input to the surface of the basin for each altitude zone, nonuniformity of snow cover and snow melting over each altitude zone and natural changes of certain model parameters. Sequential flow forecasts of the River Karadarya in the Soviet Central Asia are formulated for ten days, a month, three months and the vegetation season with the aid of the above method. It is possible to introduce the measurements of snow cover into calculations or to determine those values from meteorological data.

LANGFRISTIGE WASSERMENGENPROGNOSE EINES GEBIRGSFLUSSES AUF DER GRUNDLAGE DES MATHEMATISCHEN MODELLS

ANNOTATION

Es wird eine Methode der langfristigen Wassermengenprognose der Gebirgsflüsse vorgeschlagen, welche eine Kombination des mathematischen Modells der Abflussformierung in Gebirge mit den Elementen traditioneller (empirischer) Vorhersageverfahren ausnutzt. Im Modell wird die Ungleichmässigkeit des Zuflusses zur Oberfläche des Einzugsgebietes nach den Höhenzonen, die Ungleichmässigkeit der Schneelagerung und - Schmelze im Bereich jeder Höhenzone sowie gesetzliche Veränderung einiger Parameter des Modells berücksichtigt. Mit Hilfe der Methode werden Wassermengenprognosen des Flusses Karadarja im Mittelasien für eine Dekade, einen Monat, ein Quartal und für die ganze Vegetationsperiode fortlaufend zusammengestellt. Es ist möglich die gemessenen Schneevorräte in die Berechnung einzuführen, oder nach den meteorologischen Angaben zu berechnen.

В работе произведена проверка гипотезы о возможности сочетания элементов математической модели формирования стока с традиционными методами долгосрочных прогнозов стока горных рек. С помощью математической модели к моменту составления прогноза для каждой высотной зоны рассчитываются запасы воды в снежном покрове и количество воды, поступившей на поверхность бассейна от таяния снега и ледников, и от дождей.

Далее величины ожидаемого стока определялись двумя способами: 1) с помощью эмпирических связей между стоком и запасами воды в снежном покрове на различных высотах бассейна; 2) с помощью модели трансформации величины поступления пересчитывались в будущий сток.

Исследования выполнены по наблюдениям в бассейне р. Карадарьи. Она является притоком р. Сырдарьи, площадь ее водосбора до замыкающего створа - 12370 км². Площадь левобережной части (склон Алайского хребта) равна 8250 км², правобережной (склон Ферганского хребта) - 4120 км²; высоты - от 0,8 до 5,0 км. Исходными материалами служили данные о среднесуточных расходах воды, о суточных суммах осадков - на 16 станциях и постах, о среднесуточных температурах воздуха - на 7 станциях.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ПОСТУПЛЕНИЯ ТАЛОЙ И ДОЖДЕВОЙ ВОДЫ НА ПОВЕРХНОСТЬ БАСЕЙНА

Расчет осадков на любой высоте бассейна производится следующим образом. По построенным для каждого месяца графикам изменения среднеемноголетних месячных сумм осадков с высотой снимаются величины осадков для каждой из выделенных высотных зон. Далее с помощью метода наименьших квадратов определяются значения параметров K_2 и K_3 , входящих в формулу, аппроксимирующую в общем виде зависимость осадков от высоты

$$x(H, t) = x(H_0, t) [1 + K_2(t)(H - H_0) + K_3(t)(H - H_0)^2], \quad (1)$$

где $x(H, t)$ - количество осадков на высоте H в момент времени t ; H_0 - задаваемая высота (км), на которой осадки вычисляются по формуле

$$x(H_0, t) = n^{-1} \sum_{j=1}^n x_{H_j}(t) R_j^{-1}, \quad (2)$$

где x_{H_j} - количество осадков по станции, расположенной на высоте H_j ; n - число станций; R_j - выражение, стоящее в (1) в квадратных скобках.

Закономерное сезонное изменение параметров K_i ($i=2,3$) аппроксимируется уравнениями вида

$$K_i = K_{oi} + A_i \cos(t_k - \tau_i) 2\pi/T, \quad (3)$$

где t_k - номер суток, считая от начала года; T - число дней в году; K_{oi} , A_i и τ_i - параметры.

Расчеты производились для Алайского и Ферганского склонов раздельно.

Разделение осадков на твердые и жидкие производится по температуре воздуха $+2^\circ\text{C}$. Таяние снега происходит ниже высоты нулевой изотермы с интенсивностью $h_T = K_1 \theta$, где K_1 - коэффициент сглаживания (мм/град, сутки); θ - среднесуточная температура воздуха, $^\circ\text{C}$.

Изменение вертикального градиента температуры воздуха (град/км) в течение года аппроксимировано функцией вида /4/

$$\gamma(t) = \alpha^{-3} [\alpha^2 + (t + \tau_0)^2 / c] + \gamma_0, \quad (4)$$

где α , γ_0 , τ_0 и c - параметры, которые находятся по графикам фактического хода среднемесячных значений $\gamma(t)$, соответственно равные $\alpha = 2.5$, $\gamma_0 = 4$, $\tau_0 = 165$ и $c = 450$.

В модель ГМЦ СССР формирования и таяния снежного покрова входит расчетный способ учета закономерностей залегания снега в горах, основанный на использовании аппроксимации с помощью экспоненты /3,5/, типовой эмпирической интегральной кривой распределения запасов воды в снежном покрове по площади высотной зоны /1/. Выражение для расчета распределения снега $\rho(S, h)$ выглядит следующим образом:

$$\rho(S, h) = \exp[-(S + S_p \ln m - h) / S_p], \quad (0 \leq h \leq S_p \ln m), \quad (5)$$

где S - запас воды в снежном покрове, мм; h - переменная, определяемая слоем сглаживания или слоем поступления осадков на поверхность снега, мм; S_p - параметр, численно равный минимальному среднему запасу воды в снежном покрове в зоне, при котором она полностью покрывается снегом, мм; m - параметр, принятый равным 100.

Величины среднего запаса воды S в снежном покрове зоны и ее покрытости $\rho(0, h)$ можно найти по уравнениям, следующим из (5)

$$\begin{aligned} S(h) &= \int_0^{\rho(0, h)} \exp[-(S + S_p \ln m - h) / S_p] dS = \\ &= m^{-1} S_p \exp(h / S_p), \quad (0 \leq h \leq S_p \ln m); \end{aligned} \quad (6)$$

$$\rho(0, h) = \exp[(h/S_p)]/m \quad (7)$$

Величины S_p для высотных зон определяются по данным многократных снегосъемок по зависимости между S и ρ .

В расчете поступления воды на поверхность бассейна во время снеготаяния учитывается также распределение по площади зоны талой и дождевой воды, удерживаемой снегом в порах. Водоотдача из снежного покрова принимается равной $q_T = h_T/(1 - \varepsilon_n)$, где ε_n - водоудерживающая способность снега, численное значение которой равно 0.13.

Интенсивность поступления дождевой воды на поверхность зоны без снега принимается равной интенсивности выпадения жидких осадков.

Величина поступления воды от таяния ледников вычисляется на площади, освободившейся от снега пропорционально температуре воздуха

$$q_A = \begin{cases} k_{1, \lambda}(h) \gamma(t) [H_0 - H_j] (1 - \rho_j) & \text{при } \rho_j < 1 \\ 0 & \text{при } \rho_j = 1 \end{cases} \quad (8)$$

где $k_{1, \lambda}$ - коэффициент таяния льда, мм/град, величина которого зависит от высоты.

МЕТОДЫ ПРОГНОЗОВ

С помощью вычислений на ЭВМ по метеорологической информации к началу вегетационного периода (апрель-сентябрь) рассчитываются данные о распределении запасов воды в снежном покрове в высотных зонах на обоих склонах и ежедневные поступления воды на поверхность бассейна до этого момента.

Для прогноза среднего расхода воды за период вегетации получены два типа физико-статистических уравнений. Первый тип включает в качестве аргументов рассчитанные запасы воды в снежном покрове на определенной высоте обоих склонов долины, характеризующие снеготаяния в основных стокообразующих зонах бассейна

$$\bar{Q}_6 = 0,338(S_A + 0,5 S_{\varphi}) - 68 + \bar{Q}_{III}, \quad (9)$$

где S_A и S_{φ} - запасы воды в снежном покрове соответственно на Алайском и Ферганском склонах в зонах, расположенных между высотами 3,2-3,4 км; \bar{Q}_{III} - средний расход в марте. Коэффициент перед S_{φ} численно равен отношению площадей обоих склонов водосбора.

Второй тип включает в качестве аргументов взвешенные по площади

высотных зон величины запасов воды в снежном покрове

$$S_{f,A} = \sum_{j=1}^n f_{j,A} S_{j,A}, \quad S_{f,\varphi} = \sum_{j=1}^n f_{j,\varphi} S_{j,\varphi},$$

где f_j - площадь j -той высотной зоны, выраженная в долях единицы; $S_{j,A}, S_{j,\varphi}$ запасы воды в снежном покрове в j -той зоне на Алтае или Ферганском склоне. Прогностическое уравнение имеет вид:

$$\bar{Q}_B = 0,822 (S_{f,A} + 0,5 S_{f,\varphi}). \quad (10)$$

В дальнейшем аргумент $(S_{f,A} + 0,5 S_{f,\varphi})$ будем обозначать символом S_f .

Оценка эффективности обоих вариантов показала, что они приемлемы для практического использования. Оценка состоит в вычислении отношения $\frac{\Delta}{\sigma}$, где Δ - средняя квадратическая ошибка прогнозов, $\frac{RESUME}{\sigma}$ изменчивость прогнозируемой величины. Для уравнения (9) отношение оказалось равным 0,25, для уравнения (10) - 0,28.

Такой же в своей основе методический подход использован для получения прогностических зависимостей среднемесячных расходов воды от рассчитанных на различных высотах запасов воды в снежном покрове на момент составления прогноза. Проследивается следующая закономерность. При использовании в качестве аргументов запасов воды в снежном покрове в конце марта для прогноза среднемесячных расходов воды в течение периода вегетации сток апреля и мая связан со снегозапасами в зоне между высотами 2,4-2,6 км, а сток июня - со снегозапасами между высотами 3,2-3,4 км. Сток июля, августа и сентября теснее связан с величиной характеристики снегозапасов S_f . Сток в августе и сентябре зависит в меньшей степени от оставшегося снега и в большей степени определяется истощением запаса воды, накопившегося в бассейне за предшествующее время.

Эффективность метода прогноза, находится в практически приемлемых пределах: $\frac{\Delta}{\sigma} = 0,15 + 0,63$. На рис. I приводятся в качестве примера результаты составления последовательных прогнозов среднемесячных расходов воды в период вегетации за маловодный 1965 и многоводный 1969 годы.

МОДЕЛЬ ТРАНСФОРМАЦИИ ПОСТУПЛЕНИЯ ВОДЫ НА ПОВЕРХНОСТЬ БАСЕЙНА В СТОК, МЕТОДЫ ЕГО ПРОГНОЗА

Для описания процесса стекания воды в бассейне горной реки исследовано дифференциальное уравнение второго порядка /2/ относительно

но Q

$$\frac{d^2 Q}{dt^2} + \alpha_1 \frac{dQ}{dt} + \alpha_2 Q = \beta_1 q + \beta_2 \frac{dq}{dt}, \quad (II)$$

где α , β - параметры, q - поступления воды на поверхность бассейна.

Для прогнозов средних декадных и месячных расходов воды применялся конечно-разностный вариант уравнения (II) в виде:

$$\bar{Q}_{t+1} = \alpha_1 \bar{Q}_{t-1} + \alpha_2 \bar{Q}_t + b_1 [0,5 \bar{q}_{t-1} - 2 \bar{q}_t] + b_2 q_{t+1}, \quad (I2)$$

где $\alpha_{1,2}$ и $b_{1,2}$ - параметры, определяемые по входным (\bar{q}_t) и выходным (\bar{Q}) данным; t - момент составления прогноза.

Параметры определяются с помощью ряда оптимизационных процедур. В виде критерия качества применялось отношение Δ/σ .

В уравнение для прогноза среднедекадного стока \bar{Q}_{t+k} введены значения $q_{\pm j} = b_j q_{\pm j}$, где b_j - предварительно вычисленный по запасам воды в снежном покрове в конце марта коэффициент стока на период вегетации j -го года; q_t - среднедекадные поступления талой и дождевой воды на поверхность бассейна; Q_t - среднедекадные расходы воды в замыкающем створе реки. Вместо q_{t+1} вводились известные значения поступления воды на момент составления прогноза. Прогнозировалась величина ($Q_{t+1} + Q_8$), где Q_8 - базисный сток, равный $30 \text{ м}^3/\text{с}$.

Параметры прогностического уравнения равны $\alpha_1 = 0,946$; $\alpha_2 = 0,397$; $b_1 = 0,865$; $b_2 = 1,812$. Эффективность его, оценивая по критерию Δ/σ_k (σ_k - среднеквадратическая изменчивость прогнозируемого явления за период заблаговременности) равна $0,79$.

Для прогноза среднемесячных расходов воды применялись уравнения типа (I2) в сокращенном варианте

$$\bar{Q}_{t+k} - \bar{Q}_8 = (\bar{Q}_t - \bar{Q}_8) \exp(-\alpha k) + b_1 \bar{q}_t + b_2 \bar{q}_{t+k},$$

где \bar{Q}_t - средний расход воды t -го месяца, $\text{м}^3/\text{с}$; Q_8 - расход воды, характеризующий базисный сток, $\text{м}^3/\text{с}$; \bar{q}_t и \bar{q}_{t+k} - поступления воды на поверхность бассейна за месяц, в конце которого составляется прогноз, и за период заблаговременности прогноза, $\text{м}^3/\text{с}$.

Величина параметра α определяется по нижней огибающей графической зависимости вида $Q_{t+k} = f(Q_t)$ по значениям среднемесячных

расходов воды в период спада половодья. Величину \bar{Q}_{t+k} находим по зависимости вида $\bar{Q}_{t+k} = f(S_f, t)$ или выражающим связь между будущим поступлением воды на поверхность бассейна и оставшимися в бассейне рассчитанными снегозапасами на момент составления прогноза.

Например, для прогноза среднего расхода воды на июль по ильинским исходным данным получено следующее уравнение

$$\bar{Q}_{VII} - \bar{Q}_8 = (\bar{Q}_V - \bar{Q}_8) \exp(-1,11) + 0,065 \bar{Q}_{VI} + 0,317 \bar{Q}_{VII} (S_f, VI) - 116; \quad (13)$$

$$\bar{Q}_8 = 30 \text{ м}^3/\text{с}; \quad \Delta = 26,1; \quad \Delta/\delta = 0,18.$$

Зависимость $\bar{Q}_{VII}(S_f, VI)$ приведена на рис.2. Точность прогнозов по уравнению (13) более чем в 1,5 раза превышает точность прогнозов по уравнению вида (10).

При коротких рядах наблюдений можно применять уравнения вида (13) с одним искомым параметром

$$Q_{VI} - Q_8 = 0,33(Q_V - Q_8) + 1,68 S_{f,VI} - 182 \quad (14)$$

$$Q_{VII} - Q_8 = 0,11(Q_V - Q_8) + 2,15 S_{f,VI} - 231.$$

Оценки эффективности Δ/δ этих уравнений соответственно равны 0,12 и 0,24. По уравнениям же вида (10) оценки Δ/δ составляют величины 0,20 и 0,40.

При необходимости учета нелинейности связи $(\bar{Q}_{t+k} - \bar{Q}_8) - (Q_t - Q_8) \exp(-\alpha k) = f(S_f, t)$ можно при прогнозах пользоваться ее графическим изображением (рис.3) или ее аппроксимацией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абальян Т.С., Мазурова Д.И., Никонорова С.Н. Об использовании аэрофотосъемки для изучения снежного покрова в горном бассейне р.Варзоб. - "Тр. Гидрометцентра СССР", 1971, вып.72, с.92-105.
2. Боровикова Д.Н. и др. Математическое моделирование процесса стока горных рек. - "Тр.САРНИГМИ", 1972, вып.61(76), с.150.
3. Комаров В.Д., Мухин В.М., Полунин А.Я. Модель формирования снежного покрова и поступления воды на поверхность горного бассейна. "Тр. Гидрометцентра СССР", 1976, вып.163.
4. Мухин В.М. Модели формирования стока горной реки. - "Тр. Гидрометцентра СССР", 1977, вып.186, с.63-71.
5. Мухин В.М., Полунин А.Я. Метод краткосрочного прогноза расходов р.Карадарья. - "Тр.Гидрометцентра СССР", 1977, вып.191, с.43-61.

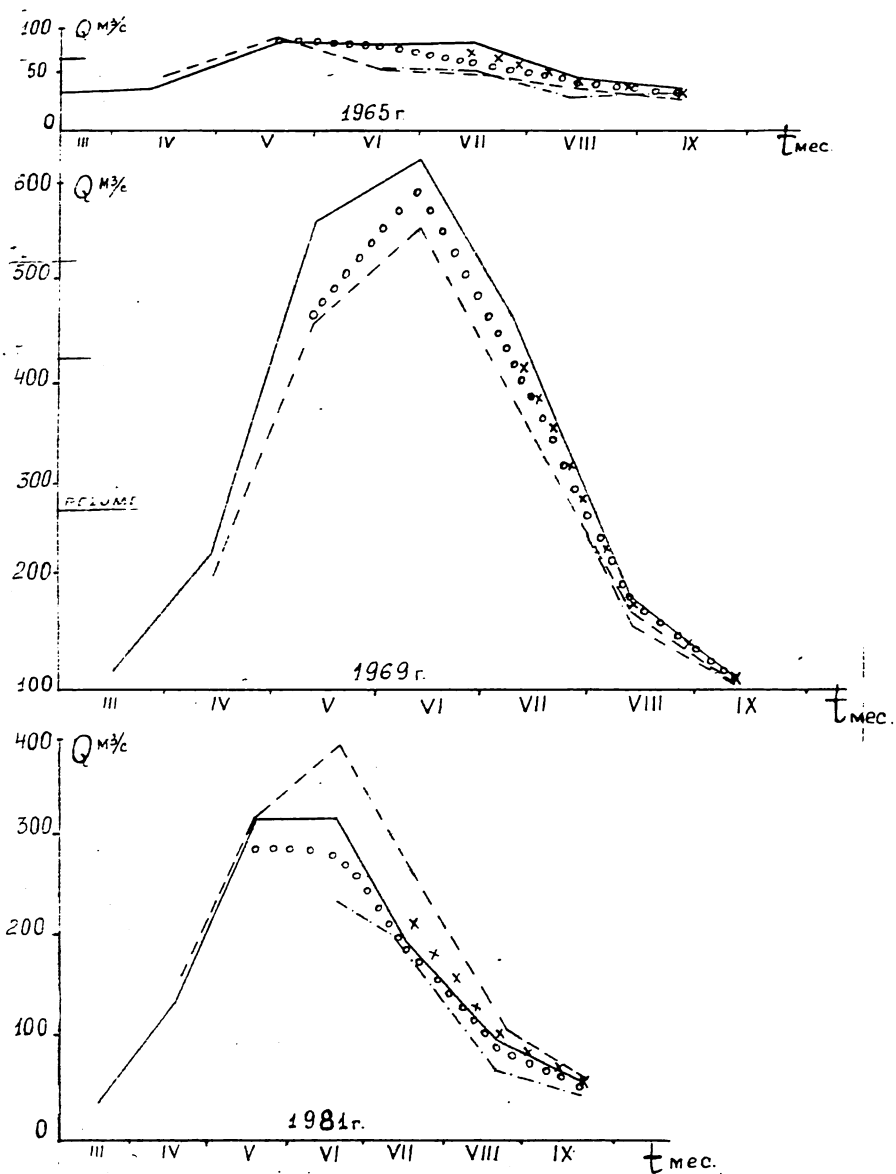


Рис. I. Фактические и предсказанные с различной заблаговременностью среднемесячные расходы воды.

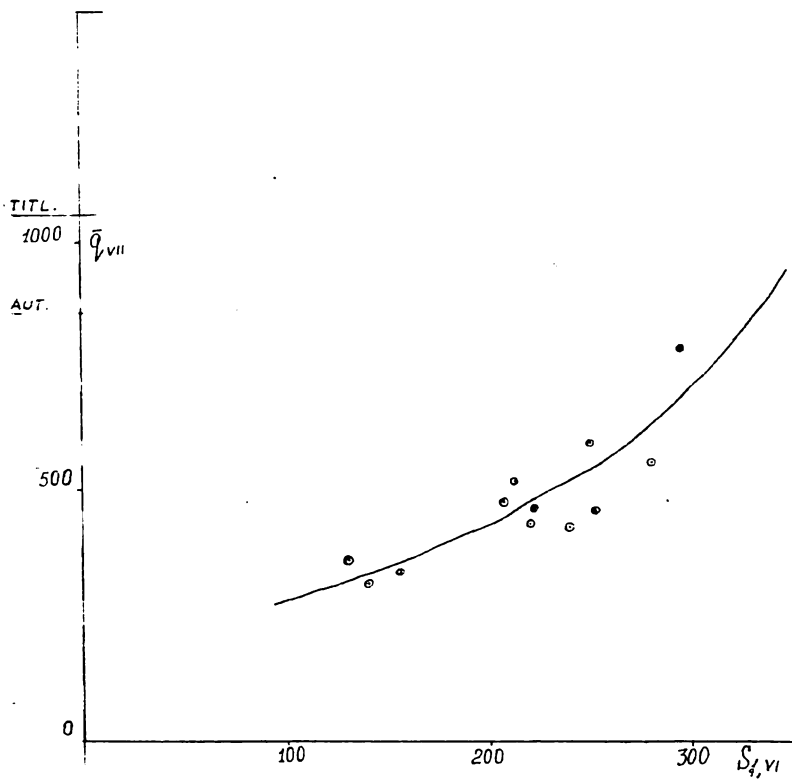


Рис. 2. Зависимость поступления воды на поверхность бассейна в июле от запасов воды в снежном покрове в конце июня.

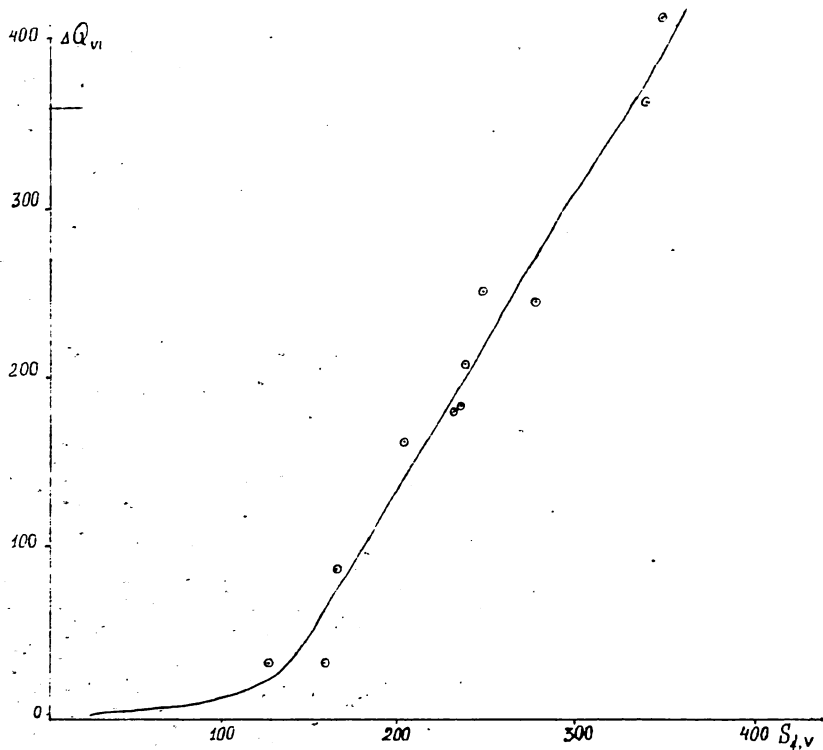


Рис. 3. Зависимость $\Delta Q_{VI} = (Q_{VI} - Q_{\delta}) - (Q_V - Q_{\delta}) \exp(-1,11K)$ от запасов воды в снежном покрове в конце июня $S_{t,v}$.

Langfristige Vorhersage von täglichen Abflüssen aus großen Einzugsgebieten

Dipl.-Ing. A. Pfaud Dr.-Ing. B. Treiber

THE LONG TERM FORECAST OF DAILY DISCHARGES
IN LARGE BASINS

A b s t r a c t. For the research of the time variation in the water management systems, synthetic hydrographs are used. The hydrographs of annual and monthly discharges are based on the autoregressive models. For daily discharges it has been used those models which are relied on the physical phenomena. Such type of model for long term forecast is presented in the paper with respect to the Rhin River. The hydrograph is composed of single waves which at their turn the base, intermediate and direct runoffs are considered as components. These components are modelled by linear and cascade storages. The model contains constant parameters and random variables. The model derivation, the assessment of the parameters are presented and finally the gauged and synthetic hydrograph are compared.

ДОЛГОВРЕМЕННЫЙ ПРОГНОЗ ЕЖЕДНЕВНЫХ РАСХОДОВ
В БОЛЬШИХ ПРИЕМНЫХ БАСЕЙНАХ

РЕЗЮМЕ

Для исследования эволюции во времени систем водного хозяйства используются синтетические гидрографы. Для годовых и месячных расходов использовались авторегрессивные модели. Для ежедневных расходов необходимо применять модели, ориентированные по физическим явлениям. Подобная модель для долгосрочного прогноза дается в данной работе, на примере р. Рейн. Гидрограф состоит из единичных волн, которые в свою очередь, состоят из основного стока, промежуточного стока и прямого стока. Составляющие стока моделируются по линейному стоку и по каскадному стоку. Модель содержит постоянные и переменные стохастические параметры. Дана конструкция модели, разъясняется определение параметров и сравнивается измеренный гидрограф с гидрографом, полученным обобщением.

1. Einleitung

Neben gemessenen Abflußganglinien werden heute zur Untersuchung des Verhaltens wasserwirtschaftlicher Systeme künstlich generierte Ganglinien verwendet, um damit Aussagen über die Wahrscheinlichkeit extremer Systemzustände gewinnen zu können. Soll dabei auch der Ablauf einzelner Hochwasserwellen nachgebildet werden, so ist bei größeren Einzugsgebieten mindestens eine Erfassung des Abflusses in Tageswerten erforderlich.

Während für Jahres- und Monatsabflüsse mit autoregressiven Modellen, wie zum Beispiel dem Fiering-Modell [1], gute Ergebnisse erzielt wurden, haben sich bei kürzeren Zeitintervallen wie Tagesabflüssen die Autoregressivprozesse nicht bewährt [4]. Für Tagesabflüsse sind Modelle, deren Grundkonzept sich stärker am physikalischen Geschehen orientiert, erforderlich, um einen wirklichkeitsnahen Verlauf der Abflußganglinie zu erhalten. Dazu gehören zum Beispiel der Shot-Noise-Prozess [5], sowie ein von Treiber [4] vorgeschlagenes Modell für Tagesabflüsse, das sich für kleinere und mittlere Einzugsgebiete bewährt hat.

In dieser Arbeit wird ein Modell zur Erzeugung von Tagesabflüssen für ein großes Einzugsgebiet vorgestellt, und zwar am Beispiel des Rheins. Die Abflußganglinie des Rheins ist geprägt durch einen sehr hohen Basisabfluß und relativ langsam an- und ablaufende Einzelwellen. Im Gegensatz zum Shot-Noise-Prozess, der mit exponentiell abfallenden Systemfunktionen arbeitet, sind deshalb langsam ansteigende Systemfunktionen erforderlich. Dies wird durch die Verwendung von Linearspeicher-kaskaden erreicht. Außerdem muß der Basisabfluß und Zwischenabfluß getrennt modelliert werden.

2. Das Modellkonzept

Die Abflußganglinie des Rheins setzt sich aus einzelnen Wellen zusammen. Jede Welle besitzt ein bestimmtes Volumen V_n und wird in drei Komponenten den Basisabfluß Q_B , den Zwischenabfluß Q_Z und den Direktabfluß Q_D aufgeteilt. Die einzelnen Komponenten sind in Abbildung 1 schematisch dargestellt.

2.1 Der Basisabfluß

Vom Gesamtvolumen V_n einer Welle geht der Anteil $\alpha \cdot V_n$ in den Basisabfluß über. Der Basisabfluß beschreibt den sehr langsam ablaufenden Teil einer Welle. Er wird vorwiegend aus dem Grundwasser gespeist und über die Systemfunktion eines Einzel-

Linearspeichers beschrieben. Tritt zum Zeitpunkt i eine neue Welle n auf, so gilt für den Basisabfluß infolge dieser Welle Gleichung (1).

$$Q_{B_n}(i+j) = \frac{V_n}{k_B} \alpha e^{-j/k_B} \quad j = 0, 1, 2, \dots \quad (1)$$

Dabei ist k_B die Speicherkonstante des Linearspeichers.

2.2 Der Zwischenabfluß

Der Zwischenabfluß ist gekennzeichnet durch ein langsames Ansteigen und Abfallen. Vom Gesamtvolumen V_n der Welle n geht der Anteil $\beta \cdot V_n$ in den Zwischenabfluß über. Als Systemfunktion wird eine Linearspeicherkaskade mit festem Verlauf und damit konstanten Parametern k_Z und n_Z gewählt. Für den Zwischenabfluß einer Welle n , die am Tage i beginnt, gilt Gleichung (2).

$$Q_{Z_n}(i+j) = \beta \cdot V_n \cdot \frac{j^{(n_Z-1)}}{k_Z^{n_Z} \Gamma(n_Z)} e^{-j/k_Z} \quad j = 0, 1, 2, \dots \quad (2)$$

2.3 Der Direktabfluß

Der Direktabfluß Q_D enthält den konstanten Anteil $\gamma \cdot V_n$ der Gesamtwelle. Die Systemfunktion ist stochastisch variabel und wird durch eine Linearspeicherkaskade mit variablen Parametern n_D und k_D dargestellt. Die Form einer Welle wird überwiegend vom Direktabfluß bestimmt. Deshalb ist es sinnvoll, die Form des Direktabflusses variabel und die Form des Zwischen- und Basisabflusses als konstant anzunehmen. Der Direktabfluß einer Welle V_n wird nach Gleichung (3) berechnet.

$$Q_{D_n}(i+j) = \gamma \cdot V_n \cdot \frac{j^{(n_D-1)}}{k_{D_n}^{n_D} \Gamma(n_D)} e^{-j/k_{D_n}} \quad j = 0, 1, 2, \dots \quad (3)$$

2.4 Der Gesamtabfluß

Der Gesamtabfluß einer Ganglinie setzt sich aus den insgesamt vier Anteilen in Gleichung (4) zusammen.

$$Q = Q_{B_n} + Q_{Z_n} + Q_{D_n} + Q_o \quad (4)$$

Zu den Abflußkomponenten der aktuellen Welle n kommen die Abflußanteile Q_{0i} aus Wellen, die zeitlich früher aufgetreten, aber noch nicht vollständig abgelaufen sind.

Zum Zeitpunkt $i + D_n$ beginnt die nächste Welle $n + 1$, die dem Abflußgeschehen überlagert wird.

2.5 Modellparameter

Das Modell enthält feste und stochastisch variable Parameter.

Feste Parameter:

Aufteilungsfaktoren	α, β, γ
Speicherkonstante des Basisabflusses	k_B
Speicherkaskade des Zwischenabflusses	k_Z, n_Z

Variable Parameter:

Volumen der Welle n	V_n
Speicherkaskade des Direktabflusses	k_{D_n}, n_{D_n}
Dauer bis zum Beginn der Welle $n + 1$	D_n

Die Parameter müssen aus gemessenen Abflußganglinien am betrachteten Pegel bestimmt werden. Bei der Generierung synthetischer Ganglinien muß für jede Welle ein Satz der variablen Parameter stochastisch generiert werden.

3. Bestimmung der Modellparameter

3.1 Bestimmung der festen Parameter

Die Aufteilung der Wellen in die drei Abflußkomponenten erfolgt in einem festen Verhältnis. Für den Pegel Maxau ($A_E = 50\,343 \text{ km}^2$) und Mainz ($A_E = 98\,488 \text{ km}^2$) wurden durch Variation der Anteile folgende optimale Aufteilung gefunden.

Maxau	$\alpha = 0.3$	$\beta = 0.35$	$\gamma = 0.35$	$\alpha + \beta + \gamma = 1$
Mainz	$\alpha = 0.4$	$\beta = 0.30$	$\gamma = 0.30$	

Der höhere α -Wert für den Pegel Maxau ist durch die stärkere Wirkung der gesamten Oberrheinebene als Grundwasserspeicher erklärbar.

Die Speicherkonstante k_B des Grundwasserspeichers, die den Verlauf des Basisabflusses bestimmt, wurde aus Jahren mit außergewöhnlicher Niedrigwasserführung ermittelt. In diesen Zeiten ist praktisch nur noch der Basisabfluß vorhanden. Aus 5 Trockenjahren ergab sich im Mittel ein Wert von $k_B = 400$ Tagen.

Um nicht zuviele Freiheitsgrade und korrelierte Parameter zu erhalten, wurde als Systemfunktion des Zwischenabflusses eine feste Linearspeicherkaskade angenommen. Der Zwischenabfluß kann nicht direkt aus der Abflußganglinie entnommen werden. Er verläuft wesentlich flacher als der Direktabfluß. Für die Pegel Maxau und Mainz wurden Wellenanstiegszeiten zwischen 10 und 20 Tagen beobachtet. Die obere Grenze von 20 Tagen wurde deshalb als Scheitelwert T_Z für den Zwischenabfluß angenommen. Scheitelwert und Parameter der Speicherkaskade stehen durch Gleichung (5) miteinander in Beziehung.

$$T_Z = k_Z(n_Z - 1) = 20 \tag{5}$$

Aus der Autokorrelationsfunktion der täglichen Abflüsse des Rheins bei Maxau ist zu entnehmen, daß nach 125 Tagen kein signifikanter Zusammenhang mehr feststellbar ist. Da der Basisabfluß sich sehr viel langsamer und der Direktabfluß sich sehr viel schneller ändert, kann man annehmen, daß die Autokorrelationsfunktion im Bereich 20 - 200 Tage überwiegend von Zwischenabfluß beeinflusst wird und deshalb nach 125 Tagen der Zwischenabfluß praktisch, d. h. zu 99%, abgelaufen ist. Daraus folgt eine zweite Bedingung für die Systemfunktion des Zwischenabflusses.

$$\int_{\tau=1}^{125} h(\tau, n_Z, k_Z) d\tau = 0.99 \tag{6}$$

Aus den Gleichungen (5) und (6) wird n_Z und k_Z bestimmt. Man erhält für die Speicherkaskade des Zwischenabflusses

$$n_Z = 2 \quad \text{und} \quad k_Z = 20 .$$

3.2 Bestimmung der variablen Parameter

Für jede einzelne Welle der beobachteten Abflußganglinie sind folgende variablen Parameter zu bestimmen:

das Gesamtvolumen	V_n
die Formparameter	n_D^n, k_D^n
die Zeit bis zum Beginn der Welle $n + 1$	D_n^n

Der Beginn einer neuen Welle wird angenommen, wenn die beobachtete Abflußganglinie ansteigt. Damit sind die Werte D_n aus der beobachteten Ganglinie sehr einfach zu bestimmen.

Jede Welle beeinflusst den Verlauf der Ganglinie nur über einen bestimmten Zeitraum. Der Abfluß an einem bestimmten Tag wird überwiegend vom Direktabfluß und Zwischenabfluß der gerade ablaufenden Welle aber relativ wenig von vorhergehender Wellen, deren Direktabfluß schon beendet ist, geprägt.

Es werden deshalb jeweils über die Dauer einer Welle das Volumen V_n und die Formparameter n_{D_n} , k_{D_n} so bestimmt, daß der beobachtete Abfluß Q^* und die angepaßte Welle nach dem Kriterium der kleinsten Fehlerquadratsumme möglichst wenig voneinander abweichen. Die Bedingung wird durch Gleichung (7) formuliert.

$$S = \sum_{j=0}^{D_n} [Q_j^* - Q_j(V_n, k_{D_n}, n_{D_n})]^2 \stackrel{!}{=} \text{Min.} \quad (7)$$

Die Lösung von Gleichung (7) erfolgt über ein iteratives nichtlineares Kleinste-Quadrate-Verfahren. Man erhält daraus für jede Welle einen Parametersatz V_n , k_{D_n} und n_{D_n} .

In Abbildung 2 ist die beobachtete Abflußganglinie eines Jahres und die daran angepaßten Wellen zu sehen. Pro Jahr treten im Mittel ca. 20 Wellen auf, für die jeweils die drei Parameter V_n , k_{D_n} und n_{D_n} nach Gleichung (7) zu bestimmen sind.

4. Die statistischen Eigenschaften der stochastischen Parameter

Die Abflüsse ändern sich mit der Jahreszeit. Zur Beschreibung dieser Veränderlichkeit werden alle stochastischen Parameter monatsweise getrennt bestimmt.

Eine Korrelationsanalyse der Wellenparameter D_n , n_{D_n} , k_{D_n} , V_n ergab für alle Parameter nichtsignifikante Autokorrelationen, jedoch signifikante Kreuzkorrelationen der Parameter untereinander.

Alle Parameter waren nicht normalverteilt und wurden deshalb durch eine dreiparametrische log. Normalverteilung dargestellt. Durch die logarithmische Transformation erhält man normalverteilte Parameter und die teilweise nichtlineare Korrelation zwischen den einzelnen Parametern kann linearisiert werden. Der dritte Parameter (Verschiebungsparameter ξ) wurde so festgelegt, daß die Schiefe aus den Stichproben verschwindet.

Aus der statistischen Analyse der Wellenparameter erhält man für jeden Monat m und jeden Parameter die Kennwerte der zugehörigen Log. Normalverteilung, nämlich

$$\begin{aligned} & \text{Mittelwert } \mu_m \\ & \text{Varianz } \sigma_m^2 \\ & \text{Verschiebung } \delta_m \end{aligned}$$

Außerdem erhält man für jeden Monat m die Korrelationsmatrix R_m der vier stochastischen Wellenparameter.

5. Die Generierung der Abflüsse

Zur stochastischen Generierung der Wellenparameter muß zunächst eine Matrix X_m von standardnormalverteilten Zahlen erzeugt werden. Die Transformation in kreuzkorrelierte Zeitreihen Y_m erfolgt nach der Hauptkomponentenanalyse [2, 3] durch Multiplikation der Matrix X_m mit der Matrix der Faktorenladungen B_m .

$$Y_m = B_m \cdot X_m \quad (8)$$

Die Matrix der Faktorenladungen B_m erhält man aus der Korrelationsmatrix R_m nach Gleichung (9).

$$B_m \cdot B_m^T = R_m \quad (9)$$

Die kreuzkorrelierten normalverteilten Werte Y_m werden schließlich in log. normalverteilte Werte mit den gewünschten Kennwerten für jeden Wellenparameter transformiert. Damit ist für jede Welle der stochastische Parametersatz

$$V_n, k_{D_n}, n_{D_n}, D_n$$

bekannt, die Abflußkomponenten können mit den Gleichungen (1) - (3) berechnet und die einzelnen Wellen mit dem Abstand D_n überlagert werden.

6. Vergleich von beobachteten und generierten Abflüssen

In Abbildung 3 ist eine beobachtete und eine generierte Abflußganglinie von 5 Jahren dargestellt. Schon der äußere Verlauf zeigt eine große Ähnlichkeit. Insbesondere das Ansteigen und Abfallen einzelner Wellen wird bei der Generierung richtig wiedergegeben.

Ein Vergleich der Häufigkeitsverteilungen der mittleren Jahresabflüsse, der Jahreshöchstabflüsse, der mittleren Monatsabflüsse und anderer hydrologisch interessanter Kennwerte ergab ebenfalls eine gute Übereinstimmung zwischen den Werten der beobachteten und generierten Abflußganglinien. In Abbildung 4 sind die Jahreshöchstabflüsse und in Abbildung 5 die mittleren Monatsabflüsse aus einer 45-jährigen beobachteten und 30-jährigen generierten Reihe dargestellt.

7. Zusammenfassung

Es wird ein Modell zur stochastischen Generierung von täglichen Abflüssen für große Einzugsgebiete vorgestellt. Das Modell wurde für die Pegel Maxau und Mainz des Rheins entwickelt und angewendet. Es ist übertragbar auf Gebiete mit ähnlichen Eigenschaften. Durch die stochastische Generierung ausgewählter Wellenparameter können auf dem Computer beliebig lange Abflußreihen in Tageswerten erzeugt werden. Die hydrologisch interessanten statistischen Kenngrößen der beobachteten und generierten Abflüsse stimmen gut überein.

8. Literaturverzeichnis

- 1 Fiering, M. E., Jackson: "Synthetic streamflows". Water resources monograph 1, AGU, Washington, D. C., 1971.
- 2 Cooley, W.W., Lohnes, P.R.: "Multivariate data analysis". J. Wiley and Sons, N.Y., 1971.
- 3 Überla, K.: "Faktorenanalyse", Springer Verlag, Berlin, 1971.
- 4 Treiber, B., Plate, E.: "A stochastic model for the simulation of daily flows". Hydrological sciences bulletin XXII 1 3/1977, pp. 175 - 192.
- 5 Weiss, G.: "Shot noise models for synthetic generation of multisite daily streamflow data", Proc. UNESCO/WMO/IAHS-Symposium Madrid 1973, Vol. 2, pp. 19 - 29; IAHS Publ. No. 108.

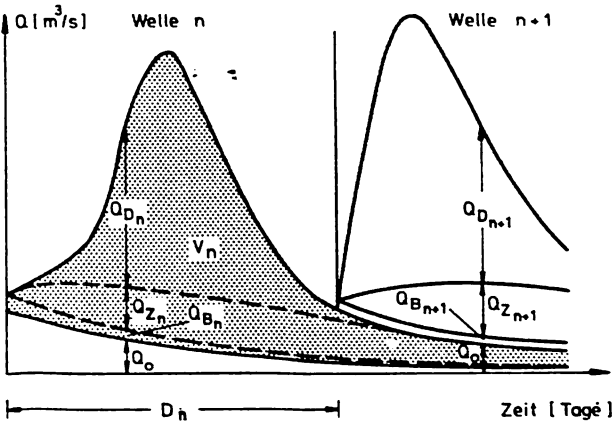


Abb. 1: Aufteilung einer Welle in Abflußkomponenten

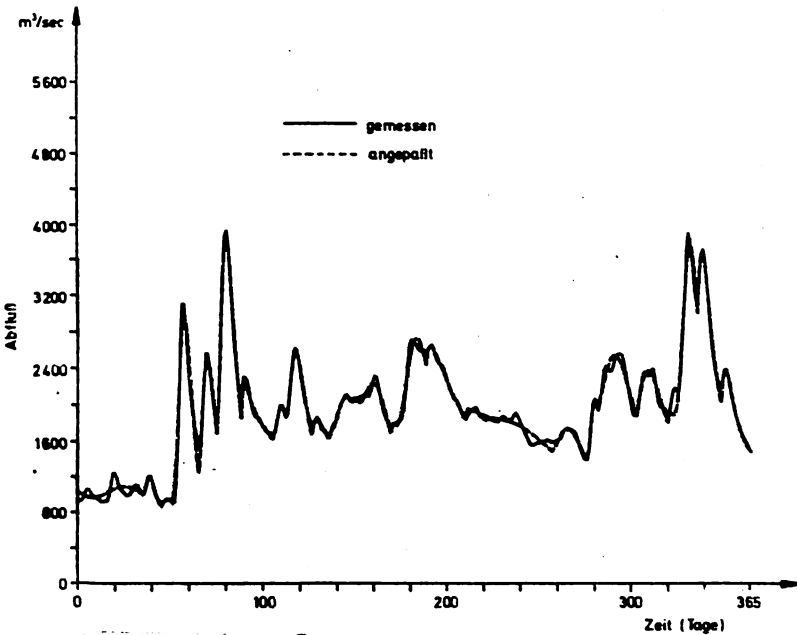


Abb. 2: Nachbildung der gemessenen Abflußganglinie durch überlagerte Einzelwellen (Rhein/Mainz, 1968)

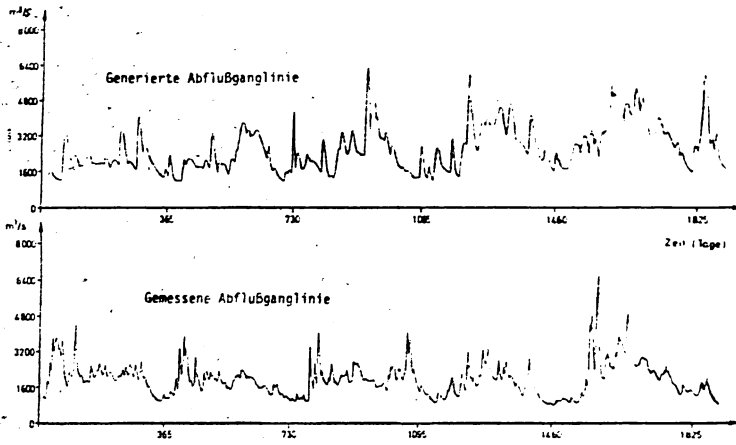


Abb. 3: Vergleich einer gemessenen und generierten Abflußganglinie von 5 Jahren

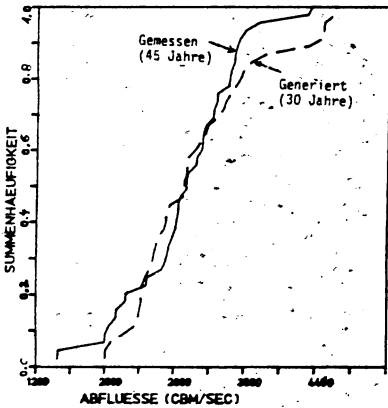


Abb. 4: Vergleich der Jahreshöchstabflüsse

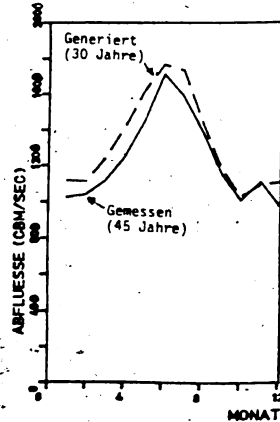


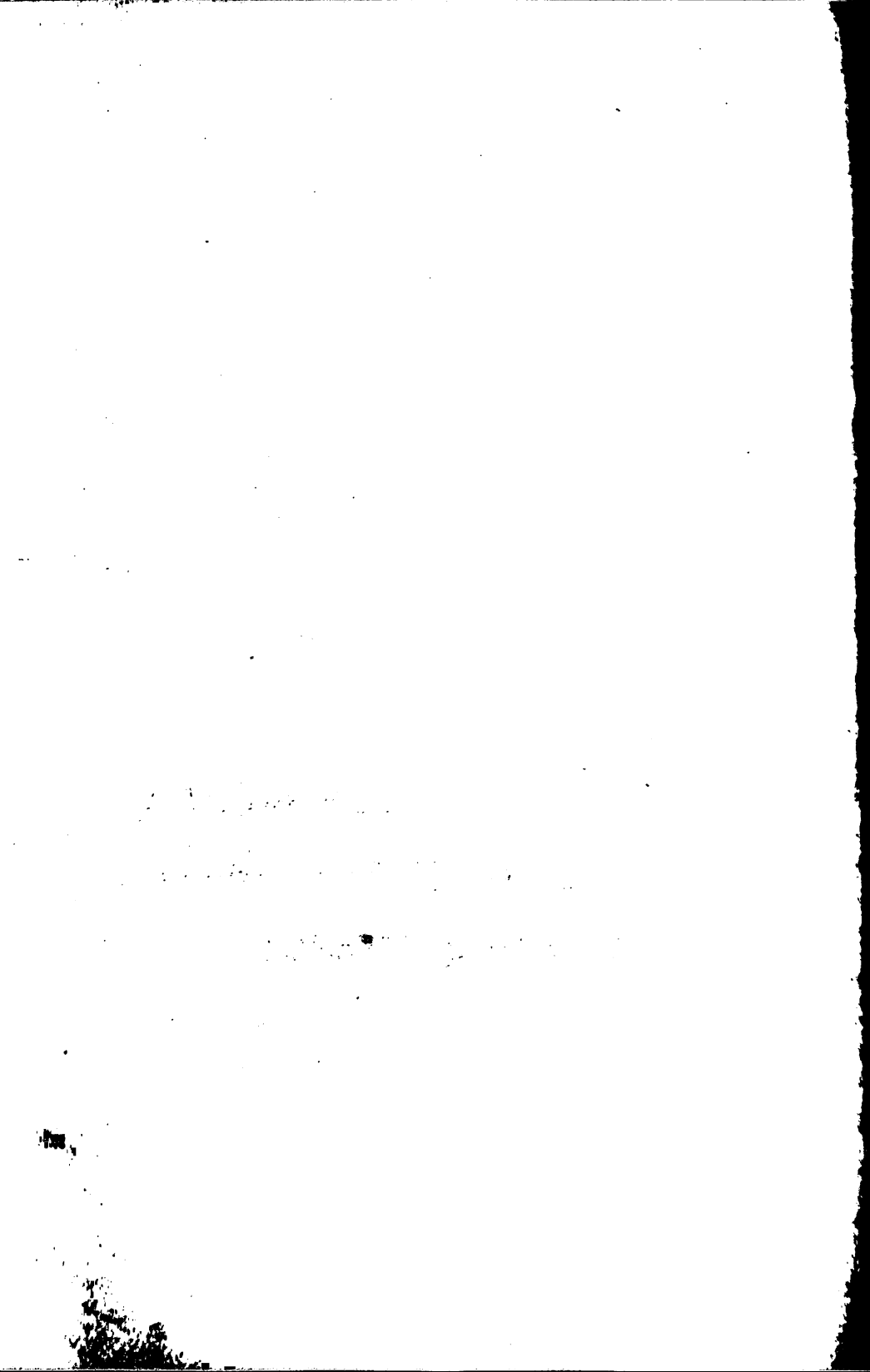
Abb. 5: Mittlere Monatsabflüsse

IV.

ПРОГНОЗ ЗИМНИХ ЯВЛЕНИЙ И ТЁПЛОГО РЕЖИМА ВОДЫ

**VORHERSAGE DER WINTERERSCHEINUNGEN UND DES
THERMISCHEN WASSERREGIMES**

**WINTER PHENOMENA AND THERMAL WATER
REGIME FORECASTING**



LIBRARY ZAVODSKOY
JAROSLAV CERNI
BIBLIOTEKA
№ 16462

ПРОГНОЗ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ НА РЕКАХ ДУНАЕ И ТИСЕ

Дёрдь Хирлинг, Научно-исследовательский центр водного хозяйства, Будапешт

FORECASTING ICE PHENOMENA ON THE DANUBE AND TISZA RIVERS

The paper gives a summary of possibilities of forecasting ice phenomena - namely the ice appearance, the freeze-up, the ice thickness, the ice break-up and the ice disappearance - on rivers. It presents a method of forecasting ice phenomena expected on the Danube and Tisza rivers. This is achieved by determining the graphic relationships between the hydrological and meteorological elements and by calculating variables used in forecasting equations. The result is a general and continuous ice forecasting method. The paper presents the equations needed for the operational forecasting.

EISVORHERSAGE FÜR DIE DONAU AND DIE THEISS

Der Artikel beabsichtigt die Eisphänomene der Flüsse, wie das Eisstreifen, das Zufrieren und die Dauer des Zugefrorenen Eises, die Eisdicke, den Abgang des Eisstoßes und die vollkommene Verschwindung des Eises, zusammenzufassen, und die Möglichkeiten ihrer Vorhersage für die Donau und die Theiss zu untersuchen. Das vorgeführte Vorhersageverfahren basiert auf der graphischer Ermittlung der Relationen zwischen hydrologischen und meteorologischen Elemente. Die Vorhersagegleichungen werden zu den ungarischen Verhältnissen adaptiert. Das Ergebnis der Arbeit ist ein komplex-kontinuierliches Eisvorhersagesystem. Es werden im Artikel die Vorhersagegleichungen mitgeteilt.

б) Сумма положительных температур воздуха после перехода от положительных до отрицательных температур до даты появления льда.

в) Температура воды в момент перехода температуры воздуха от положительных к отрицательным значениям начальная температура воды (Комаров, 1947; Шуляковский, 1947; Ласлоффи и Сестай, 1964; Ласлоффи и Сестай, 1965).

Учитывая вышесказанное, для рек Дуная и Тисы была определена Температура - на разных участках этих рек - между необходимой суммой количества тепла для ледообразования и начальной температуры воды.

Для прогноза даты появления льда можно использовать следующие два метеорологические прогнозы:

краткосрочный прогноз температуры воздуха для различных районов страны;

полумесячный метеорологический прогноз, в котором даются ожидаемые максимальные и минимальные температуры воздуха за сутки.

Прогноз даты появления льда производится с помощью ежедневного сопоставления суммы отрицательных температур воздуха, которая вычисляется с помощью уравнений, и прогнозируемой суммы отрицательных температур воздуха.

Краткосрочный прогноз даты начала осенне-зимних ледоходов

Краткосрочный прогноз начала ледохода составляется в том случае, если на основании полумесячного прогноза ожидается, что через несколько дней (в течение 4 дней) произойдет вскрытие реки, после чего на определенном участке реки наступит ледоход. С помощью краткосрочного прогноза можно проверить и уточнить прогнозируемые даты полумесячного прогноза.

Основным методом определения падения температуры воды является метод теплового баланса, который содержит сумму положительных (приход) и сумму отрицательных (расход) составляющих тепла (Штарошолски, 1969; Hydrological Forecasting Practices, 1975; Ласлоффи и Сестай, 1965; Шуляковский, 1960; Балашова, 1968).

Тепловой баланс поверхности воды за данный промежуток времени и при падении температуры воды описывается следующим образом:

$$\alpha(\bar{\theta}_w - \theta_{sw}) + \beta = 0 \quad (1)$$

где $\bar{\theta}_w$ - средняя температура воды водотока ($^{\circ}\text{C}$); θ_{sw} - температура воды на поверхности ($^{\circ}\text{C}$); α - коэффициент теплоотдачи между атмосферой и водой в $\text{дж}/\text{см}^2 \cdot ^{\circ}\text{C} \cdot \text{сут}$; β - удельный теплообмен на границе.

ЛЕДОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ НА РЕКАХ

В зимние месяцы для климата Венгрии характерны отрицательные температуры и часто наблюдающиеся сильные и продолжительные заморозки. Из этого следует, что необходимо обращать внимание на разные формы ледовых явлений на наших реках и на практику защиты от наводнений. В неблагоприятных условиях ледовые наводнения могут причинять большие ущербы народному хозяйству, поэтому прогноз их является важной практической задачей.

Осенью температура воздуха падает. Снижение температуры воздуха сопровождается падением температуры воды. Зимой за счет резких уменьшений температуры воздуха, при отрицательных температурах, ожидается появление ледовых явлений на водотоках.

В зимнем периоде при различных метеорологических условиях образуются разные формы ледовых явлений на реках. После полного очищения ото льда в результате падения температуры воздуха на водотоках снова возникает ледоход. После ледостава образуется ледоход, после чего снова может образоваться ледостав. На реке Дунае часто встречаются безледовые зимы (Хорват, 1979).

Большая разнообразность ледового режима объясняется большим количеством факторов, влияющих на ледовые явления, и их изменчивостью.

В результате установления графических зависимостей между метеорологическими и гидрологическими элементами, а также нахождения параметров прогностических зависимостей, разработанных в СССР, было обеспечено предсказание следующих характеристик ледового режима:

- даты начала осенне-зимних ледоходов
- даты начала ледостава
- толщины льда
- даты вскрытия
- даты очищения ото льда

ПРОГНОЗ ДАТЫ НАЧАЛА ОСЕННЕ-ЗИМНИХ ЛЕДОХОДОВ

Краткосрочный прогноз даты появления льда

В основу способа положена связь между следующими гидрометеорологическими элементами:

а) Необходимая сумма отрицательных (средних суточных) температур воздуха для ледообразования.

Учитывая, что температура воды на поверхности $\theta_{sw} = 0$ и индекс \bar{n} характеризует дату наступления появления льда, получаем уравнение, которое определяет начальные условия ледообразования

$$\alpha_n (\theta_w)_n \leq -\beta_n \quad \text{или} \quad (\theta_w)_n \leq -\frac{\beta_n}{\alpha_n} \quad (2)$$

Шуляковский (1960) разработал метод для прогноза даты появления льда, который был использован в дальнейших работах других авторов или усовершенствован некоторыми авторами (например, Станчиковой, 1973). Используя гидрологические данные постов на Дунае и Тисе, с помощью ЭВМ определили и использовали среднюю скорость течения и площадь зеркала воды различных участков реки для разных расходов воды. С помощью полученных данных (средняя скорость течения и площадь зеркала воды) для отдельных участков и при определенных расходах воды была сделана попытка определить такую зависимость, которую можно будет использовать на практике и которая в общем виде выражает отношение средней скорости течения и площади зеркала воды к расходам. Были получены параболические уравнения для отдельных участков реки.

Произведя грубые приближения, можно вычислить и сравнить обе стороны неравенства (2). В случае выполнения неравенства ожидается появление льда на реке на данном участке и в данный момент.

ПРОГНОЗ ДАТЫ НАЧАЛА ЛЕДОСТАВА

Прогнозирование даты начала ледостава выполняется после того, как на данном участке реки появился ледоход и если ожидается, что температура воздуха в дальнейшем остается отрицательной, и ожидается количественное увеличение плавающих льдин.

Шуляковский (1960) предлагает использовать следующие уравнения для вычисления отрицательного количества тепла и критической температуры, необходимые для формирования ледостава:

$$(\Sigma Q)_A = -10,3 u^{1,22} b^{0,39} \quad (3)$$

$$t_{кр} = -0,65 u b^{0,5} \quad (4)$$

где: u - средняя скорость течения реки в м/с, b - ширина створа в м.

С помощью формул Шуляковского (1960) были рассчитаны необходимые для формирования ледостава количество тепла и критическая температура для Дуная и Тисы.

Относительно отрицательного количества тепла, необходимого для образования ледостава, получили, что уравнение Шуляковского (1960) выполняется для нижнего участка Дуная Дунафельдвар-Мохач и не выполняется для верхнего участка (Комаром-Будапешт). Поэтому для верхнего участка реки рекомендуется использовать уравнение

$$(\Sigma Q_-)_A = -17,48 \cdot u^{1,111} \cdot b^{0,428} \quad (5)$$

которое немного отличается от предлагаемого Шуляковским.

Для реки Тисы уравнение Шуляковского можно применять без всяких изменений.

Для вычисления критической температуры ледостава уравнение Шуляковского (1960) было преобразовано в следующем виде:

$$Q_{кр} = -0,423 \cdot u^{1,048} \cdot b^{0,476} \quad (6)$$

Для реки Тисы уравнение Шуляковского рекомендуется использовать без изменения.

Прогноз даты начала ледостава состоит из вычислений отрицательного количества тепла и критической температуры, необходимых для образования ледостава, и сравнения этих данных с суммой ожидаемых суточных температур.

ПРОГНОЗ ТОЛЩИНЫ ЛЬДА

После образования ледостава при дальнейших отрицательных температурах воздуха происходит увеличение толщины льда. Ледяной покров увеличивается за счет потерь тепла водной массы через лед и снежный покров, находящегося на льду.

В этот период времени - в случае необходимости - можно давать прогноз ожидаемой в последующие дни толщины льда.

Исследователями, занимающимися этой темой, были разработаны многочисленные формулы для прогноза толщины льда на различных реках.

В издании ВМО (Hydrological Forecasting Practices, 1975) также приведены приближенные и используемые на практике для прогноза толщины льда формулы.

Для прогноза толщины льда в данных створах Дуная и Тисы необходимо иметь следующие данные:

- а) начальную измеренную толщину льда в сантиметрах, d_g
- б) высоту снежного покрова на льду в см-ах, d_s
- в) плотность снега в кг/м^3

Кроме этих данных необходимо еще знать:

- а) ожидаемую среднюю температуру воздуха в $^{\circ}\text{C}$,
- б) заблаговременность прогноза температуры воздуха

ПРОГНОЗ ДАТЫ ВСКРЫТИЯ ЛЬДА

Вскрытие льда и полное очищение реки ото льда происходит за счет одновременно действующих термических и механических факторов, в то же время оказывающих разное воздействие. За счет термических воздействий происходит таяние, которое значительным образом снижает прочность льда. Под действием механических сил (паводочная волна) разрушается сплошной ледяной покров и создается возможность для ледохода. Взаимодействие этих факторов в различных местах Земли проявляется по разному.

Реки Дунай и Тисв относятся к таким рекам, которые текут с севера на юг и на которых - за исключением отдельных случаев - подвижка льда вызывается в основном термическим фактором. Ледоход и полное очищение ото льда являются сложными процессами, поэтому до сих пор еще не существует надежного во всех отношениях и общего метода прогнозирования. Поэтому в настоящее время для прогнозы дата вскрытия льда и полного очищения реки используются косвенные, упрощенные и приближенные методы.

Нами был построен график с двумя переменными, на горизонтальной оси которого откладывалась сумма отрицательных температур воздуха от даты появления льда до установления положительных температур воздуха, а на вертикальной оси - сумма положительных температур воздуха от даты установления положительных температур до даты вскрытия реки. Через множество полученных точек были проведены прямые.

ПРОГНОЗ ДАТЫ ОЧИЩЕНИЯ ОТО ЛЬДА

Через длительное время с положительными температурами воздуха реки полностью очищаются ото льда. Это очищение может происходить двумя путями. В первом случае сумма отрицательных температур не достигает того значения, которое необходимо для образования ледостава, в этом случае образуется только ледоход, который исчезает через некоторое время с положительными температурами воздуха. Во втором случае образуется ледостав, который после некоторого времени с положительными температурами воздуха вскрывается, образуется ледоход и в результате потепления реки полностью очищаются ото льда.

Прогноз даты очищения ото льда выполняется следующим образом. После даты установления положительных температур воздуха определяем

на основе сумм этих температур то количество отрицательных температур воздуха, которое складывается от первого дня начала ледохода до даты установления положительных температур воздуха. С помощью этих данных по графику или уравнениям можно определить то количество тепла, которое необходимо для полного очищения ото льда. В дальнейшем это количество тепла сравнивается с суммой положительных фактических температур воздуха (суточных), наблюдаемых до даты выдачи прогноза, и с суммой суточных температур воздуха, рассчитанных по прогнозу.

СОСТАВЛЕНИЕ НЕПРЕРЫВНЫХ СУТОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ ЛЕДОВЫХ ЯВЛЕНИЙ

Авт. С помощью методов, описанных в предыдущих главах, и используя математический аппарат, можно непрерывно и комплексно прогнозировать ледовые явления для отдельных участков рек Дуная и Тисы или для отдельных створов этих рек.

Непрерывность прогнозов ледовых явлений означает, что начиная с 1-го ноября производится сбор и ежедневная обработка метеорологических и гидрологических данных и на основании фактических ледовых явлений ежедневно дается прогноз ледовых явлений на любой момент времени. Сбор метеорологических и гидрологических данных производится до конца зимы (до середины марта).

Комплексность прогнозов ледовых явлений состоит в том, что система прогнозов ледовых явлений представляет возможность для прогнозирования ледовых явлений, зная форму ледового явления в данный момент времени.

В Государственной службе гидрологических прогнозов была разработана программа для ЭВМ для прогнозов ледовых явлений. В этой программе были использованы вышеописанные методы.

Прогностические программы, которые сами по себе дают неплохие результаты, автоматически следуют друг за другом в логическом порядке, начиная от долгосрочного прогноза появления льда до программы, разработанной для прогноза даты очищения ото льда.

Пробные прогнозы ледовых явлений, выполненные с помощью ЭВМ для зим 1980-1981 и 1981-1982 гг., дали хорошие результаты.

ЛИТЕРАТУРА.

- 1] БАЛАШОВА, Ю.В.: Состояние и практическое использование методов краткосрочных прогнозов замерзания рек и водохранилищ. Обзор, Гидрометцентр СССР, Обнинск, 1968.
- 2] HORVÁTH, S.: A Duna jégviszonyai. VITUKI Közleményeké 21.sz. Budapesté 1979.

- [3] Hydrological Forecasting Practices: WMO-Operational Hydrology, Report No.6. Geneva, Switzerland, 1975.
- [4] КОМАРОВ, В.Д.: Методы краткосрочных прогнозов времени появления льда и установления ледостава на реках. Труды ЦИП-а, вып. 2/28, 1947.
- [5] LÁSZLÓFFY, W. und SZESZTAY, K.: Vorhersage der Eisverhältnisse in Flüssen mit besondere Berücksichtigung der Donau. 2. Konferenz der Arbeitsgemeinschaft der Donau-länder für hydrologische Vorhersagen, Wien, 1964.
- [6] LÁSZLÓFFY, W., SZESZTAY, K.: A folyók jégviszonyainak előrejelzése, Beszámoló a VITUKI 1962. évi munkájáról. OVF kiadványa, Budapest, 1965.
- [7] STAROSOLSZKY, Ö.: A jég a vízépitésben. VITUKI tanulmányok, 1969.
- [8] ШУЛЯКОВСКИЙ Л.Г.: К методике краткосрочных прогнозов замерзания и вскрытия рек Труды ЦИП-а, вып. : 5/32, 1947.
- [9] ШУЛЯКОВСКИЙ, Л.Г.: Появление льда и начало ледостава на реках, Сверла и водохранилищах. Расчеты для целей прогнозов. Гидрометеорологический издат, Москва, 1960.
- [10] СТАНЧИКОВА, А.: Установление зависимости для прогноза ледовых явлений на основании расчета элементов теплового баланса и на основании предполагаемого развития метеорологических элементов. Рабочая группа по научной гидрологии бассейна реки Дунай при Дунайской Комиссии. Сборник работ. I. Ледовый режим, Будапешт, 1973

Zusammenhänge zwischen Monatsmittelwerten der Wassertemperaturen an stehenden und fließenden Gewässern in Österreich mit den Lufttemperaturen von Umgebungsstationen, auch im Hinblick auf die Wassertemperaturvorhersage

Зависимости между средними месячными и ГОДОВЫМИ значениями температуры текучих и стоячих вод в Австрии и температурами воздуха на окрестных постах наблюдения, имея также в виду прогнозирование температуры воды.

F. NOBILIS und G. WIHL, Wien

Ф. НОБИЛИС и Г. ВИЛЬ, Вена

/Резюме/

Для примерно 70 наблюдательных постов температуры воды в стоячих и текучих водах в Австрии производится анализ средних месячных и ГОДОВЫХ значений температуры воды в 1951 по 1970 гг. и их взаимозависимость с температурами воздуха в окрестностях.

Сначала производится исследование корреляционных зависимостей средних месячных значений температуры воды и средних месячных значений температуры окружающего воздуха для каждого наблюдательного поста в отдельности в отношении их величины и значимости. Кроме того, определяют тот окрестный наблюдательный пост, который наиболее часто показывает значимо ясную зависимость.

Знание таких зависимостей в первую очередь позволяет осуществить целесообразное восполнение пробелов данных.

Для целей прогнозирования проводится также исследование зависимости условий температуры воздуха каждого месяца с температурами воды последующего месяца.

Затем делается еще попытка определить фиктивную температуру воздуха у точки измерения температуры воды.

Обсуждаются результаты корреляционных зависимостей фиктивных температур воздуха с температурами воды в том же месте, имея в виду полученные выше результаты, в том числе и для прогнозирования.

RELATIONSHIPS BETWEEN MEAN ANNUAL AND MONTHLY ESTIMATES OF
WATER TEMPERATURE OF RIVER COURSES AND LAKES FROM AUSTRIA
AND AIR TEMPERATURES FROM NEIGHBOURING STATIONS IN VIEW OF
WATER TEMPERATURE FORECASTING

F.Nobilis and G.Wihl - Vienna
Austria

For about 100 stations for water temperature measurement, located on the river courses and lakes from Austria, an analysis of mean annual and monthly estimates of temperature during 1951 - 1970 and their interrelations with air temperature observed at the neighbouring stations has been undertaken.

At the beginning a research on the relationship between mean monthly estimates of water and air temperature as their magnitude and significance has been made out.

Then the most significant neighbouring station which shows the best correlation is selected.

These correlations firstly allow to complete adequately the gaps in data.

In view of the forecasting a conditional correlation between the mean monthly air temperature and the subsequent mean monthly water temperature was studied.

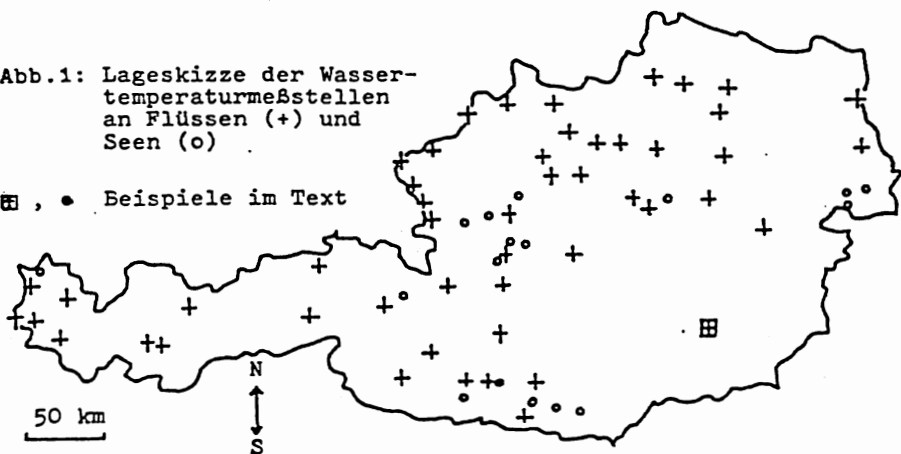
Furthermore another attempt has been made in order to assess the fictive air temperature at the stations where the water temperature was measured. This attempt is relied upon the well known method of squares, QU and of characteristic QUC.

The results of the relationships between the fictive air temperature and water temperature are discussed. Simultaneously, these results are kept in mind for the forecast and they are visualized for large basins in convenient form and some of them are presented in detail.

Für 67 Meßstellen an Flüssen und Seen in Österreich wird versucht, Zusammenhänge zwischen der Lufttemperatur von Stationen in der Umgebung und der Wassertemperatur an der betrachteten Meßstelle herzustellen. Die Lage dieser Wassertemperaturmeßstellen ist in Abb.1 skizziert.

Abb.1: Lageskizze der Wassertemperaturmeßstellen an Flüssen (+) und Seen (o)

⊞, • Beispiele im Text



Arbeiten über die Temperatur - und die Eisverhältnisse der Gewässer haben in Österreich eine lange Tradition (STEINHAUSER 1957, ECKEL 1955, LAUSCHER 1963, NOBILIS 1977 u.a.m.).

Zur Verfügung standen aus den Jahren 1901-1970 die Monatsmittelwerte der Wassertemperaturen (Reihe 1) und bis zu 4 Reihen von Monatsmittelwerten der Lufttemperatur von Umgebungsstationen (Reihe 2 bis 5). Diese Umgebungsstationen waren so ausgewählt worden, wie dies bei Verwendung der Quadrantenmethode (QU) zur Berechnung von Gebietsniederschlägen (z.B. MENDEL 1977) notwendig ist. Dabei wird die Wassertemperaturmeßstelle als Ursprung eines Koordinatensystems betrachtet und pro Quadrant je eine, die jeweils nächstliegende, Station herangezogen. Auf diese Weise wurde in Analogie zum Niederschlag eine fiktive Lufttemperaturreihe (Reihe 6) an der Wassertemperaturmeßstelle gewonnen, wobei, wie bekannt ist, der Abstand der Umgebungsstationen vom Koordinatenursprung als Gewicht verwendet wird.

Mit den Wasser- und den zugehörigen Lufttemperaturreihen wurden Korrelationsmatrizen errechnet, die es ermöglichen, sowohl Einfach- als auch Mehrfachkorrelationskoeffizienten zu bestimmen (Musterbeispiele siehe Tabelle 4).

Aus dem Zeitraum 1901-1970 wurden Daten jener Monate verwendet, die an allen zusammengehörigen Stationen vorlagen. Bei Ausfall eines Wertes einer Datenreihe wurden die entsprechenden Werten der anderen Datenreihe eliminiert.

Zielgröße war die Reihe 1. Daher wurden die Korrelationskoeffizienten R12 bis R16 und Mehrfachkorrelationskoeffizienten R1.23, R1.24, R1.25, R1.34, R1.35, R1.45 in starrer Folge berechnet. Auf die Zuschaltung weiterer Lufttemperaturstationen bei der Mehrfachkorrelation (R1.234 usw.) wurde aus praktischen Gründen verzichtet.

Die berechneten Korrelationskoeffizienten wurden mittels F-Test auf "signifikant ungleich Null" geprüft, die multiplen Korrelationskoeffizienten auch auf "signifikant größer" als die zugehörigen einfachen Korrelationskoeffizienten (SACHS 1969).

Es wurde eine zeitgleiche und eine um ein Monat verschobene Korrelation durchgeführt:

Die zeitgleiche Korrelation ist nicht nur als Analyse (A) des bestehenden Zusammenhanges wertvoll, sondern gibt über die entsprechenden Regressionsgleichungen die Möglichkeit, lückenhafte Datenreihen sinnvoll zu ergänzen.

Die zeitverschobene Korrelation gibt über die Regressionsgleichungen die Möglichkeit eine Prognose (P) durchzuführen oder eine solche als nicht zielführend abzulehnen.

Auch diese Korrelationen wurden analog mit F-Tests geprüft.

Als Musterbeispiel (siehe Abb.1) für eine Wassertemperaturmeßstelle an einem Fluß wird hier Graz/Mur (6.988,9 km² Einzugsgebiet, MQ = 118 m³/s), für eine solche an einem See Millstatt/Millstätter See (286,3 km² Einzugsgebiet) gezeigt. Die charakteristischen Werte der zusammengehörenden Stationen sind in Tabelle 1 dargelegt.

Tabelle 1a: Monatsmittelwerte der Wassertemperatur am Pegel Graz/Mur (540 m ü.A.) und der Lufttemperaturen (°C) der Umgebungsstationen (LT2 = Weiz, LT3 = Graz-Univ., LT4 = Graz-Flugplatz, LT5 = Graz-Andritz, LT6 = Wert der Quadrantenmethode); 20 Beobachtungsjahre

Monat	Wassertemperatur	LT2	LT3	LT4	LT5	LT6
1	1.4	-2.3	-2.1	-3.8	-2.5	-2.2
2	2.4	-0.5	0.1	-1.3	-4.8	0.0
3	4.6	3.3	4.3	3.5	3.8	4.2
4	7.7	9.0	9.9	9.2	9.4	9.8
5	10.3	13.1	14.0	13.7	13.5	13.9
6	13.0	16.8	17.7	17.4	17.2	17.6
7	14.6	18.1	18.9	18.7	18.5	18.9
8	14.6	17.2	18.1	17.7	17.7	18.0
9	12.8	14.1	14.8	14.3	14.5	14.7
10	9.1	9.1	9.8	9.0	9.3	9.6
11	5.4	3.9	4.4	3.3	4.0	4.3
12	2.4	-0.5	-0.4	-1.7	-0.8	-0.5

Tabelle 1b: Monatsmittelwerte der Wassertemperatur am Pegel Millstatt/Millstätter See (588 m ü.A.) und der Lufttemperaturen (°C) der Umgebungsstationen (LT2 = Millstatt, LT3 = Weissenstein, LT4 = Greifenburg, LT5 = Sachsenburg, LT6 = Wert der Quadrantenmethode); 16 Beobachtungsjahre

Monat	Wassertemperatur	LT2	LT3	LT4	LT5	LT6
1	3.5	-2.3	-3.7	-4.3	-3.9	-2.3
2	2.8	-0.6	-0.9	-1.4	-0.9	-0.6
3	4.0	3.5	3.7	3.1	3.6	3.5
4	7.3	8.8	8.6	8.3	8.9	8.8
5	12.6	13.2	13.3	13.1	13.3	13.2
6	17.2	16.5	16.7	16.3	16.8	16.5
7	20.2	18.3	18.3	18.1	18.2	18.3
8	20.4	17.2	17.1	17.2	17.0	17.2
9	18.3	14.7	14.1	14.5	14.2	14.7
10	14.7	9.5	8.9	8.6	8.4	9.5
11	10.1	4.0	3.6	2.3	3.1	4.0
12	5.7	-1.1	-2.4	-3.3	-2.9	-1.1

Die Tabellen 2 und 3 geben eine Zusammenstellung der gerechneten Korrelationskoeffizienten und ihrer statistischen Signifikanzen sowohl für zeitgleiche als auch zeitverschobene Verhältnisse für die beiden ausgewählten Stationen.

Zur besseren Erläuterung der darin enthaltenen Information wurden in Abb.2 als Beispiel Jahrgänge der Korrelationskoeffizienten R12 und R1.23, sowohl für den Fall der Analyse (A), als auch den der Prognose (P) gezeichnet.

Tabelle 2: Einfach- und Mehrfachkorrelationskoeffizienten unter Angabe der statistischen Signifikanzen für Graz/Mur (Erläuterung in der Tabellenüberschrift)

STATION GRAZ/MUR
 STAT. NR. 11326
 BEZUG NR. 1

WEIT GRAZ-UMI GRAZ(F)PL. GRAZ-ANDPITZ QUADRANTEN-METHODE
 10A25 17094 12102 12086
 2 3 4 5 6

LUFTTEMPERATUR AUS MONAT M1, WASSERTEMP. AUS MONAT M2
 *1 *2 RXY, P1.YY EINFACHE UND MULTIPLE KORRELATIONSKOEFFIZIENTEN
 P, P. TEST FUER SIGNIFIKANT IMGL.O FUER RXY, P1.YY
 P.Y, P.YY TEST FUER SIGNIFIKANTE ABWEICHUNG VON P1.YY GEGENUEBER P11 RZV P1Y
 ACH FAKTOR FUER DIE UMRECHNUNG DER R-FINE ODER NACH DER CHARAKTERISTIKENMETHODE
 ANZ R12 R13 R14 R15 R16 ACH R1.23 R1.24 R1.25 R1.34 R1.35 R1.45

1	1	20	.756	.748	.798*	.751	.740	1.032	.817	.844	.870	.811	.752	.821
	P		.988	1.000	1.000	1.000	1.000		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
	P.Y								.986	.980	1.000	.980	.377	.725
	P.YY								.982	.956	.988	.729	.120	.954
1	2	20	.111	.085	.114	.129	.094	1.032	.151	.114	.155	.177	.340	.147
	P		.358	.277	.347	.413	.308*		.474	.340	.447	.546	.857	.443
	P.Y								.324	.002	.346	.478	.833	.296
	P.YY								.390	.032	.278	.424	.814	.226
2	2	20	.652	.670	.900	.882	.872	1.032	.882	.917	.908	.910	.883	.905
	P		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
	P.Y								.938	.907	.993	.984	.801	.635
	P.YY								.778	.917	.951	.819	.360	.935
2	3	20	.356	.379	.379*	.323	.369	1.032	.441	.391	.447	.380	.607	.582
	P		.876	.900	.901	.824	.890		.948	.912	.952	.902	.996	.993
	P.Y								.751	.524	.772	.109	.975	.961
	P.YY								.684	.329	.828	.083	.984	.975
3	3	20	.827	.842	.844	.831	.842	1.032	.843	.844	.831	.848	.843	.844
	P		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
	P.Y								.770	.793	.454	.534	.095	.087
	P.YY								.102	.009	.088	.453	.703	.737
3	4	20	.471	.423	.463	.443	.434	1.032	.706	.471	.516	.473	.445	.466
	P		.964	.943	.960	.950	.945		.977	.964	.980	.965	.921	.961
	P.Y								.801	.013	.876	.612	.354	.195
	P.YY								.769	.724	.781	.342	.130	.486
4	4	20	.841	.848	.838	.818	.846	1.032	.840	.841	.844	.850	.848	.840
	P		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
	P.Y								.845	.220	.443	.368	.006	.345
	P.YY								.319	.426	.887	.717	.908	.855
4	5	20	.364	.421	.378*	.386	.416	1.032	.480	.378	.397	.444	.427	.387
	P		.886	.935	.896	.907	.932		.968	.900	.917	.950	.939	.908
	P.Y								.839	.338	.513	.480	.246	.334
	P.YY								.706	.175	.326	.713	.582	.117
5	5	20	.686	.690	.714	.705	.698	1.032	.692	.736	.705	.715	.707	.715
	P		.990	.999	1.000	.999	.999		.999	1.000	.999	1.000	1.000	1.000
	P.Y								.386	.875	.641	.718	.826	.130
	P.YY								.242	.700	.127	.142	.785	.518
5	6	20	.173	.185	.190	.167	.183	1.032	.189	.224	.174	.190	.188	.209
	P		.554	.566	.577	.518	.560		.576	.657	.536	.577	.572	.624
	P.Y								.251	.444	.051	.133	.101	.288
	P.YY								.130	.378	.157	.005	.278	.400
6	6	20	.550	.584	.559	.55*	.584	1.032	.684	.559	.560	.584	.585	.564
	P		.988	.993	.990	.989	.993		.993	.990	.990	.993	.993	.990
	P.Y								.671	.376	.398	.006	.185	.291
	P.YY								.106	.043	.252	.597	.636	.354
6	7	20	.109	.115	.155	.181	.130	1.032	.115	.314	.276	.193	.224	.190
	P		.352	.371	.485	.554	.414		.377	.823	.761	.584	.658	.579
	P.Y								.123	.782	.708	.475	.573	.353
	P.YY								.013	.749	.616	.364	.417	.196

Fortsetzung von Tabelle 2:

7	7	20	.768	.672	.793	.807	.716	1.032	.787	.793	.802	.803	.802	.812
	P		1.000	.999	1.000	1.000	1.000		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
	P.Y								.738	.799	.870	.992	.992	.784
	P.Y								.086	.008	.039	.601	.148	.613
7	8	20	.245	.107	.280	.408	.173	1.037	.459	.322	.638	.679	.621	.480
	P		.701	.348	.783	.926	.533		.958	.834	.998	.967	.997	.968
	P.Y								.911	.627	.994	.957	.995	.910
	P.Y								.946	.460	.982	.909	.975	.747
8	8	20	.710	.626	.768	.774	.674	1.032	.713	.778	.795	.788	.784	.784
	P		1.000	.997	1.000	1.000	.990		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
	P.Y								.215	.948	.973	.995	.994	.684
	P.Y								.939	.558	.758	.743	.578	.471
8	9	20	.090	.034	.117	.198	.072	1.032	.156	.145	.474	.211	.362	.280
	P		.295	.112	.377	.598	.239		.489	.459	.965	.629	.883	.768
	P.Y								.398	.359	.956	.609	.871	.710
	P.Y								.467	.276	.940	.531	.802	.592
9	9	20	.774	.698	.739	.820	.732	1.037	.783	.790	.857	.739	.843	.857
	P		1.000	.999	1.000	1.000	1.000		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
	P.Y								.572	.703	.991	.840	.698	.997
	P.Y								.969	.924	.937	.002	.845	.939
9	10	20	.381	.336	.384	.352	.343	1.032	.390	.384	.414	.393	.352	.394
	P		.907	.852	.905	.872	.867		.911	.905	.930	.914	.873	.915
	P.Y								.294	.181	.527	.629	.360	.310
	P.Y								.614	.031	.661	.292	.061	.565
10	10	20	.890	.852	.840	.889	.865	1.032	.890	.890	.892	.865	.889	.892
	P		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
	P.Y								.025	.014	.444	.763	.965	.976
	P.Y								.967	.972	.507	.808	.125	.469
10	11	20	.133	.036	.142	.137	.056	1.032	.348	.143	.138	.306	.339	.143
	P		.425	.120	.451	.436	.186		.867	.442	.438	.810	.856	.451
	P.Y								.824	.165	.116	.794	.842	.019
	P.Y								.954	.027	.046	.743	.807	.125
11	11	20	.835	.865	.700	.870	.870	1.032	.865	.835	.909	.865	.879	.880
	P		1.000	1.000	.999	1.000	1.000		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
	P.Y								.920	.150	.997	.081	.805	1.000
	P.Y								.083	.997	.964	.999	.104	.312
11	12	20	.033	.032	.299	.040	.036	1.037	.033	.476	.057	.473	.052	.473
	P		.110	.108	.798	.132	.120		.110	.966	.188	.965	.171	.965
	P.Y								.004	.960	.149	.959	.130	.897
	P.Y								.022	.900	.132	.896	.107	.959
12	12	20	.734	.744	.800	.750	.763	1.032	.770	.834	.751	.932	.765	.875
	P		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
	P.Y								.951	.991	.666	.975	.191	.989
	P.Y								.464	.856	.118	.840	.643	.999
12	1	20	.108	.064	.001	.055	.062	1.032	.256	.476	.304	.375	.088	.364
	P		.350	.712	.004	.187	.205		.725	.845	.808	.894	.289	.825
	P.Y								.655	.930	.765	.881	.192	.874
	P.Y								.696	.938	.787	.886	.222	.870

Tabelle 3: Einfach- und Mehrfachkorrelationskoeffizienten unter Angabe der statistischen Signifikanzen für Millstatt/ Millstätter See (Erläuterung in der Tabellenüberschrift)

STATION MILLSTATT/M.S.
 STAT. NR. 12314
 PFTHE NR. 1

MILLSTATT	WEISSENTFIM				GREIFENRUPG				SACHSENALUG				CUADRANTEN-METHODE			
13423	13440				13126				13134				F.			
2	3				4				5				6			
LUFTTEMPERATUR AUS MONAT M1, WASSERTEMPERATUR AUS MONAT M2 R _{1Y} , R _{2Y} EINFACHE UND MULTIPLE KORRELATIONSKOEFFIZIENTEN P, P. TEST FUER SIGNIFIKANT UNGL. O FUER R _{1Y} , R _{2Y} P.Y, P.Y TEST FUER SIGNIFIKANTE ABWEICHUNG VON R _{1Y} GEGENUEBER R _{1X} BZW R _{1Y} ACH FAKTOR FUER DIE UMPFEHLUNG DER FEINE O U NACH DER CHARAKTERISTIKENMETHODE																
M7	P17	P13	P14	P15	P16	ACH	P1.23	P1.24	P1.25	P1.34	P1.35	P1.45				
1	1	1A	.825	.815	.779	.645	.825	1.001	.849	.828	.872	.826	.815	.841		
		P	1.000	1.000	1.000	.993	1.000		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	
		P.Y							.800	.346	.942	.587	.023	.947		
		P.Y							.867	.908	.999	.898	.992	.997		
1	2	1A	.794	.675	.812	.704	.794	1.001	.795	.813	.797	.816	.731	.844		
		P	1.000	.999	1.000	.998	1.000		1.000	1.000	1.000	1.000	.999	1.000		
		P.Y							.146	.898	.286	.987	.836	.854		
		P.Y							.673	.181	.956	.364	.682	.992		
2	2	1A	.511	.314	.329	.287	.499	1.001	.814	.763	.882	.329	.322	.427		
		P	.957	.764	.786	.682	.956		.989	.999	1.000	.777	.777	.901		
		P.Y							.857	.993	1.000	.285	.211	.703		
		P.Y							.949	.998	1.000	.062	.498	.793		
2	3	1A	.718	.477	.580	.568	.715	1.001	.817	.806	.810	.807	.583	.580		
		P	.998	.938	.981	.978	.998		1.000	1.000	1.000	.987	.982	.981		
		P.Y							.671	.962	.763	.888	.840	.019		
		P.Y							.999	.996	.996	.572	.451	.403		
3	3	1A	.713	.575	.595	.584	.712	1.001	.715	.805	.800	.611	.605	.596		
		P	.998	.980	.985	.983	.998		.998	1.000	1.000	.988	.987	.985		
		P.Y							.241	.960	.952	.838	.593	.113		
		P.Y							.853	.994	.994	.464	.494	.363		
3	4	1A	.732	.865	.657	.685	.733	1.001	.865	.733	.735	.866	.868	.698		
		P	.999	1.000	.997	.997	.999		1.000	.999	.999	1.000	1.000	.997		
		P.Y							.994	.174	.286	.279	.431	.109		
		P.Y							.042	.748	.823	.997	.998	.493		
4	4	1A	.842	.701	.824	.801	.841	1.001	.845	.842	.844	.824	.801	.824		
		P	1.000	.998	1.000	1.000	1.000		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000		
		P.Y							.391	.183	.293	.983	.963	.123		
		P.Y							.993	.741	.901	.040	.011	.761		
4	5	1A	.482	.410	.505	.459	.483	1.001	.483	.506	.484	.507	.459	.517		
		P	.942	.885	.954	.926	.942		.942	.954	.942	.955	.926	.940		
		P.Y							.992	.463	.113	.767	.583	.343		
		P.Y							.690	.085	.464	.145	.049	.665		
4	5	1A	.612	.675	.675	.587	.613	1.001	.678	.676	.658	.708	.675	.684		
		P	.988	.996	.996	.987	.988		.994	.994	.994	.998	.996	.997		
		P.Y							.824	.815	.728	.704	.013	.413		
		P.Y							.239	.159	.832	.709	.881	.900		
4	6	1A	.537	.543	.574	.484	.538	1.001	.560	.574	.705	.588	.544	.587		
		P	.958	.970	.980	.943	.968		.976	.980	.968	.983	.971	.983		
		P.Y							.497	.807	.963	.888	.114	.414		
		P.Y							.446	.034	.978	.423	.693	.838		
4	6	1B	.719	.619	.735	.621	.719	1.001	.770	.741	.734	.747	.654	.736		
		P	.998	.989	.999	.990	.998		.998	.999	.999	.999	.994	.999		
		P.Y							.124	.640	.553	.959	.667	.191		
		P.Y							.021	.177	.942	.521	.655	.945		
6	7	1A	.053	.139	.194	.087	.052	1.001	.203	.407	.118	.194	.145	.260		
		P	.154	.393	.529	.251	.151		.549	.882	.338	.529	.408	.669		
		P.Y							.217	.864	.294	.373	.114	.469		
		P.Y							.404	.818	.226	.092	.321	.623		

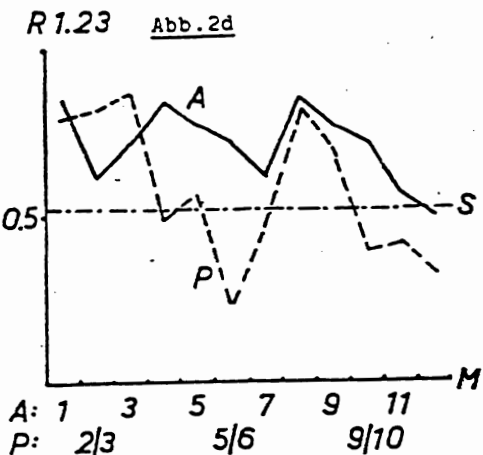
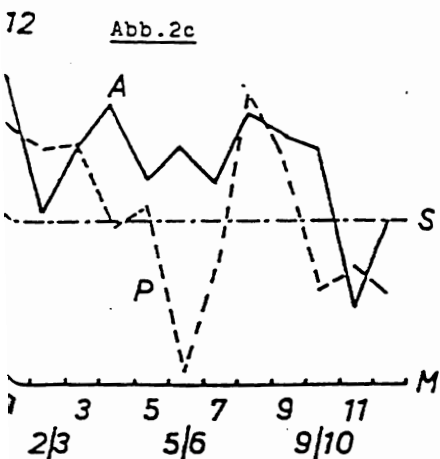
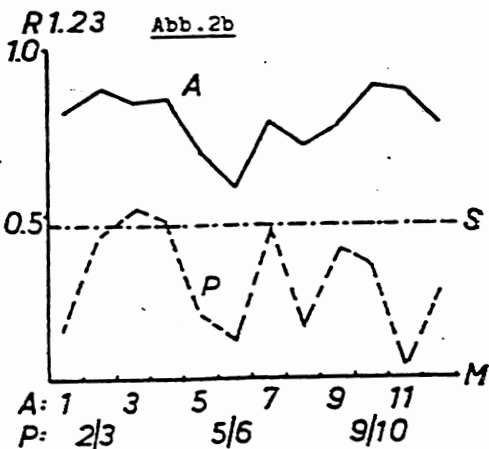
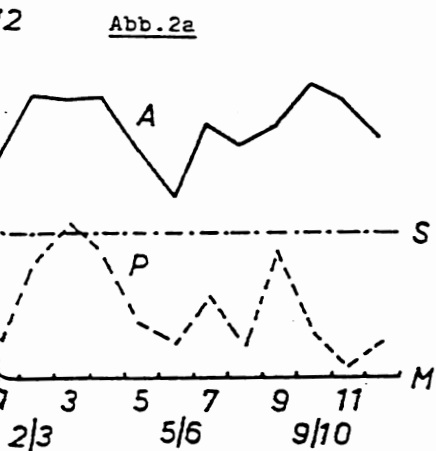
Fortsetzung von Tabelle 3:

7	7	1A	.617	.440	.716	.509	.617	1.001	.615	.722	.612	.718	.526	.747
		P	.088	.012	.008	.056	.088		.080	.098	.088	.098	.064	.099
		P.Y							.717	.933	.100	.980	.758	.732
		P.Y							.029	.369	.855	.213	.419	.989
7	8	1A	.372	.125	.346	.313	.371	1.001	.456	.372	.372	.374	.333	.347
		P	.844	.358	.811	.767	.843		.024	.845	.844	.847	.792	.813
		P.Y							.696	.058	.031	.806	.740	.087
		P.Y							.001	.398	.551	.411	.326	.427
8	8	1A	.829	.529	.776	.849	.828	1.001	.856	.834	.854	.777	.872	.852
		P	1.000	.963	1.000	1.000	1.000		1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
		P.Y							.830	.461	.821	.994	1.000	.969
		P.Y							1.000	.932	.448	.051	.837	.380
8	9	1A	.786	.498	.664	.682	.783	1.001	.810	.788	.801	.667	.683	.607
		P	1.000	.950	.995	.996	1.000		1.000	1.000	1.000	.905	.996	.997
		P.Y							.773	.257	.888	.948	.962	.687
		P.Y							.698	.971	.975	.109	.176	.514
9	9	1A	.748	.540	.756	.683	.748	1.001	.768	.772	.748	.756	.689	.757
		P	.000	.069	.990	.006	.000		.009	1.000	.999	.999	.997	.999
		P.Y							.885	.706	.085	.988	.947	.211
		P.Y							.001	.822	.879	.092	.325	.905
9	10	1A	.671	.553	.840	.716	.671	1.001	.671	.873	.716	.856	.725	.251
		P	.998	.974	1.000	.998	.998		.485	1.000	.998	1.000	.999	1.000
		P.Y							.300	.999	.783	.999	.971	.274
		P.Y							.813	.840	.101	.914	.437	.992
10	10	1A	.702	.484	.674	.617	.701	1.001	.721	.702	.729	.683	.625	.677
		P	.008	.067	.006	.080	.008		.008	.998	.990	.996	.990	.996
		P.Y							.599	.060	.680	.967	.900	.250
		P.Y							.985	.663	.928	.402	.737	.804
10	11	1A	.280	.090	.240	.204	.288	1.001	.390	.227	.388	.299	.265	.250
		P	.723	.240	.620	.551	.720		.864	.764	.863	.740	.879	.650
		P.Y							.675	.431	.671	.700	.632	.208
		P.Y							.830	.490	.782	.490	.463	.402
11	11	1A	.233	.461	.220	.221	.234	1.001	.577	.233	.233	.535	.605	.221
		P	.615	.928	.586	.588	.616		.981	.615	.615	.967	.987	.590
		P.Y							.963	.021	.027	.730	.890	.081
		P.Y							.849	.223	.214	.942	.976	.051
11	12	1A	.353	.200	.353	.279	.353	1.001	.417	.359	.384	.384	.293	.484
		P	.821	.542	.820	.702	.820		.892	.829	.859	.858	.729	.943
		P.Y							.803	.196	.435	.777	.566	.805
		P.Y							.820	.202	.682	.436	.740	.874
12	12	1A	.496	.465	.477	.474	.496	1.001	.498	.497	.500	.482	.484	.480
		P	.050	.931	.938	.936	.950		.050	.950	.951	.942	.942	.940
		P.Y							.177	.097	.193	.380	.409	.172
		P.Y							.575	.430	.481	.225	.303	.264
12	12	1A	.275	.180	.240	.244	.274	1.001	.317	.287	.297	.274	.240	.250
		P	.807	.496	.648	.642	.696		.769	.719	.736	.700	.669	.650
		P.Y							.644	.740	.827	.954	.904	.047
		P.Y							.681	.390	.458	.330	.241	.131

Tabelle 4: Korrelationsmatrizen für ausgewählte Monate der Stationen Graz/Mur und Millstatt/Millstätter See (Erläuterungen in der Tabellenüberschrift)

MATRIZEN DER ANSTIEGE, ANSCHNITTE UND STANDARD-ERFORS DER WT- MIT DEM UMFANGRICHTEM LI-REIHEN IN DER HAUPTDIAGONALE DER STANDARD-FRÖH-MATRIXSTANDARD-DEVIATION									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0,000	0,472	0,553	0,510	0,607	0,600	106,652	106,351	106,482
2	0,472	0,000	1,054	1,029	1,011	1,010	0,070	0,073	0,071
3	0,553	1,054	0,000	0,951	0,925	0,925	1,421	1,409	1,407
4	0,510	1,029	0,951	0,000	0,919	0,919	0,000	0,000	0,000
5	0,607	1,011	0,925	0,919	0,000	0,000	6,120	6,120	6,120
6	0,600	1,010	0,925	0,919	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
7	106,652	0,070	1,421	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
8	106,351	0,073	1,409	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
9	106,482	0,071	1,407	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MATRIZEN DER ANSTIEGE, ANSCHNITTE UND STANDARD-ERFORS DER WT- MIT DER ERGÄNZTEN REIHE QU IN DER HAUPTDIAGONALE DER STANDARD-ERFÖR-MATRIXSTANDARD-DEVIATION									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0,000	0,543	0,600	0,600	0,600	12,050	12,050	12,050	12,050
2	0,543	0,000	1,054	1,029	1,011	0,070	0,073	0,071	0,070
3	0,600	1,054	0,000	0,951	0,925	0,000	0,000	0,000	0,000
4	0,600	1,029	0,951	0,000	0,919	0,919	0,000	0,000	0,000
5	0,600	1,011	0,925	0,919	0,000	0,000	6,120	6,120	6,120
6	12,050	0,070	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
7	12,050	0,073	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
8	12,050	0,071	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
9	12,050	0,070	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MATRIZEN DER ANSTIEGE, ANSCHNITTE UND STANDARD-ERFORS DER WT- MIT DER ERGÄNZTEN REIHE QU IN DER HAUPTDIAGONALE DER STANDARD-ERFÖR-MATRIXSTANDARD-DEVIATION									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0,000	0,114	0,133	0,172	0,201	0,000	170,944	171,816	172,931
2	0,114	0,000	1,054	1,029	1,011	0,000	0,000	0,000	0,000
3	0,133	1,054	0,000	0,951	0,925	0,000	0,000	0,000	0,000
4	0,172	1,029	0,951	0,000	0,919	0,919	0,000	0,000	0,000
5	0,201	1,011	0,925	0,919	0,000	0,000	6,120	6,120	6,120
6	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
7	170,944	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
8	171,816	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
9	172,931	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MATRIZEN DER ANSTIEGE, ANSCHNITTE UND STANDARD-ERFORS DER WT- MIT DER ERGÄNZTEN REIHE QU IN DER HAUPTDIAGONALE DER STANDARD-ERFÖR-MATRIXSTANDARD-DEVIATION									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0,000	0,157	0,169	0,194	0,208	0,000	194,706	194,706	194,706
2	0,157	0,000	1,054	1,029	1,011	0,000	0,000	0,000	0,000
3	0,169	1,054	0,000	0,951	0,925	0,000	0,000	0,000	0,000
4	0,194	1,029	0,951	0,000	0,919	0,919	0,000	0,000	0,000
5	0,208	1,011	0,925	0,919	0,000	0,000	6,120	6,120	6,120
6	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
7	194,706	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
8	194,706	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
9	194,706	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MATRIZEN DER ANSTIEGE, ANSCHNITTE UND STANDARD-ERFORS DER WT- MIT DER ERGÄNZTEN REIHE QU IN DER HAUPTDIAGONALE DER STANDARD-ERFÖR-MATRIXSTANDARD-DEVIATION									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0,000	0,229	0,218	0,273	0,279	0,000	225,531	226,392	227,402
2	0,229	0,000	1,054	1,029	1,011	0,000	0,000	0,000	0,000
3	0,218	1,054	0,000	0,951	0,925	0,000	0,000	0,000	0,000
4	0,273	1,029	0,951	0,000	0,919	0,919	0,000	0,000	0,000
5	0,279	1,011	0,925	0,919	0,000	0,000	6,120	6,120	6,120
6	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
7	225,531	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
8	226,392	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
9	227,402	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MATRIZEN DER ANSTIEGE, ANSCHNITTE UND STANDARD-ERFORS DER WT- MIT DER ERGÄNZTEN REIHE QU IN DER HAUPTDIAGONALE DER STANDARD-ERFÖR-MATRIXSTANDARD-DEVIATION									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0,000	0,228	0,228	0,279	0,282	0,000	228,694	228,694	228,694
2	0,228	0,000	1,054	1,029	1,011	0,000	0,000	0,000	0,000
3	0,228	1,054	0,000	0,951	0,925	0,000	0,000	0,000	0,000
4	0,279	1,029	0,951	0,000	0,919	0,919	0,000	0,000	0,000
5	0,282	1,011	0,925	0,919	0,000	0,000	6,120	6,120	6,120
6	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
7	228,694	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
8	228,694	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
9	228,694	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Abb.2: Jahresgänge ausgewählter Einfach- und Mehrfachkorrelationskoeffizienten (R_{12} und $R_{1.23}$) für Analyse (A) und Prognose (P) an den Stationen Graz/Mur (Abb.2a und 2b) und Millstätter See (Abb.2c und 2d) unter Angabe des Signifikanzniveaus (S) von 5%; M...Monat



Betrachtet man z.B. ein Signifikanzniveau von 5% (waagrechte Linie S in Abb.2), so zeigt sich bei der Analyse (A) der Wassertemperaturmeßstelle Graz/Mur, daß in allen Monaten die einfachen und die multiplen Korrelationskoeffizienten signifikant ungleich Null sind und ein Jahrgang mit Doppelwelle auftritt. Den beiden Extremen bei der Einfachkorrelation im Februar ($R_{12} = 0,852$) und im Oktober ($R_{12} = 0,890$) stehen Minima im Jänner ($R_{12} = 0,656$) und im Juni ($R_{12} = 0,550$) gegenüber. Der Jahrgang für die Prognose (P) zeigt starke Schwankungen von Monat zu Monat, allerdings wird das Signifikanzniveau nur im Frühjahr geringfügig überschritten, die Zusammenhänge sind daher im allgemeinen zufälliger Natur. Auch die Verwendung der Mehrfachkorrelationskoeffizienten ergibt keine wesentlich besseren Werte.

Bei der Wassertemperaturstation Millstatt/Millstätter See ist der Jahrgang der Korrelationskoeffizienten bei der Analyse (A) stärkeren Schwankungen unterworfen und fällt, im Gegensatz zu Graz/Mur, zum Teil sogar unter die Signifikanzschränke. Bei der Prognose (P) ist dies nur in den Sommermonaten der Fall, im Gegensatz zu Graz/Mur, wo das de facto das ganze Jahr auftritt.

Die Quadrantenmethode liefert hier und i.a. keine besseren Ergebnisse als die jeweils bestkorrelierte Einzelstation, da sie ja mittlere Verhältnisse wiedergibt. Es wäre noch zu prüfen, wie diese fiktive Lufttemperatur sich zu tatsächlichen Lufttemperaturwerten an der Wassertemperaturmeßstelle verhält.

Zur Ergänzung von Datenlücken sollte man daher in jedem Fall die bestkorrelierte Einzelstation für das jeweilige Monat heranziehen und sich nicht auf eine einzige Bezugsstation über alle Monate verlassen.

Bei stehenden Gewässern sind Analyse und Prognose für den Winter und die Übergangszeiten auch vom Gesichtspunkt der Fisbildung zu betrachten, deren Einfluß ja offenkundig ist. Im Fall des Millstätter Sees ist laut ECKEL 1955 im Mittel der Beginn der Eisperiode am 21. Jänner, jener der vollständigen Schließung am 26. Jänner. Das Ende der vollständigen Schließung ist im Mittel am 28. Februar, das Ende der Eisperiode am 9. März.

Im Hinblick auf eine Prognose lassen sich für stehende Gewässer relativ signifikante Aussagen treffen, für fließende Gewässer, wie dies auch zu erwarten war, jedoch nicht.

Literatur:

- ECKEL, O.: Statistisches zur Vereisung der Ostalpenseen, Wetter und Leben, Jg.7, H.3-4, S 49-57, 1955
- LAUSCHER, F.: Flußtemperaturen in den Niederungen des mittleren Donaugebietes, Wetter und Leben, Jg.15, S 99-106, 1963
- MENDEL, H.G.: Die Berechnung von Gebietsniederschlägen, DGM 21, H.6, S 129-141, 1977
- NOBILIS, F.: Prognose der Wassertemperatur an der Krems in Oberösterreich, IX.Konferenz der Donauländer über hydrologische Vorhersagen, Budapest, 1977
- SACHS, L.: Statistische Auswertungsmethoden, Springer-Verlag, Berlin, 1969
- STEINHAUSER, F.: Das Klima der Kärntner Seen, Mitt.der Österr. Sanitätsverwaltung, 58.Jg., H.3, 1957

Anmerkung: Die Arbeit erfolgte mit Unterstützung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften

Anschrift der Verfasser:

Dr.Franz Nobilis, Hydrographisches Zentralbüro, A-1030 Wien, Marxergasse 2

Dr.Gunter Wihl, Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, A-1190 Wien, Hohe Warte 38

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

1942

ТЕРМИЧЕСКИЙ БАЛАНС Р. ДУНАЙ В БОЛГАРО-РУМЫНСКОМ СЕКТОРЕ

Д. Печинков¹, С. Модев², Ив. Минков²

1. Институт гидрологии и метеорологии, София, Болгария;

2. Висш институт строительства и архитектуры, София, Болгария

THERMAL BALANCE OF THE DANUBE BULGARIAN-RUMANIAN REACH

On the basis of multiannual observations of water temperature in the Danube and its tributaries the heat balance obtained from the river and its tributaries in the reach under study is determined and an evaluation of the total radiation, turbulent exchange with the atmosphere, evaporation heat losses, etc. is made.

In relation with the thermal balance and ice regime forecasting the above studies are useful for the construction of hydrotechnical complexes within the Danube Bulgarian-Rumanian reach.

WÄRMEBILANZ IM BULGARISCH-RUMÄNISCHEN DONAUSEKTOR

Auf Grund langjähriger Beobachtungen über die Wassertemperatur im Donaueinfluß und in den Nebenflüssen wird Wärmebilanz der Wärmemenge, welche vom Fluß und den Nebenflüssen in den entsprechenden Donauektor zugeführt wird, berechnet und Einschätzung der summarischen Strahlung, des Turbulenz-austausches mit der Atmosphäre, des Wärmeverlustes durch Verdunstung u. a. gemacht.

Die Untersuchungen sind bedeutungsvoll im Zusammenhang mit der Prognosierung der Wärmebilanz und des Eisregimes bei der Errichtung hydrotechnischer Komplexe im bulgarisch-rumänischen Donauektor.

Решение широкого круга научных и инженерных проблем связанных с открытием течения льда, требует знания их термического баланса. Исследование процессов льдообразования, испарения, конденсации, дополнительного термического загрязнения в результате деятельности человека, невозможно без учета компонентов термического баланса. Существенное значение для практики имеет прогнозирование термических явлений, как в отношении их естественного развития, так и в результате влияния инженерных сооружений.

Исследование термического баланса р. Дунай имеет больше значение для настоящей и будущей деятельности в связи с ее эксплуатацией.

В болгаро-румынском участке р. Дунай, температура воды измеряется в ряде пунктов, по которым имеются данные за 40 - 50 летний период. Известны разработки, касающиеся температурного режима р. Дунай [1, 6] и рассматривающие, главным образом, вопрос, которые относятся к параметрам режима, без учета определяющих его факторов.

РЕЗЮМЕ ОБЩЕЕ УРАВНЕНИЕ ТЕРМИЧЕСКОГО БАЛАНСА

Общее уравнение баланса за данный участок реки можно записать в виде:

$$S_{\text{нач}} + S_{\text{пр}} - S_{\text{кон}} = \pm S_R \pm S_{\text{ик}} \pm S_{\text{та}} \pm S_{\text{тг}} \quad (1)$$

где: $S_{\text{нач}}$ - теплота, поступающая с потоком воды сквозь начальное сечение участка;

$S_{\text{кон}}$ - теплота, которая выпускается потоком воды сквозь конечное сечение участка;

$S_{\text{пр}}$ - теплота поступающая из притоков;

S_R - теплота в результате радиационного баланса;

$S_{\text{та}}$ - теплота вследствие турбулентного обмена с атмосферой;

$S_{\text{тг}}$ - теплота вследствие турбулентного обмена со дном;

$S_{\text{ик}}$ - теплота в результате испарения или конденсации.

При уточнении общего уравнения баланса, в его правую часть можно записать еще члены, характеризующие теплоту, необходимую для таяния твердых осадков или получаемую от жидких осадков; теплоту, которая выделяется при таянии льда или получается при льдообразовании; теплоту, которая выделяется при преодолении сопротивления трением водного потока и др. Так как эти компоненты в условиях рассматриваемого участка р. Дунай со значениями на несколько порядков ниже, настоящим исследованием они не учитываются.

Знак отдельных компонентов зависит от направления теплового потока и принят положительным, когда в водное течение вносится теплота.

Компоненты термического баланса можно выразить количеством теплоты (кал/сек, кал/месяц, кал/год) или тепловым потоком с единицы поверхности (кал/см²/сутки). В настоящей разработке в качестве измерителя принято количество теплоты за месяц, респ. за год в кал.

Ввиду того, что основным носителем теплоты является водный поток, при определении среднемесячных значений компонентов балансового уравнения учитывается время добегания воды от км 845 до км 375 посредством зависимости:

$$\text{1.1.1.} \quad A_i^* = A_i + \frac{\tau_i}{n_i} (A_{i+1} - A_i) \quad \text{респ.} \quad (2.1)$$

$$A_i^* = A_i + \frac{\tau_i}{2n_i} (A_{i+1} - A_i) \quad (2.2)$$

РЕЗЮМЕ

где: A_i и A_{i+1} - среднемесячные значения i и $i+1$ месяц величины (расход воды, температура, испарение и др.);

A_i^* - среднемесячные значения с отчетом времени добегания;

τ_i - время добегания от начального до конечного сечения;

n_i - число суток.

С помощью зависимости (2.1) определены средние месячные значения расхода воды и температура воды в конечном пункте. Для сравнительно равномерного распределения элементов по длине речного участка - испарения и конденсации, обмена с атмосферой и дном и с некоторым приближением и для притоков, принято линейное изменение времени добегания. В том случае коррекция учитывающая время добегания сделана по зависимости (2.2). Индексом "ж" обозначены величины с коррекцией времени добегания, осуществленные по формулам (2.1) респективно (2.2).

Необходимые для расчета среднемесячные значения расход в воды в начальном пункте Ново село (км 845) $Q_{нач}$ и конечном пункте Силистра (км 375) $Q_{кон}$, среднемесячные расходы воды притоков $Q_{пр}$, среднемесячные температуры воды $t_{воды}$ и воздуха $t_{возд}$, испарение с водной поверхности E , площадь водной поверхности в участке реки F и скорость ветра W , помещенные в таблице 1, получены из режимных наблюдений над гидрологическими элементами на гидрометрических станциях Ново село, Лом, Оряхово, Свищов, Русе, Силистра, а над метеорологическими элементами - из станции Видин, Лом, Оряхово, Свищов, Русе и Си-

Таблица 1. Среднемесличные и годовые значения элементов, определяющих термический поток

Элемент	М е с я ц и												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VI	VIII	IX	X	XI	XII	
м ³ /сек	5050	5680	7340	8320	7800	6930	5880	4670	3860	3490	4470	5240	5730
°С	1.4	1.9	5.0	11.2	16.5	20.4	22.4	22.5	19.2	13.6	8.2	3.5	12.1
м ³ /сек	5350	6000	7980	8880	8780	7960	6690	5210	4320	3810	4600	5630	6300
°С	1.2	1.5	4.8	11.3	17.2	21.2	23.6	23.6	20.1	14.3	8.5	3.4	12.5
м ³ /сек	300	320	640	560	680	1030	810	540	460	320	130	390	570
°С	1.2	2.3	5.2	11.3	16.6	20.6	22.7	22.3	17.8	12.3	7.3	3.0	11.9
°С	-1.6	-0.2	5.8	12.4	17.6	21.2	23.2	22.8	18.7	12.3	6.1	0.8	11.6
см/сутки	0.03	0.04	0.15	0.27	0.34	0.42	0.52	0.54	0.36	0.17	0.09	0.03	-
км ²	475	494	503	512	508	493	489	470	461	456	465	479	-
м/сек	2.0	2.2	2.6	2.1	1.9	1.6	1.4	1.3	1.2	1.6	1.4	1.7	1.8
°С	1.3	1.7	4.9	11.3	17.0	20.8	23.0	23.0	19.1	14.0	8.4	3.4	12.4
сутки	5.2	5.0	4.1	3.9	4.0	4.3	4.9	5.5	5.9	6.2	5.7	5.1	-

листра. Данные притоков получены из гидрометрических станций на реках Огоста у с.Гложене, Искр у с.Оряховица, Осам у Санадиново, Янтра у Каранци, Русенски Лом у Басарбово, Жну у Подари, Олт у Слатина и Арджеш у Будешти (рис. 1).

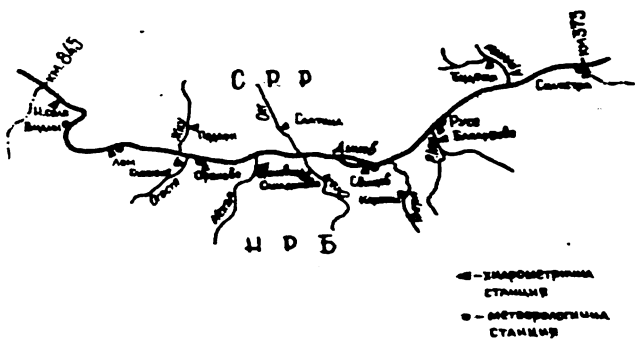


Рис. 1 Расположение гидрометрических и метеорологических станций

КОМПОНЕНТЫ ТЕРМИЧЕСКОГО БАЛАНСА

Из уравнения (1) видно, что в его левой части участвуют компоненты, непосредственно зависящие от водности реки, а в его правой части - компоненты, отражающие взаимодействие теплового потока с окружающей средой и приток теплоты от солнечной радиации.

1. Теплота, поступающая с притоком речной воды в начале участка $S_{нач}$

Количество теплоты, поступающее сквозь начальное поперечное сечение у км 845 $S_{нач}$ определяется по зависимости:

$$S_{начi} = 8,64 \cdot 10^{10} Q_{начi} t_{начi} n_i \quad (\text{кал}) \quad (3)$$

где: $Q_{начi}$ - среднемесячный уровень воды за i -месяц в $\text{м}^3/\text{сек}$;
 $t_{начi}$ - среднемесячная температура воды за i -месяц в $^{\circ}\text{C}$;
 n_i - число суток в i -месяц.

Определенные значения $S_{нач}$ приведены в таблице 2. Из таблицы

видно, что самое большое количество теплоты поступает в участок в период май, июнь, июль, а самое меньшее — в январе. Несовпадение максимального количества теплоты по времени с месяцем, имеющим самую высокую среднюю месячную температуру — августом, объясняется тем, что этот месяц самый маловодный, в то время, как в январе наблюдается как наиболее низкие температуры воды, так и низкие расходы воды. Общее количество теплоты за год доходит до $2189 \cdot 10^{15}$ кал в начальном пункте.

Титл. Таблица 2. Количество теплоты в начальном $S_{нач}$ и конечном $S_{кон}$ пунктах $S_{пр}^*$ р. Дунай и притоков $S_{пр}^*$, в 10^{15} калориях

Ау- густина	М е с я ц ы												Год-
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
$S_{кон}^*$	17	32	124	278	405	439	408	312	208	135	93	45	2496
$S_{пр}^*$	1	2	9	16	44	55	48	32	20	11	2	3	245
$S_{нач}$	19	26	98	242	344	366	358	280	190	127	95	49	2189
$S_{нач} - S_{пр}^* - S_{кон}^*$	3	-4	-17	-18	-17	-18	-7	0	2	3	4	-7	-62
$\frac{S_{нач} + S_{пр}^* - S_{кон}^*}{S_{нач}} \cdot 100\%$	16	-15	-17	-7	-5	-4	-2	0	1	2	4	14	-28

2. Теплота, поступающая из притоков в участок

Теплота, вносимая притоками вливающимися в р. Дунай в рассматриваемом участке определяется:

$$S_{пр.i}^* = 8,64 \cdot 10^{10} Q_{пр.i}^* t_{пр.i}^* n_i \quad (\text{КАЛ}) \quad (4)$$

где обозначения аналогичны в зависимости (3), но относящимся к притокам. Ввиду того, что последние сравнительно равномерно распределены по длине участка, то действительное количество теплоты определяется не за календарный месяц, а за месяц передеинутый по отношению к календарному приблизительно на $\frac{1}{2} t_i$ суток, т.е. по зависимости (2.2). Результаты расчета $S_{пр}^*$ даны в таблице 2. Из таблицы видно, что ежегодно по притокам р. Дунай вносят $245 \cdot 10^{15}$ кал теплоты.

Среднемесячные температуры воды р. Дунай $t_{д}^*$ и притоков $t_{пр}^*$, средние в рассматриваемом участке, приведены в таблице 3. Полученные результаты показывают, что в большей части года — от мая до декабря, притоки понижают среднюю температуру воды р. Дунай и только в период февраля — апрель повышают ее (рис. 2).

Таблица Э. Сравнение средних температур воды р. Дунай и ее притоков в °С

Темпе- ратура	М е с я ц ы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
\bar{t}_A^*	1.3	2.0	5.4	11.5	17.0	21.0	22.7	22.7	19.1	13.4	7.8	3.4	12.2
$\bar{t}_{пр}^*$	1.3	2.5	5.6	11.6	16.9	20.7	22.2	21.9	17.2	11.8	6.9	2.9	12.0
$\bar{t}_{пр}^* - \bar{t}_A^*$	0.0	0.5	0.2	0.1	-0.1	-0.3	-0.5	-0.8	-1.9	-1.6	-0.9	-0.4	-0.2

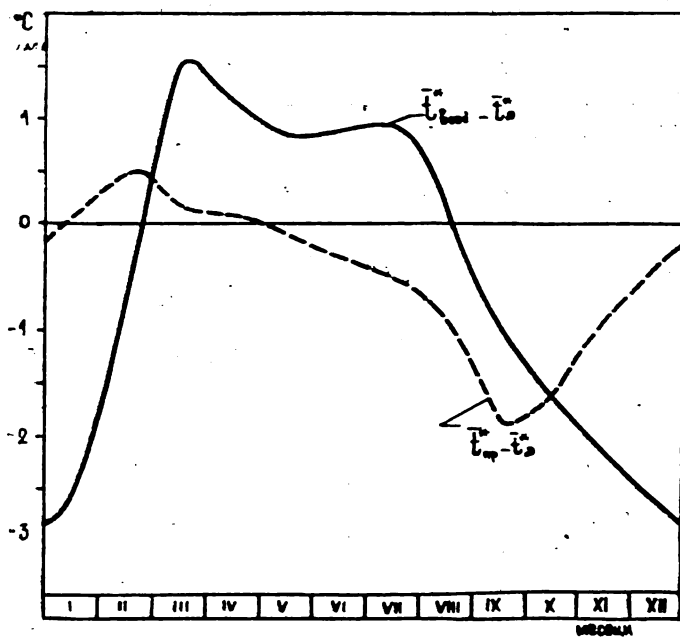


Рис. 2 Внутригодовой ход величин $\bar{t}_{пр}^* - \bar{t}_A^*$ и $\bar{t}_{вода}^* - \bar{t}_A^*$ средние в рассматриваемом участке р. Дунай

3. Теплота, которая выпускается через поперечное сечение
 — р. Дунай в конце участка $S_{\text{кон}}^*$

Теплота, которая выпускается водой р. Дунай определена по зависимости, аналогичной (3) и скорректированной с учетом времени дообегания τ по зависимости (2.1), т.е.

$$S_{\text{кон } i}^* = 8,64 \cdot 10^{10} Q_{\text{кон } i}^* t_{\text{кон } i}^* n_i \quad (\text{КАЛ}) \quad (5)$$

Результаты расчета $S_{\text{кон}}^*$ даны в таблице 2. Из таблицы видно, что суммарное воздействие элементов термического баланса в правой части уравнения (1) колеблется до 17%. Если принять, что 5% — средняя погрешность величин, то для инженерных расчетов возможно не вычислять элементы правой части уравнения (1) за период от мая до ноября. С другой стороны, полученные результаты показывают, что вода в р. Дунай согревается в исследуемом участке в период от февраля до августа и охлаждается от сентября до января под влиянием компонентов правой части балансового уравнения (1). Этот вывод подтверждается и рис. 3, где показаны средние месячные температуры воды по пунктам с учетом времени дообегания.

4. Теплота вследствие испарения или конденсации $S_{\text{ик}}^*$

Количество теплоты, которое выделяется вследствие конденсации или теряется вследствие испарения в i -месяц определяется по зависимости:

$$S_{\text{ик } i}^* = 10^{10} E_i^* (597 - 0,56 \bar{t}_{\Delta i}^*) F_i n_i \quad (\text{КАЛ}) \quad (6)$$

где: F_i — площадь водной поверхности в км^2 ;
 E_i^* — испарение с водной поверхности в см/сутки ;
 $\bar{t}_{\Delta i}^*$ — средняя температура воды р. Дунай в $^{\circ}\text{C}$.

Величины, включенные в формулу (6) скорректированы по зависимости (2.2).

Результаты $S_{\text{ик}}^*$ даны в таблице 4. Значения E_i приняты по М. Кучуковой /4/. Из таблицы видно, что в течение всех месяцев, результирующий поток вследствие испарения и конденсации имеет отрицательный знак, причем самые высокие значения наблюдаются в июле, августе, а самые низкие зимой — в декабре, январе, феврале.

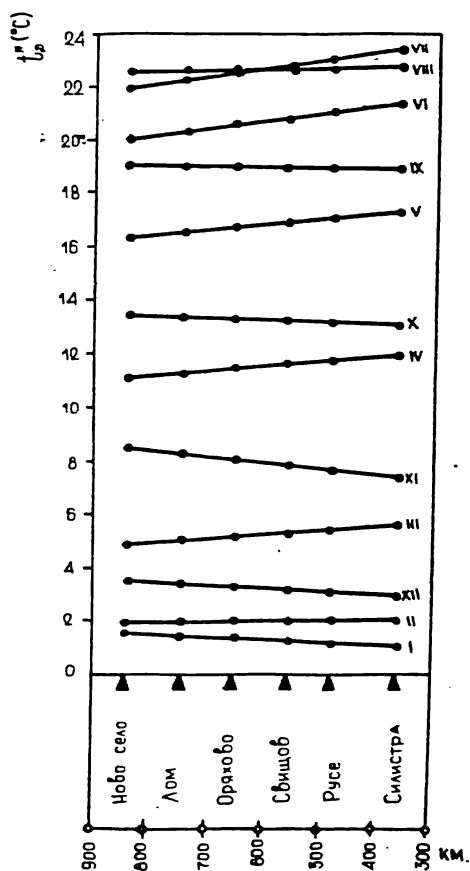


Рис. 3 Изменение температуры воды по длине р. Дунай от км 845 до км 375

3. Теплота в результате турбулентного обмена с атмосферой

Теплота, которая обменивается с атмосферой путем конвективного переноса, молекулярная и турбулентная проводимость определяются по зависимости:

$$S_{га}^* = 5,85 \cdot 10^{10} (\bar{t}_{возд,i}^* - \bar{t}_{д,i}^*) (1 + 0,72 \bar{W}_i^*) F_i \pi_i \quad (\text{КАЛ}) \quad (7)$$

Таблица 4. Количество теплоты в результате взаимодействия с окружающей средой в 10^{15} кал

Элемент	М е с я ц ы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
	-2	-3	-15	-25	-32	-37	-44	-45	-28	-13	-6	-3	253
	-4	-1	2	2	2	1	1	-1	-2	-3	-4	-5	-12
	4	2	1	-4	-5	-4	-3	-1	1	3	4	4	-2
	-2	-2	-12	-27	-35	-40	-46	-47	-29	-13	-6	-4	263

где: $\bar{t}_{возд, i}^*$ - среднемесячная температура воздуха в $^{\circ}\text{C}$;
 $\bar{t}_{в, i}^*$ - среднемесячная температура воды в $^{\circ}\text{C}$;
 \bar{W}_i^* - среднемесячная скорость ветра в м/сек.

Полученные результаты $S_{та}^*$ приведены в таблице 4. Из зависимости $\bar{S}_{та}^*$ следует, что направление термического потока зависит от разницы $(\bar{t}_{возд, i}^* - \bar{t}_{в, i}^*)$. Из таблицы 4 и рис. 2 видно, что термический поток будет направлен к атмосфере в период от августа до февраля, а к воде - в период от марта до июля, т.е. в результате турбулентного обмена с атмосферой, вода в реке Дунай согревается в первом периоде и охлаждается во втором периоде. За год, в результате турбулентного обмена с атмосферой, в рассматриваемом участке река Дунай теряет больше теплоты, чем получает.

6. Теплота в результате теплообмена со дном $S_{тд}^*$

Количество теплоты, которое обменивается со дном реки можно определить по таблицам А.П.Браславского в зависимости от средней географической широты участка реки и средней глубины течения с учетом и площади водной поверхности.

Определенные значения $S_{тд}^*$ приведены в таблице 4. Отсюда видно, что от апреля до августа водный поток отдает теплоту на дно, а в остальные месяцы принимает теплоту со дна. В годовом разрезе существует приближенное равенство выделенного и принятого количества теплоты в результате теплообмена со дном реки. Из таблицы 4 видно еще, что суммарное количество теплоты для испарения, теплообмена с атмосферой и дном за весь год имеет отрицательные значения в рассматриваемом участке р.Дунай, т.е. в результате их наблюдается охлаждение воды в реке.

Радиационный баланс

Радиационный баланс в сущности является остаточной радиацией, которая задерживается водным потоком. Для определения радиационного баланса существует значительное число формул /2,3,5/. В соответствии с /2/ большинство из них не дают точности выше 10 %, даже при расчетах, касающихся среднемесячных или годовых значений. Необходимо учитывать то, что эти зависимости разработаны для водных бассейнов, где число действующих факторов меньше чем в открытых водных течениях. Поэтому, в настоящей разработке радиационный баланс определен как остаточный член общего балансового уравнения (1).

Определенные значения радиационного баланса помещены в таблице 5. Отсюда видно, что воды р. Дунай в рассматриваемом участке получают максимальное количество теплоты в результате радиационного баланса в течение июня. Близки по значению - количества теплоты в течение мая и июля. Радиационный баланс отрицателен в течение декабря и января. Необходимо отметить, что возможна некоторая неточность при определении значений радиационного баланса за период январ - март, вследствие неучета влияния ледовых явлений. В сущности, теплота, которая выделяется при льдообразовании и та, которая расходуется при таянии льда включена в определенные месячные значения радиационного баланса (таблица 5). На годовую величину S_R^* , этот фактор не оказывает влияния, так как теплота, выделяемая при льдообразовании компенсируется потерей тепла при таянии льда. Следует ожидать, что влияние ледовых явлений сравнительно слабое в результате редкого замерзания реки (1 раз на 6 лет и краткой его продолжительности (4 суток среднегодично).

Таблица 5. Радиационный баланс р. Дунай в болгаро-румынском участке в 10¹⁵ кал

Элемент	М е с я ц ы												Го.
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
$S_{НАЧ} + S_{ПР}^* - S_{КОН}^*$	3	-4	-17	-18	-17	-18	-7	0	2	3	4	7	-62
$S_{ИК}^* + S_{ТА}^* + S_{ТА}$	-2	-2	-12	-27	-35	-40	-46	-47	-47	-29	-13	-4	-263
S_R^*	-1	6	29	45	52	58	53	47	27	10	2	-3	325

Сделанное сопоставление данных радиационного баланса вод р. Дунай в рассматриваемом участке и радиационного баланса суши в среднем по пунктам Видин, Свищов, Русе по С. Линговой /5/ показывает очень хоро-

Еею согласованность их годового хода (таблица 6).

Таблица 6. Сравнение радиационного баланса вод р. Дунай, и прибрежной суши в удельных единицах

Отношение	М е с я ц ы											Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
$\frac{S_{R \text{ мес}}^*}{S_{R \text{ год}}^*}$ суши	-0.02	0.14	0.78	1.3	2.0	2.3	2.1	1.7	1.1	0.37	0.13	-0.08
$\frac{S_{R \text{ мес}}^*}{S_{R \text{ год}}^*}$ воды	-0.04	0.24	0.95	1.6	1.9	2.2	2.0	1.8	1.1	0.40	0.06	-0.11

Aut.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Определенные годовые величины компонентов термического баланса в болгаро-румынском участке р. Дунай показывают, что количество теплоты, ^{РЕЗУЛЬТЕ}транспортируемое водным течением повышается от км 845 до км 375 от $2109 \cdot 10^{15}$ кал/год на $2496 \cdot 10^{15}$ кал/год или на 14 % (табл. 7) за счет вносимого количества теплоты притоками, составляющего 11 % и суммарно-го воздействия остальных компонентов термического баланса.

Таблица 7. Процентное участие компонентов термического баланса р. Дунай в болгаро-румынском участке

Компо- нент	М е с я ц ы												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
$S_{нач}$	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
$S_{пр}$	5	8	9	7	13	15	14	11	11	3	2	6	11
$S_{исп}$	-11	-12	-15	-10	-9	-10	-12	-16	-15	-10	-6	-6	-11
$S_{ста}$	-21	-4	2	1	0	0	0	-1	-2	-4	-10	-1	-1
$S_{ра}$	21	8	1	-2	-1	-1	0	0	2	4	8	0	0
S_{R}	-5	23	30	19	15	16	15	16	14	8	2	-6	15
$S_{кон}$	89	123	127	115	112	120	116	111	109	106	98	92	114

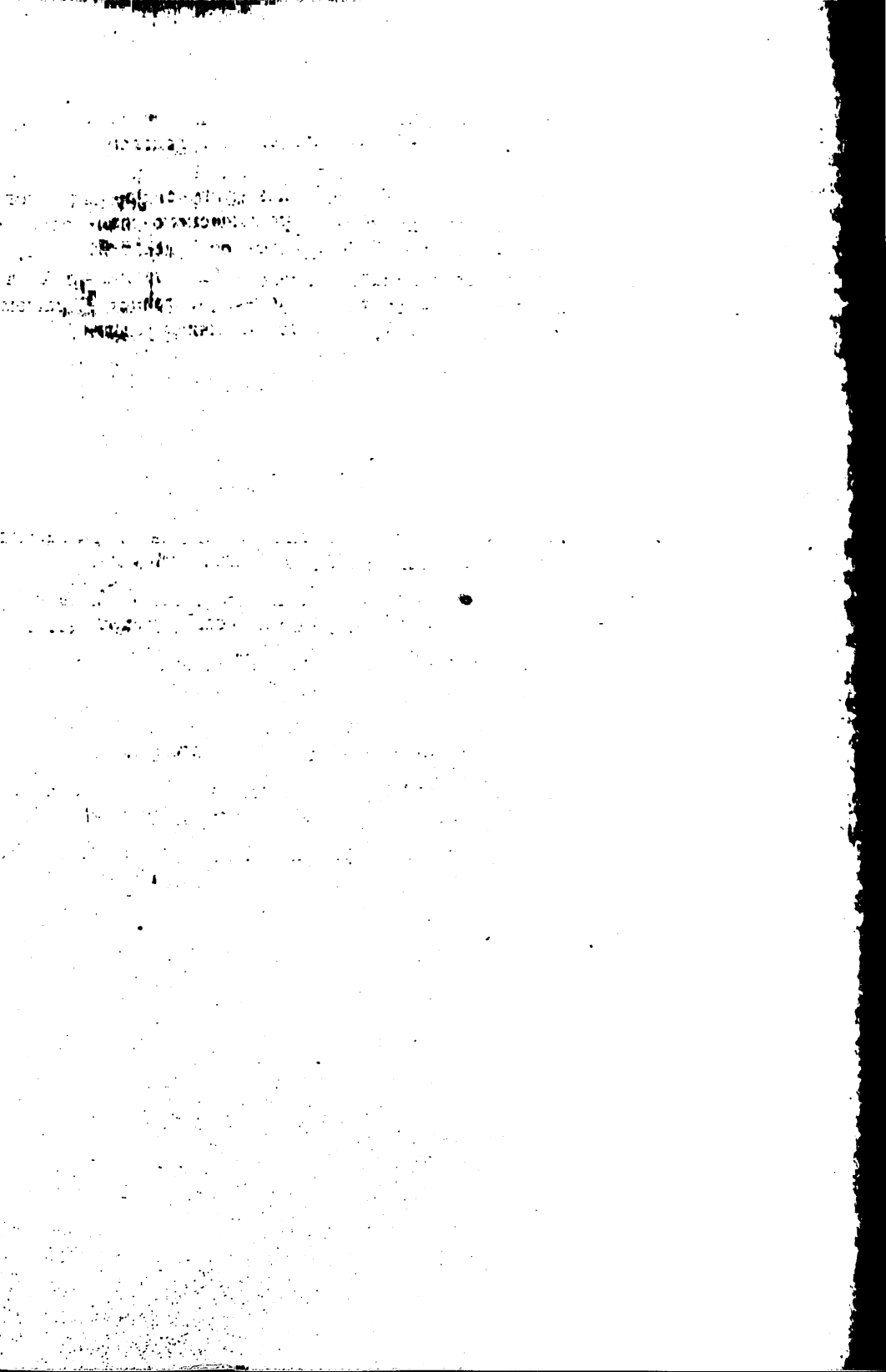
Влияние этих компонентов в годовом разрезе распределяется таким образом: Радиационный баланс содействует наиболее чувствительно повышению количества теплоты, которое получается от воды в участке, а именно $325 \cdot 10^{15}$ кал/год или 15 %; Результатная теплота от испарения и конденсации в участке способствует понижению содержания теплоты на $253 \cdot 10^{15}$ кал/год или на - 11 %. Нужно подчеркнуть, что влияние теп-

теплоты в результате обмена с атмосферой и дном незначительно в годовом термическом балансе.

Ежемесячные значения компонентов термического баланса имеют значительное колебание и переменный вклад в формировании термического режима р. Дунай. Вклад теплоты, вносимой притоками изменяется от 2 до 15 %, теплоты вследствие испарения или конденсации - от -6 до -15 %, теплоты вследствие турбулентного обмена с атмосферой - от 2 до -21 %, теплоты вследствие обмена со дном - от -2 до 21 %, теплоты под влиянием радиационного баланса от -6 до 30 %.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Цетков Ал., Хидрологични исследования на р. Дунав в българския участък, Изд. на БАН, София, 1981.
2. Тотлиб Я.Л., Н.М. Сокольников, В.М. Жидких, Тепловой режим водохранилищ гидроэлектростанций, Гидрометеиздат, Ленинград, 1976.
3. Цирилова Т.Б., Радиационный режим озер и водохранилищ, Гидрометеиздат, Ленинград, 1979.
4. Кочукова М., Бързу изпарението от водна повърхност в България, Известия на ИХМ, том XIX, София, 1972.
5. Мингова Ст., Бързу радиационния и топлинен баланс на НРБ, Трудове на ИХМ, ДИ "Наука и изкуство", София, 1963.
6. Хидрологичен справочник на р. Дунав, Изд. "Техника", София, 1977.
7. ~~Хидрологичен~~ Гидрологический справочник р. Дунай, Будапешт, 1965.



V.

REZUMÉ ПРОГНОЗ ПЕРЕНОСА ТВЁРДЫХ НАНОСОВ И МОРФОЛОГИ-
ЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ РУСЛА

VORHERSAGE DES FESTSTOFFTRANSPORTES UND DER
MORPHOLOGISCHEN ERSCHEINUNGEN DES FLUSSBETTES

SOLID LOAD AND RIVERBED MORPHOLOGY FORECASTING

THE UNIVERSITY OF CHICAGO

PHYSICS DEPARTMENT

PHYSICS 311

ОСТРОВА И ОСТРООБРАЗОВАНИЕ В БОЛГАРО-РУМЫНСКОМ УЧАСТКЕ

Райнов¹, И. Нинов¹, Д. Печинов², Г. Гергос², Ив. Ненов³
1. БИШ ИНСТИТУТ СТРОИТЕЛЬСТВА И АРХИТЕКТУРЫ, СОФИЯ, БОЛГАРИЯ;
2. ИНСТИТУТ ГИДРОЛОГИИ И МЕТЕОРОЛОГИИ, СОФИЯ, БОЛГАРИЯ

REZUME: ISLANDS AND ISLAND-FORMATIONS WITHIN THE BULGARIAN-RUMANIAN DANUBE RIVER REACH

The present state of the Danube river islands necessitates a special search because islands formation and development are results of interchanges between a number of factors and human activities.

The study of the Bulgarian-Rumanian Danube river reach is based on the USSR hydro-morphological theory for the fluvial processes that enables the authors to distinguish two main types of river islands:

- river duned islands and
- flood plain monolith's islands.

The paper discusses the islands' morphological characteristics and the regularities of their changes, the islands' presentate and their forthcoming use after the Nicopol-T. Magurele dam built.

INSELN UND INSELBILDUNG IM BULGARISCH-RÖMÄNISCHEN DONAUSEKTOR

Der Inselzustand bei gegenwärtigen Verhältnissen fordert selbstständige wissenschaftliche Forschungsarbeit, weil die Bildung und die Entwicklung der Inseln ein Ergebnis komplizierter Wechselwirkung der Naturfaktoren und der Menschentätigkeit sind.

Die wissenschaftliche Forschungsarbeit im bulgarisch-rumänischen Donausektor wurde aufgrund der hydrologisch-morphologischen Theorie durchgeführt, was die Aufdeckung zweier Inselhaupttypen - Flußbett- und Hochwasserbettinseln gestattete.

Im Vortrag werden die morphologischen Kennzeichen der Inseln, die Gesetzmäßigkeiten deren Änderungen, der gegenwärtige Zustand und die Tendenzen für die wirtschaftliche Auswertung der Inseln nach der Errichtung des Hydro-systems Nicopol-T. Magurele erörtert.

1. ЦЕЛЬ И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Комплексное использование вод р. Дунай в болгаро-румынском участке посредством сооружения гидроузла "Никопол-Т. Магуреле" и гидроузла "Силистра-Калараш", требует целостного и систематического изучения закономерностей развития речного русла, речного течения и прибрежных террас. Изучение этих закономерностей и тенденций развития речных морфологических образований протекающих в болгаро-румынском участке р. Дунай, позволяет принимать научно-обоснованные инженерно-технические решения и прогнозы относительно оптимального использования реки.

Состояние островов р. Дунай в условиях сооружения гидрокомплексов, как и общее состояние речных берегов и русла делает необходимым изучение и проектирование речного русла для отвода паводков и обеспечения судоходства путем частичного перемещения трассы существующих дамб или строительства новых берегоукрепительных и направляющих сооружений.

Объектом исследования является болгаро-румынский участок р. Дунай, который полностью затрагивается намеченным строительством. Он простирается от км 375 до км 845, охватывая часть нижнего течения реки. В указанных границах площадь водосборного бассейна изменяется от 689700 кв. км до 584780 кв. км. Расходы воды у гидрометрической станции Свиштоу варьируют от $Q_{\text{мин}} = 1588$ куб. м/с до $Q_{\text{макс}} = 13920$ куб. м/с при $Q_{\text{ср.}} = 6168$ куб. м/с (1939-1958 г.) /1/. Расход взвешенных наносов на этой же станции имеет следующие значения: от $R_{\text{мин}} = 1420$ кг/с до $R_{\text{макс}} = 1820$ кг/с при $R_{\text{ср.}} = 1640$ кг/с (1961-1965 г.г.) /3/. Средний уклон реки в рассматриваемом участке варьирует от 0.030 ‰ до 0.067 ‰.

Установлено, что в геологическом отношении долина сформирована из молодых седиментов, — аптских известняков, мергелей, песчаников, глин, слоистой гальки, леса и др., покрытых толстым слоем аллювиальных отложений. В большей части исследованного участка река верхний горизонт этих отложений, представленных глинистыми и лесовыми материалами. Русло оформлено в нижнем галечно-песчаном горизонте, материал которого пригоден и используется для целей строительства.

В рассматриваемом районе встречаются обширные высоко-поднятые части равнин вдоль реки, сформированные из песка, глины леса и лесового материала. Они ограничивают современную террасу р. Дунай. "Правый берег р. Дунай занят террасой. Ширина заливаемой дунайской террасы различная: от нескольких километров до 12.5 км у Брест-Кирково и до 20 км у Белене-Сухая. Абсолютная высота террасы в рассматриваемом районе движется в границах от 20 до 25 м". /4/. На местах правый берег реки сформирован из коренных геологических пород и оформлен как высоко-

кий и крутой берег. Левый берег реки низкий, равнинный, состоит из дойменной фации и оформляет широкую заливаемую речную террасу. При этих особенностях берегов река оформилась с преобладающей односторонней заливаемой речной террасой. Указанные особенности берегов и речных террас создают условия, ограничивающие развитие свободного меандрирования. Строительство укрепляющих берега сооружений на большом протяжении реки и других гидротехнических сооружений действует в этом же направлении, вследствие чего в рассматриваемом участке реки развивается руслобой макропроцесс типа ограниченного меандрирования.

Изучение островов осуществлено на основе лоцманских карт 1891, 1912, 1936, 1966 г.г., издание Дунайской комиссии - Будапешт, а также на основе обширного геологического материала проведенных исследований.

В лит. /1/ предложена следующая периодизация развития русловых процессов р. Дунай. Она сделана на базе постоянства условий протекания этих процессов.

РЕЗЮМЕ

Первый период завершается до начала нашего столетия. Процессы в это время развивались всего под действием естественных факторов, так как вмешательство было сравнительно мало и выражалось в укреплении берегов вблизи с населенными пунктами и портами. Их локальный характер не оказывал существенного влияния на общий характер русловых процессов по р. Дунай.

Второй период охватывает 1920-1955 г.г., когда осуществлено полностью строительство дамб по правому берегу, что явилось началом активного вмешательства человека в жизнь реки.

Третий период охватывает 1955-1971 г.г., когда строились дамбы по всей длине левого берега в рассматриваемом участке. Сужение речного русла в результате строительства дамб вызвало повышение уровней воды, в частности затопление болгарского берега, которое сопровождалось изменениями основных течений по протяжении многих километров.

После строительства гидроузла "Железные ворота I" наблюдаются интенсивные и большие изменения в твердом стоке реки по количеству и режиму; углубление дна реки, что ведет к понижению эрозионного базиса притоков и их углублению в их нижнем течении. Наступили изменения в очертаниях обоих берегов и островов в болгаро-румынском участке р. Дунай. Все это дает нам основание предложить период после 1971 года выделить самостоятельным как современный четвертый период в развитии процессов по р. Дунай в исследуемом участке.

В связи со строительством дамб по обоим берегам производит впечатление то, что при их трассировании во многих местах не учитывались об-

ные коррекционные принципы. Они построены в различных участках на 100 до 500 м параллельно берегу. При половодье зарождается движение с чередующимися сужениями и расширениями, при котором наличие большого числа островов и речных рукавов еще больше ухудшает условия течения. Причина такого состояния, как нам кажется, состоит в отсутствии предварительных исследований относительно общего коррекционного речного русла р. Дунай в болгаро-румынском участке, которые были бы согласованы как с естественными тенденциями развития реки, так и с новостроящимися гидротехническими сооружениями.

II. ФАКТОРЫ ОСТРОВООБРАЗОВАНИЯ

Формирование и развитие речных островов является результатом сложных взаимодействий множества природных факторов.

Сток воды — основной из них. Он транспортирует наносы и откладывает их в виде островов, атакует берега и пойменные массивы. С другой стороны один сток воды недостаточен для формирования островов — например исследуемый речной участок р. Дунай при почти постоянном по длине расходе воды составлен из ряда островных и безостровных речных участков. В зависимости от конкретных природных условий и твердый сток реки меняется, что сказывается на формировании и развитии островов. Сформированные острова бывают по-разному устойчивы на ежегодные колебания расхода воды Q за длительный период времени, в зависимости от конкретных условий.

Геологические условия реки и речной долины также оказывают влияние на формирование и развитие островов. В самом деле — в легко размываемых геологических породах чаще наблюдаются образования речных островов, в твердых геологических породах. Анализ исторического развития островов показывает, что острова являются подвижными образованиями, которые при постоянных геологических условиях в данном речном участке появляются в определенный момент, развиваются и в конце отмирают, не вызывая коренных изменений в геологии участка.

Тектоника, не меняя весьма геологии речного участка, вызывает изменения в продольном уклоне. Его уменьшение увеличивает вероятность появления островов.

В условиях $Q = \text{const}$, постоянство геологических условий и отсутствие антропогенной деятельности, уменьшение продольного уклона реки непосредственно связано с формированием и развитием речных островов. Учитывая это, исследованы некоторые графические зависимости между уклоном свободной водной поверхности и разнообразными морфометрическими характеристиками речных островов и коэффициентом островности (K) остров-

Под коэффициентом островности понимается отношение между суммарной площадью островов и общей площадью реки в данном участке при определенном уровне воды. Его максимальное значение в болгаро-румынском участке составляет 0.658 в районе с.Белене. Минимальный уклон реки в безостровном речном участке I ($K_{\text{остр}} = 0$) = 0.267, а уклон всех островных участков - ниже его. Это можно объяснить тем, что энергия речного течения недостаточна для поддержания транзитного переноса твердого стока и по этому река откладывает часть транспортируемых наносов в виде островов. Энергия течения недостаточна для формирования однорукавного, узкого и глубокого речного русла, вследствие чего речной поток расщепляется по дну речной долины и протекает по продольным понижениям рельефа образуя пойменные острова и рукава.

К причинам, определяющим формирование и направление развития речных островов, надо также отнести антропогенные факторы: строительство дамб, сооружение гидроузла "Железные Ворота I", регулирование стока притоков р. Дунай, разработка карьер для изъятий речного песка и гравия, так как они вносят коренные изменения в гидродинамическую структуру речного течения, в гидрологический режим реки и в существование циркуляционных течений.

В итоге можно отметить, что на процесс формирования островов в любом речном участке может рассматриваться как случайная реализация условного характера, обусловленный высотным положением и уклоном участка в сечении в реке, расходом наносов и др. факторами островообразования. Совокупность островов не имеет определенного упорядочения - ни по длине, ни во времени, вследствие чего ее нельзя следует принимать статистической последовательностью, а статистической совокупностью.

III. ГИДРОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

За рассматриваемый период почти все дунайские острова подверглись значительным изменениям в результате развития русловых процессов в речном русле и на пойме. Трансформация островов зависит от размеров речных рукавов, интенсивности и характера циркуляционных течений, геологической и тектонической структуры берегов и степени развития береговой эрозий.

Русло реки оформлено чередующимися глубоководными однорукавными участками и разлитыми многорукавными участками, формируя множество островов в результате развития руслового процесса типа русловой или пойменной многорукавности. В соответствии с этим различаются два типа речных островов - русловые и пойменные.

Русловые острова генетически связаны с грядами, являющимися ди-

Намеченными морфологическими элементами реки, сформированными при отложении транспортируемых наносов по дну реки в период маловодья. Ее существование в русле реки является выражением транспорта данных наносов и причиной крупномасштабных изменений в структуре потока. Гряда состоит в основном из русловой фации — крупнозернистые пески и более грубые наносные материалы. Надводная часть островов вымочает поименную фацию, которая откладывается грядой при их затоплении. Поименная фация — это отложенные взвешенные наносы. Русловые острова обычно расположены в середине речного течения вдали от береговой линии и они перемежаются по длине реки, являясь временными динамическими, морфологическими образованиями. Качество — временные не надо воспринимать как кратковременные, а как переходные морфологические образования, имеющие свое начало во времени, определенный период жизни, характеризующий трансформацию и в конце процесса они уносятся смывом. Подробный гидроморфологический анализ формирования и развития русловых островов надо проводить для каждого конкретного случая, примеры которого приводятся ниже.

ОСТРОВ БЕЗИМЕННЫЙ У КМ. 580

На основе геологических, морфометрических и геодезических исследований устанавливается, что в районе км 580 остановилась гряда. Гряда состоит из подвижных наносных материалов — песка с щебнем до 5%. По геологической структуре она отличается от речного дна, состоявшегося в основном из глинистых песков. Гряда расположена в средней части основного русла р. Дунай и в районе с. Павел с максимальной высотой от дна 3,5 м и шириной в основе около 600 м (рис. 1).

ОСТРОВ БЕЗИМЕННЫЙ У Г. СВИЦОВА

В районе г. Свицова намечается мелководье в середине речного течения. Изучение материалов показывает, что это затопленная гряда. Она состоит преимущественно из песка с щебнем от 5 до 50%. По геологической структуре она отличается значительно от прилегающих берегов и дна. Румынский берег представляет широкую затопляемую речную террасу из толстого пласта глинистых и мелкозернистых аллювиальных отложений, а русло реки вырыто в нижние пласты из крупного щебня с песчаными фракциями до 50%, как видно из рис. 2. Болгарский берег высокий и составлен из трудно размываемых мергелей, песчаников или леса большой мощности. В меженьный период гребень гряды иногда обсыхает, что установ-

лено нами 6.6.1960 г., когда грядка поднялась более чем на 2 м над абсолютной поверхностью воды формируя маленький остров.

Появление острова у этого створа р. Дунай зарегистрировано на некоторых архивных материалах, пока на других - остров не существует. Кроме того имеются некоторые литературные данные исторического характера, которые свидетельствуют об его существовании во время Русско-турецкой войны 1877-78 г. Таким образом можно утверждать, что согласованность периодов водности реки с периодами проведения морфометрических измерений определяет вычерчивание островов на некоторых материалах или пропуск их в других материалах.

Вторая группа островов, наблюдаемых по р. Дунай - пойменные. По сути дела они являются оторванными почвенными массивами от коренного, затопляемого берега речными рукавами и составлены пойменной фацией, например следующие острова: Гырла море, Белене, Козлодуй, Чоара, Кошава и др. Пойменная фация состоит из ссевших fino-зернистых и глинистых, взвешенных наносных материалов, переносимых потоком во время половодья. Затопление речной террасы во время паводков или в период половодья осуществляется на малой глубине, вследствие транспортирующая способность течения резко уменьшается и транспортируемые наносы быстро оседают в пойме пластами с различной толщиной. Этому благоприятствует развития растительности - трава, кусты и деревья что со своей стороны уменьшает продольная скорость. Периодические затопления приводят к постепенному превращению некоторых из поверхностных понижений поймы в периодические водотоки превращая их в постоянно действующие водотоки - речные рукава. В результате этого процесса очертание в плане речных рукавов усложняется, а их глубина увеличивается. Ширина рукавов сохраняется почти постоянной по всей длине, они становятся похожими на глубоководные искусственные каналы с криволинейными очертаниями. Дополнительное развитие боковых речных рукавов по другим локальным понижениям рельефа усложняет общую схему пойменных островов в этом участке, не изменяя их пойменного характера. Пойменные острова не связаны с движением гряд, вследствие чего они не являются органически связанными с донными грядами, являясь большими, прочными, статичными монолитами, расположенными вне зоны активного речного течения в отличие от русловых островов. В их формах, очертании и местоположении не происходят заметных изменений.

Геология пойменных островов сохраняется одинаковой с геологией затопляемой террасы. Близость островов к коренному берегу благоприятствует их продолжительному сохранению как природных объектов. Замыканием или песчанной засыпкой речных рукавов, перетрассировкой или

строительством новых дамб, берегозащитными и струенаправляющими сооружениями можно рекомендовать присоединение пойменных островов к коренному берегу р. Дунай, что уже сделано в некоторых случаях. Подходящими в этом отношении являются острова: Скомен, Козлодуй, Лесковац, Белене, Мотич, Калшинок, Радечки и др.

В качестве примерного анализа островов пойменного типа приведены следующие:

ОСТРОВ СРЕДНИК (рис. 3)

Основное русло реки ограничено с юга Никопольскими известняками, а левобережная пойма состоит из глин. В переднем крае северной поймы оформляются несколько понижения, в одном из которых во время паводка сформировался речной рукав. Вдаль этого участка недавно построена высокая дамба. Строительством этой дамбы ограничивается процесс пойменного заиживания и формирования новых островов за счет северной поймы. Рельеф острова оформлен с уклоном с юга на север. По его южному берегу оформлена бровка на 2 - 4 м выше его северного берега.

ОСТРОВ ЛАКАТ (рис. 4)

Оба берега и земляной покров острова состоят из глин, одинаковой мощности. Русло реки проходит левее острова, Лакат и оно врезано в старые русловые отложения, формируя три рукава. Лучшее оформлен левый рукав. Он широк и глубокий. Средний рукав - несколько меньше его, а правый рукав совсем небольшой, непоминающий балки глубиной до 1.5 м. Рельеф острова сложный, оформлен несколькими продольными понижениями. В его северной части одно из понижений глубоко и почти полностью прорезывает глинистые отложения. Предполагается, что во время затопления это понижение оформится в новый речной рукав, отрывая новый небольшой остров пойменного типа. Формирование острова таким образом прослеживается на топографических карт при о. Лакат, где севернее острова после 1936. оформился безименный остров.

И. БЫБОДИ

Гидролого-морфологический анализ формирования и развития островов и процесса создания и развития речных рукавов на пойме показывает, что у р. Дунай нет разработанного и устойчивого русла, а пойма - молодая. Наблюдается сползание русла на юге, что находится в согласии

Теорией вращения Земли.

При грубых изменениях естественных условий, в которых протекает река, после постройки гидроузлов наступят коренные изменения в гидрологическом, гидравлическом и морфологическом режиме реки в изучаемом участке. При этом можно прогнозировать увеличение транспортирующей способности течения и обусловленных этим размывов берегов и островов. Их деформациях можно изучить заранее применяя гидро-морфологического анализа для каждого конкретного случая. Это позволит планировать меры их хозяйственного использования.

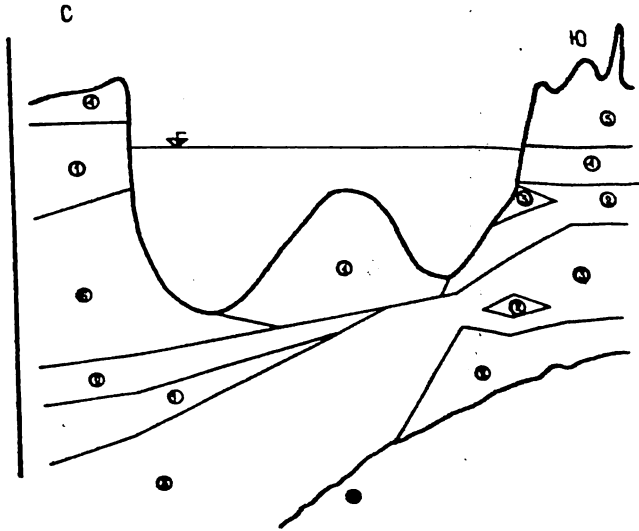


Рис. 1 Геологический профиль сквозь гряду в районе км 584,5-577,8.
1. Посок с щебнем до 5 %; 2. Песок с щебнем от 5 до 50 %;
3. Щебень с песчаным заполнителем (свыше 50 % щебень);
4. Глина; 6. Глинистые пески; 6^а. Лес; 10. Мергели;
11. Песчаник.

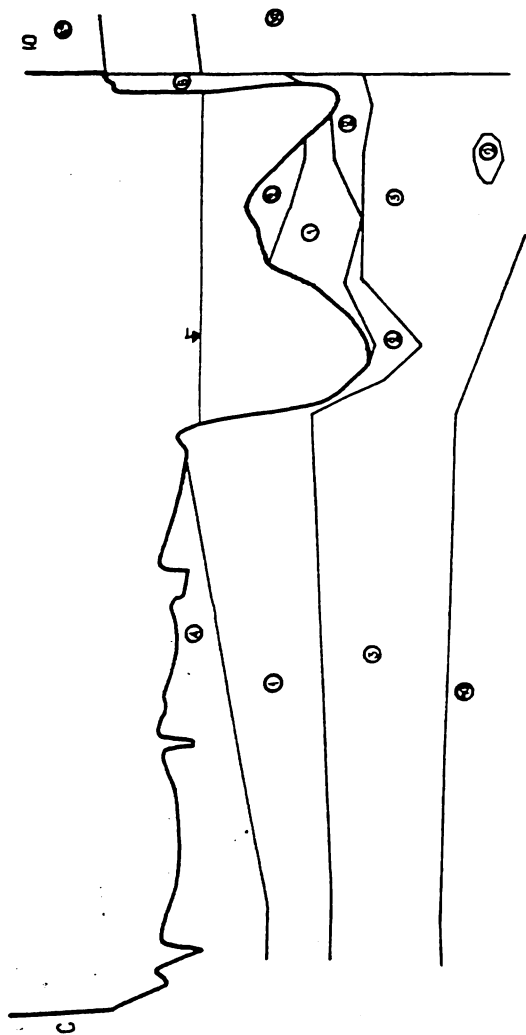


Рис. 2

Геологический профиль сквозь грядку в районе г. Свишова

1. Песок с щебнем до 5 %; 2. Песок с щебнем от 5 до 50 %; 3. Щебень с песчаным заполнителем (связе 50 % щебень); 4. Глина; 5. Глинистые пески; 6. Лес; 10. Меггели 11. Песчанник.

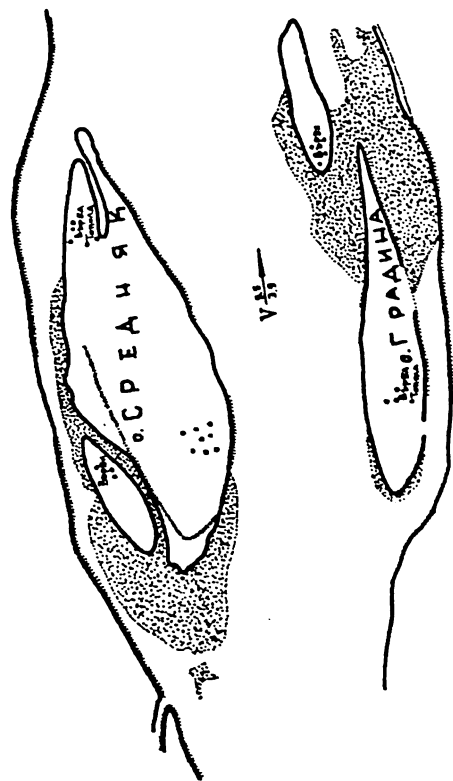


Рис. 3 Остров Средняк

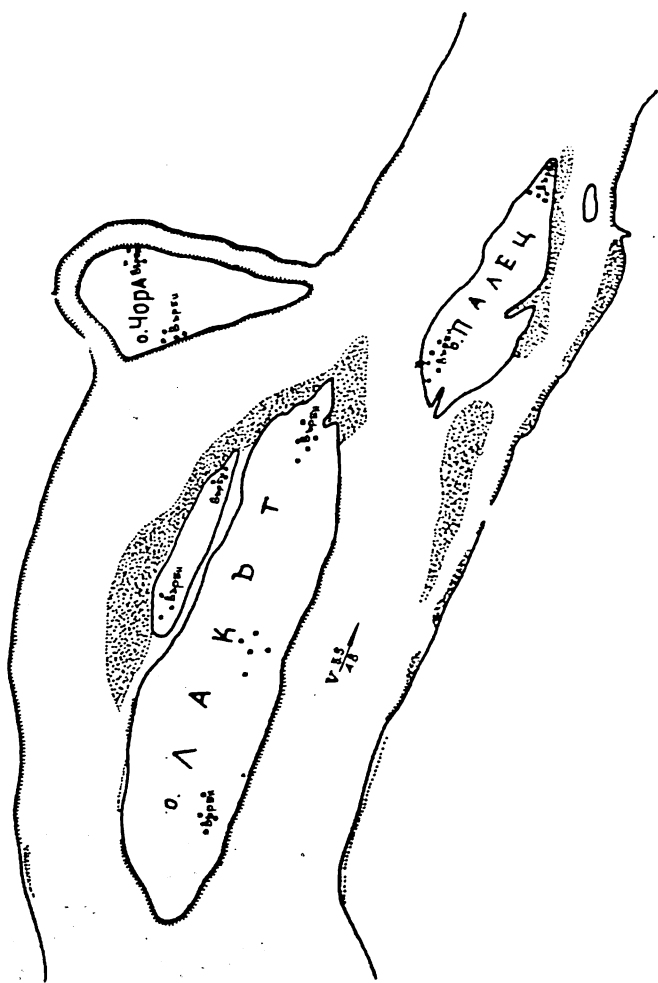


Рис. 4 Остров Лакат

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Райнов Ц. и кол. - Морфологические изменения островов реки Дунай от 345 - 375 км, сб. Докладов VII Конференций придунайских стран по гидрологическим прогнозам, София, 1975.
2. Хидрологичен справочник на р. Дунав, Наука и изкуство, София, 1952.
3. Печинков Д. - Проучване наносите в българския участък на р. Дунав, Известия на ИХК, том XIV, 1968.
4. Архивни материали на ИПП "Енергопроект" във връзка със строителството по р. Дунав.
5. Попов И. Б. - Деформации речных русел и гидротехническое строительство, Гидрометеиздат, Ленинград, 1969.
6. **REZUME**
Попов И. Б., Смищенко Б. Ф. - К вопросу с морфологических особенностей многорукавных речных русел на участке впадения притока, сп. "Метеорология и гидрология" № 1, 1971, Ленинград.
7. Кондратьев Н. Е. и др. - Русловой процесс, Гидрометеиздат, Ленинград, 1959.
8. Гергов Г. - Русловые процессы рек Болгарии, Труды ГТИ, вып. 216, Гидрометеиздат, Ленинград, 1974.
9. Лотманская карта реки Дунай 1 : 25 000, Дунайская комиссия, Вудапешт, 1969.
10. Райнов Ц., Нинов Ил., Печинков Д., Гергов Г., Ненов Ив. - Острова на р. Дунай и их происхождение. Труды ГТИ, вып. 263, Ленинград, 1980 г., с. 41 - 45.

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

1000

МОРФОГИДРОГРАФИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ И ТЕНДЕНЦИИ
РАЗВИТИЯ ДЕЛЬТЫ

Петре Гышtesку, д-р наук
Институт географии
Бухарест - Румыния

Ариадна Брайер, д-р наук
Институт метеорологии и гидрологии
Бухарест - Румыния

RECENT MORPHOHYDROGRAPHIC ALTERATIONS AND TRENDS
ON THE EVOLUTION OF THE DANUBE DELTA

Abstract. An analysis of the morphohydrographic alterations occurred, in the last century, in the Danube Delta owing to the natural normal evolution and to entropic interventions is presented.

Taking into account the different hydraulic works which are going to be achieved in this region and alongside the river, appreciations are made of the trends in the evolution of the inner depressions of the delta and of the related shore line.

MORPHOHYDROGRAPHISCHE VERÄNDERUNGEN UND
EVOLUTIONSTENDENZEN DES DONAUDELTA

Zusammenfassung. Eine Analyse der morphohydrographischen Veränderungen des letzten Jahrhunderts, als Ergebnis einer natürlichen und durch anthropogene Einflüsse bedingten Entwicklung im Donaudelta wird dargestellt.

Da z.Z. verschiedene Bau und Regulierungsarbeiten entlang des Stromes im Gange sind werden die Tendenzen der Evolution der inneren Senken des Deltas und der entsprechenden Uferlinien untersucht.

Дельта Дуная, являясь географической областью, в процессе формирования постоянно подвергается воздействию естественных геоморфологических факторов при впадении Дуная в Чёрное море. К этим изменениям необходимо добавить и антропогенный фактор, особенно проявившийся в последние сто лет.

В работе кратко перечисляются основные изменения в дельте Дуная, начиная со второй половины XIX-го столетия до настоящего времени. С этой целью использовался ряд картографических материалов (карта дельты Дуная масштаб 1:75 000, составленная и опубликованная в Вене в 1887 году Европейской дунайской комиссией, гидрографическая карта дельты Дуная масштабом 1:50 000, составленная на основе съёмки 1909-1911 гг. рыболовецкой службой, топографическая карта дельты Дуная масштабом 1:25 000, опубликованная Государственным комитетом водного хозяйства в 1964 г., топографическая карта, выпуск 1971-1972 гг., аэрофотограммы за 1977 - 1978 гг., снимки спутника ЛАНДСАТ 2 и полевые съёмки, проведённые авторами в последние 8 лет.

Для систематизации данных в дальнейшем мы будем ссылаться на изменения, наблюдавшиеся: а) на основных рукавах; б) во внутренних пониженных участках дельты и в) на береговой линии (побережье, прилегающее к дельте).

а) На трёх рукавах Дуная (Килия, Сулина и Сфынту Георге), произошедшие изменения различны по своей природе и интенсивности.

Центральный рукав Сулина, в период 1862-1902 гг. подвергся значительным антропогенным изменениям, в целях его использования для морского судоходства. Проводились выправления (срезы меандров) и драгирование, что сократило длину рукава Сулина с 83,8 км до 62,6 км и привело к углублению русла (для прохождения больших судов). В результате, произошли изменения в режиме стока, в смысле увеличения количества проходящей по каналу Сулина воды, из общего расхода Дуная, с 7% в 1860 г. до 19% в 1980 г.

Усиление судоходства привело к процессу смыва берегов в результате действия волн, особенно, при прохождении больших судов. Из сопоставления картографической документации, включая карты дунайского судоходства и самолётные снимки констатируется, что в последние 20 лет ширина канала Сулина увеличилась в среднем приблизительно на 14%. Местности, подвергшиеся влиянию вышеупомянутого процесса, расположены вниз по течению от впадения речки Бурсука и т.д.

На остальных двух рукавах, Килия и Сфынту Георге, антропогенное влияние очень незначительно и, изменения вызваны главным образом, морфологическими последствиями гидрологического режима реки. На рукаве Килия, самом молодом из рукавов Дуная, вследствие большого количества воды (60% от общего расхода Дуная) и наносов, русловые и береговые процессы значительны, что привело к образованию речных пляжей стола

населённых пунктов Пэтладжанка и Сэлчени, заилиeniu устьев многих рек и быстрому увеличению вторичной дельты, расположенной при впадении соответствующего рукава в море.

Сфынту Георге, самый старый из рукавов Дуная, благодаря высокому коэффициенту извилистости, малому уклону, незначительному количеству воды и наносов, характеризуется более высокой степенью стабильности. Только на протяжении первых 40 км процесс отложения наносов и формирования островов довольно активен. Так, в последние 20 лет, возник центральный остров, протяженностью 110 км и шириной примерно 150 м, на 102 км (расчёт ведётся от впадения вверх по течению), неизбежное при-
соединение боковых островов на 107, 97, 74 км и т.д.

б) На внутренних пониженных участках дельты основные изменения вызваны, главным образом, влиянием деятельности человека. Первыми работами, приведшими к значительным изменениям гидрографической сети и гидрологического режима внутренней части дельты, было обвалование некоторых участков дельты (для рыболовства, выращивания тростника, для сельского хозяйства, лесоводства). До 1960 г. в дельте было несколько обвалованных участков, занимавших 5,3% всей площади дельты. Но после этого, были обвалованы другие участки, были расширены существующие, так что площадь выведенная из водного природного режима реки, в настоящее время составляет 26% всей площади дельты.

Путём выпрямления рукава Сулина, укрепления берегов и обвалования некоторых участков, были запружены многие речки и даже важные каналы, питавшие озёра внутри дельты. Одновременно было прорезано большое количество каналов внутри дельты, общая протяженность которых составляет примерно 700 км, по сравнению с протяженностью рек, составляющей примерно 250 км. По этим каналам идёт сообщение по внутренним участкам дельты, но в то же время это привело к их разделению. Хотя плотность настоящей гидрографической сети велика ($0,87 \text{ км/км}^2$) из-за этого разделения, блокирования артерий проникновения воды из основных каналов во внутреннюю часть дельты, несоответствующего ухода за вторичными каналами, что вызвало замедленный обмен воды и даже застой воды (на низких уровнях), многие из этих озёр и каналов заросли и выведены из гидрографической сети. На участке Пардина, полностью обвалованном, большинство каналов и рек, в тёплый период покрываются подводной и плавающей растительностью (примерно 53%). На участке Рошу Пую, где обеспечен обмен воды, площадь, покрываемая подводной растительностью составляет только 8%.

Кроме того, что отсутствие обмена воды приводит к отрицательным последствиям для рыбоводства, это вызывает и ускорение в будущем заиления внутренних пониженных участков дельты органическими веществами в результате разложения растительности.

в) Береговая линия характеризуется самыми значительными морфогидрографическими изменениями, различной направленности и интенсивности, из-за сложности морфобатиметрических условий континентальной платформы, динамики морской воды, речных отложений, незначительной тенденции повышения уровня моря.

Глубина моря перед дельтой незначительна (изобата 10 м находится на расстоянии 5 - 10 км от побережья) вследствие незначительного уклона континентальной платформы (0,006%). Если бы речные наносы, составляющие 67,5 мил. т/год, равномерно распределялись по поверхности протяженностью ^{в длину} 100 км и шириной 10 км, годовой рост слоя отложений был бы 4,25 см и побережье выдвигалось бы на 5,8 м в год.

Неравномерное распределение наносов в вышеуказанных рукавах Дуная (70% в рукаве Килия, где отложения происходят на расстоянии 40 км, незначительные приливы (амплитуда 9-12 см), наличие морских течений вдоль побережья и медленное повышение морского уровня, 4 мм/год в последнее столетие, намного усложняет эволюцию морского побережья в дельте Дуная.

Так, в устьях, при впадении в море, откладываются значительные количества наносов и побережье выдвигается подводными барами по вторичным дельтам или отодвигается между устьями рукавов Сулина и Сфинту Георге и на юг от вторичной дельты последнего.

Наиболее интенсивный ритм продвижения во вторичной дельте канала Килия, перед основным его рукавом Старо Стамбульское, составляет примерно 84 м в год. Из-за постепенного удлинения канала Сулина, часть наносов канала Килия отлагается в мелководье Мусура, расположенном между этими каналами, что позволяет предполагать, что в течение последних 50 лет оно превратится в лагуну.

Под защитой южной дамбы устья Сулина, которая в последние десятилетия увеличила свою протяженность примерно на 1,5 км и, общая длина которой в настоящее время составляет 9 км, наблюдается процесс накопления наносов и выдвигания береговой линии в море на 15-20 м/год на протяжении 1,5 - 2 км.

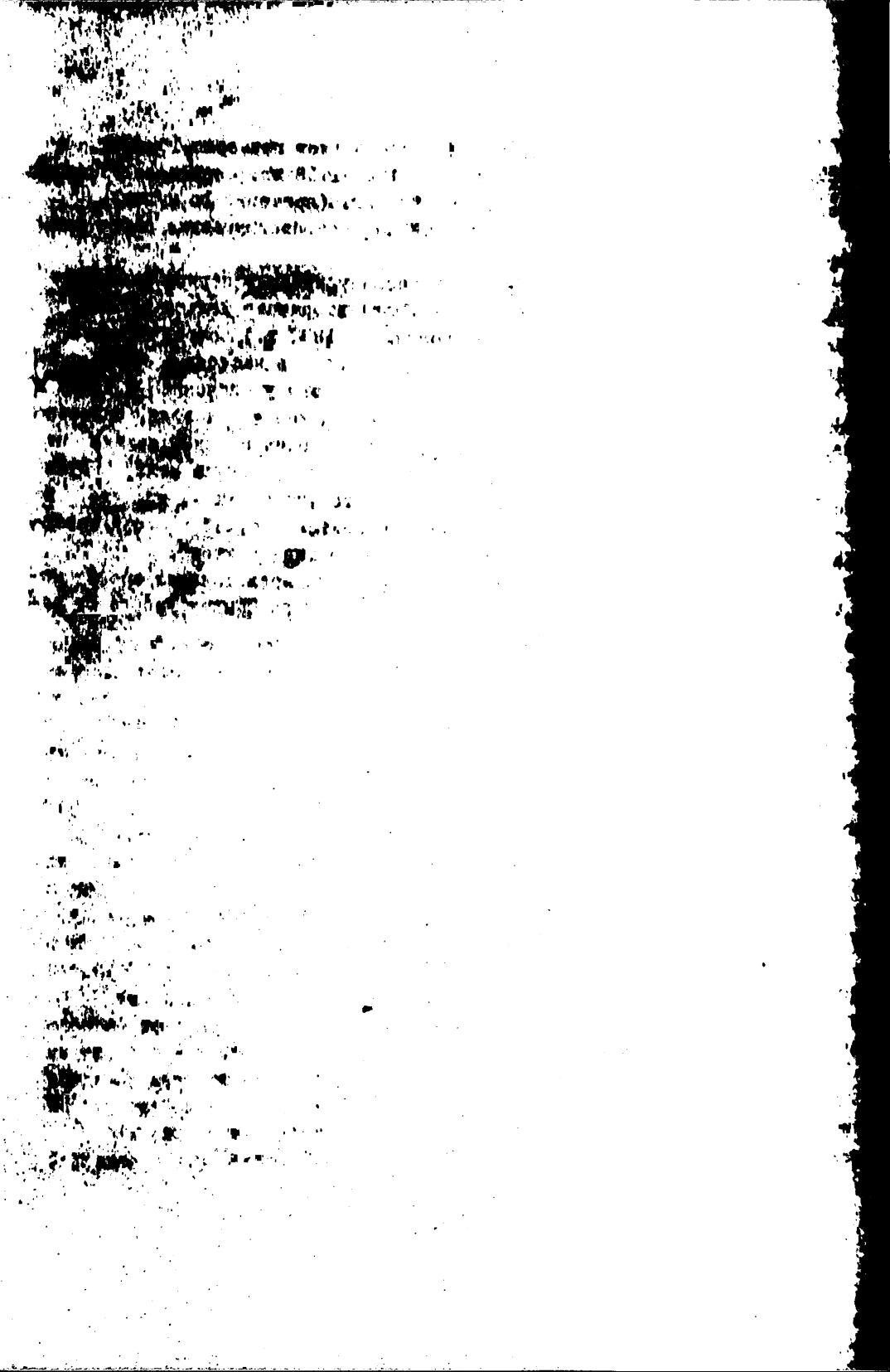
Затем, к югу наблюдается отступление береговой линии наиболее заметное между речкой Импуцита и наносным валом Чербул. Средний ритм

отступления в последние сто лет составляет примерно 15 м/год, с несколько большими значениями в период 1936-1958 гг. (примерно 25 м/год) и меньшими значениями в период 1958-1978 гг. (примерно 10 м/год).

Некоторое равновесие наблюдается на береговом участке перед реч-но-морским валом Сэрэтуриле.

TITL. В устье рукава Сфынту Георге в рассматриваемый период установилась и продвинулась (примерно на 20 м/год) вторичная дельта рукавов Гырла де Мижлок и Гырла Турчаска, возник (в 1897 г.) остров Сакалин, увеличивающийся в среднем на 1.0 м/год, который в настоящее время имеет протяженность около 16 км. Одновременно с его увеличением в длину и ширину, остров Сакалин смещается к берегу под действием волн, примерно на 12 м/год. В результате смещения к востоку вышеуказанной дельты на 20 м/год и смещения острова на запад на 12 м/год, лагуна между сузилась на 3.0 м/год на широте маяка Турческ, что указывает на то, что в последующие 15-17 лет остров Сакалин соединится с сушей в своей северной части, образовав вначале небольшое озеро типа "затон".

Образование и увеличение острова Сакалин представляет собой модель образования ряда морских валов на юге рукава Сфынту Георге от вала Красникол до вала Флэмында-Мочирла.



**ВЛИЯНИЕ КАСКАДА ПАВОДКОВЫХ ВОД НА РЕ-
КАХ ОЛТ И АРДЖЕИ НА ПЕРЕНОС НАГОСОВ
НА ДУНАЕ**

Диана Ронка
Институт метеорологии и гидрологии
Бухарест - Румыния

**THE INFLUENCE OF THE RESERVOIR CASCADE ON THE OLT AND
ARGES RIVERS, UPON THE SEDIMENT TRANSPORT OF THE
DANUBE**

Abstract. There are presented the studies on the degree of silting of the reservoirs built on the Olt and Arges rivers after 1967, studies made between 1970-1982.

The influence of these reservoirs on the sediment transport in the Danube river, has been estimated by analysing the data regarding the alluvial deposits transportation under natural circumstances and by taking into consideration the volumes of alluvial deposits laid down in reservoirs.

**DER EINFLUSS DER SEENKETTE ENTLANG DER FLUSSE OLT UND
MURES AUF DIE GESCHIEBEFUHRUNG DER DONAU**

Zusammenfassung. In den Jahren 1970-1982 wurden Studien über Verlandung der nach 1967 am Olt und Mures errichteten Stauseen durchgeführt.

Der Einfluss dieser Stauseen auf die Geschiebeführung der Donau konnte mit Hilfe einer Datenanalyse der Geschiebeführung im natürlichen Regime unter Berücksichtigung der in den Stauseen abgesetzten Ablagerungen bestimmt werden.

Учитывая новые требования народного хозяйства страны, в последнее десятилетие была разработана комплексная программа систематических исследований на основе последних достижений науки и техники, в единой концепции вод

гидрографической сети страны.

В соответствии с этой программой, в нашей стране, строительство водохранилищ приняло очень широкий размах.

В результате запруживания русел произошли сильные изменения в природном режиме стока. Одним из важных изменений является задержка отложений в котлованах водохранилищ значительного количества твёрдых осадков, переносимых реками и в результате склоновых и русловых процессов.

В дальнейшем мы будем ссылаться на последствия строительства гидротехнических сооружений на реках Олт и Арджеш, впадающих в Дунай.

В период 1974-1980 гг. на реке Олт были построены 13 водохранилищ комплексного назначения общей мощностью 518 мил.м³ расположенные между местностью Брезой и Слатина, общей площадью гидрографического бассейна 3875 км². Площадь, занимаемая лесами составляет 37%, сельскохозяйственными угодьями - 51,3%. Гидрографическая сеть имеет плотность от 0,3 до 0,9 км/км². Гидрографический бассейн характеризуется многочисленными склоновыми и русловыми процессами, что приводит к переносу наносов в среднем 1,8 мил./год в начале строительных участков и 5,5 мил.т/год в конце.

В этих условиях процесс заиления проходил быстро в указанный период, когда в котлованы водохранилищ отложилось более 50 мил.м³, т.е. 9,7% всего объёма заилялись.

В результате этого заиления объём перенесённых в Дунай наносов снижался с 12 мил.т. ежегодно до 9,4 мил.т., т.е. на 21%.

В период 1982-1985 гг. будет продолжено строительство новых водохранилищ вниз по течению от Слатины, дополнительным объёмом 445 мил.м³. В этих условиях перенос наносов в Дунай снизится на 63%, когда течение года будет переноситься только 4,4 мил.т. по сравнению с 12 мил.т. в природном режиме.

На реке Арджеш, в период 1968-1980 гг., было построено в прикарпатской зоне 8 водохранилищ общим объёмом 136 мил.м³, расположенных между Оешти и Питешти, общей площадью водосборного бассейна 2690 км². Площадь, занимаемая лесами, составляет 55% площади бассейна, а сельскохозяйственные угодья 42%, заняты ливадами, лугами и пашнями.

Как и в случае застроенного участка на реке Олт и в бассейне реки Арджеш (верхнее течение) склоновые и русловые процессы очень активны и приводят к переносу наносов, которые в конечной зоне благоустроенного участка достигают 2,6 мил.т. в год в природном режиме.

В вышеуказанный период, отложения в водохранилищах составили 2,5 мил.м³, что составляет 15% объёма водохранилища, объём переносимых за год по Дунаю наносов снижается таким образом на 50% (от 3,4 до 2,4 мил. т. в год).

В результате введения в эксплуатацию в 1985 г. некоторых водохранилищ объёмом 70 мил.м³ предусматривается новое снижение переноса твёрдых наносов по р.Арджеш в Дунай, примерно 1,4 мил.т/г..

Путём задержки наносов только в каскадах водохранилищ на реках Олт и Арджеш, расход наносов, переносимых по Дунаю в зоне Олтенида, который в настоящее время составляет 39 мил.т/год, снизится на 15-20%. Подобное снижение переноса твёрдых наносов вероятно окажет влияние на снижение ритма образования песчаных отмелей.

Предлагаем на будущее, параллельно с исследованиями, проводимыми в связи с изучением ритма заиления водохранилищ, проводить наблюдения с влиянием снижения переноса наносов на образование этих отмелей.

ON THE ... (ILLEGIBLE)

... (ILLEGIBLE)

... (ILLEGIBLE)

... (ILLEGIBLE)

... (ILLEGIBLE)

... (ILLEGIBLE)

... (ILLEGIBLE)

... (ILLEGIBLE)

... (ILLEGIBLE)

... (ILLEGIBLE)

... (ILLEGIBLE)

... (ILLEGIBLE)

... (ILLEGIBLE)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФОТОГРАММЕТРИИ В ПРОГНОЗЕ ТЕНДЕНЦИИ ЭВОЛЮЦИИ РУСЕЛ РЕК

Сорин Михэицэ Теодор

Институт метеорологии и гидрологии
Бухарест - Румыния

THE USE OF PHOTOGRAMMETRY IN THE FORECAST OF THE RIVER-BED EVOLUTION

Abstract: In the paper are presented some results obtained through photo-interpretative study on the dynamics of river beds in view to forecast the tendency of modification in the case of these beds, an extremely useful element in elaborating the hydraulic projects in the watersheds, including improvement of river beds and river banks.

Practically it is possible to restore the courses of minor river beds within reasonable limits and in a chronological way, it is possible to determine the average speeds of river bed migration, to locate the stretches including the perimeters with maximum danger of erosion.

FERNERKUNDUNG BEI DER VORHERSAGE DER EVOLUTIONS- TENDENZEN DER FLUSSBETTEN

Zusammenfassung: In dem Fachartikel werden einige Ergebnisse dargestellt die beim fotogrammetrischen Studium von Flussbetten erzielt wurden.

Es gelang die Trassen des unteren Flussbettes zu rekonstituieren; die mittlere Geschwindigkeit der Verschiebung des Flussbettes sowie die am meisten von der Erosion gefährdeten Sektoren konnten bestimmt werden.

Исследования по изучению динамики русел рек, стали необходимостью с теоретической и практической точек зрения, так как являются полезными в разработке проектов по благоустройству гидрографических бассейнов, особенно по регуляризации русел и укреплению берегов;

Основываясь на этом, для повышения эффективности исследователь-

ских работ делалась попытка разнообразить методологию работы путём использования одного из методов аэрофотограмметрической теледетекции.

Конкретно, наблюдения динамики русел некоторых рек страны проводились дешифрированием отдельных аэроснимков, а также пары снимков, информации которых были признаны путём сравнения с наземными данными.

При таком изучении имелся в виду выбор только тех рек, участки русел которых особо динамичны, напомним реки Олт (ниже Дрэгэшани), Ялмица (между Косимбешти и Бучумени), Бузэу (между Маралю и Раковица), Бурада (между Негрилешти и Текуч), Сирет (периметр с. Дрэджешти), Арджеш (между Ионешти-Петрешти) и т.д.

В настоящей работе будут представлены результаты, полученные при изучении участка русла Ионешти-Петрешти на среднем течении р. Арджеш в границе между равниной Гэвана и равниной Титу-Болинтин с рядом активных стариц, плеч терасс на довольно ограниченной площади примерно 31 км².

Для такого изучения использовались соответствующие фотографии аэрофотосъёмки в ИК и черно-белые за 1978 г. в масштабе 1/20.000, а также для сравнения, старые топографические карты (за 1894-1902 гг.) и карты за 1961, 1971 гг. в масштабе 1/50.000, а также данные полевого картирования за рассматриваемый период.

Разведка и оценка характеристик морфогидрографических элементов проводилась путём использования прямых критериев и показателей (форма, величина, цвет и т.д.) или путём использования дедукции (тени, расположение, плотности, дисперсии, текстуры, структуры и т.д.).

Дешифрирование позволило составить тематические карты, представляющие пространственное распределение комплекса морфогидрографических элементов.

Так, на первом этапе картировалось состояние русел и стариц в изучаемой зоне, соответствующей определённому моменту (аэрофотосъёмка за сентябрь 1978 г.) рис.1 со следующими элементами:

- степень заиления и использования стариц,
- точное изучение стариц, покрытых пойменной растительностью,
- заиленные рукава, полностью используемые в сельском хозяйстве,
- рукава в стадии заиления, которые могут быть использованы в разных целях.

В процентах примерно 15% из всех русел находятся в состоянии заиления, а примерно 85% в стадии полного заиления. Этот процент, включённый в картографирование стариц, помогает в точном изучении состояния земель,

затопляемых поймах и косвенно, состоянии незаселённых зон.

Прослеживая строго эксплуатацию по группам микрорельефа с помощью делений, другая тематическая карта выявила границы колебаний отклонения реки и анизохронную последовательность долины Арджеша в той же зоне (рис.2).

На этой схеме представлены русла в различные годы (1904 топографическая карта, 1961, 1971 гг. и фотограмма 1978 г.), а при рассмотрении старых трасс реки была получена возможность картирования двух границ максимальной миграции русла. Нанесение этих границ, чётко выявляет сохранение более 100 лет процесса блуждания в зоне (вниз по течению от местности Ионешти).

В результате информации, полученной с помощью дешифрирования, а также из наблюдений динамики русла, была получена возможность определения среднего изменения по горизонтали русла, включая соответствующую скорость.

периоды	средние изменения по участку	скорость перемещения
1904-1961	360 м	6,31 м/год
1961-1971	380 м	38 м/год
1971-1978	490 м	70 м/год
1904-1978	440 м	5,94 м/год

Анализ этих значений ясно отражает характер подвижности русел особенно, в период 1961-1971 гг. и 1971-1978 гг., вызванный очень сильными паводками в 1970, 1972 и 1975 гг.

Для определения тенденции образования меандров или спрямления русла в шести характерных сечениях, прослеживались горизонтальные миграции русел в метрах по сравнению со средней линией (рис.3).

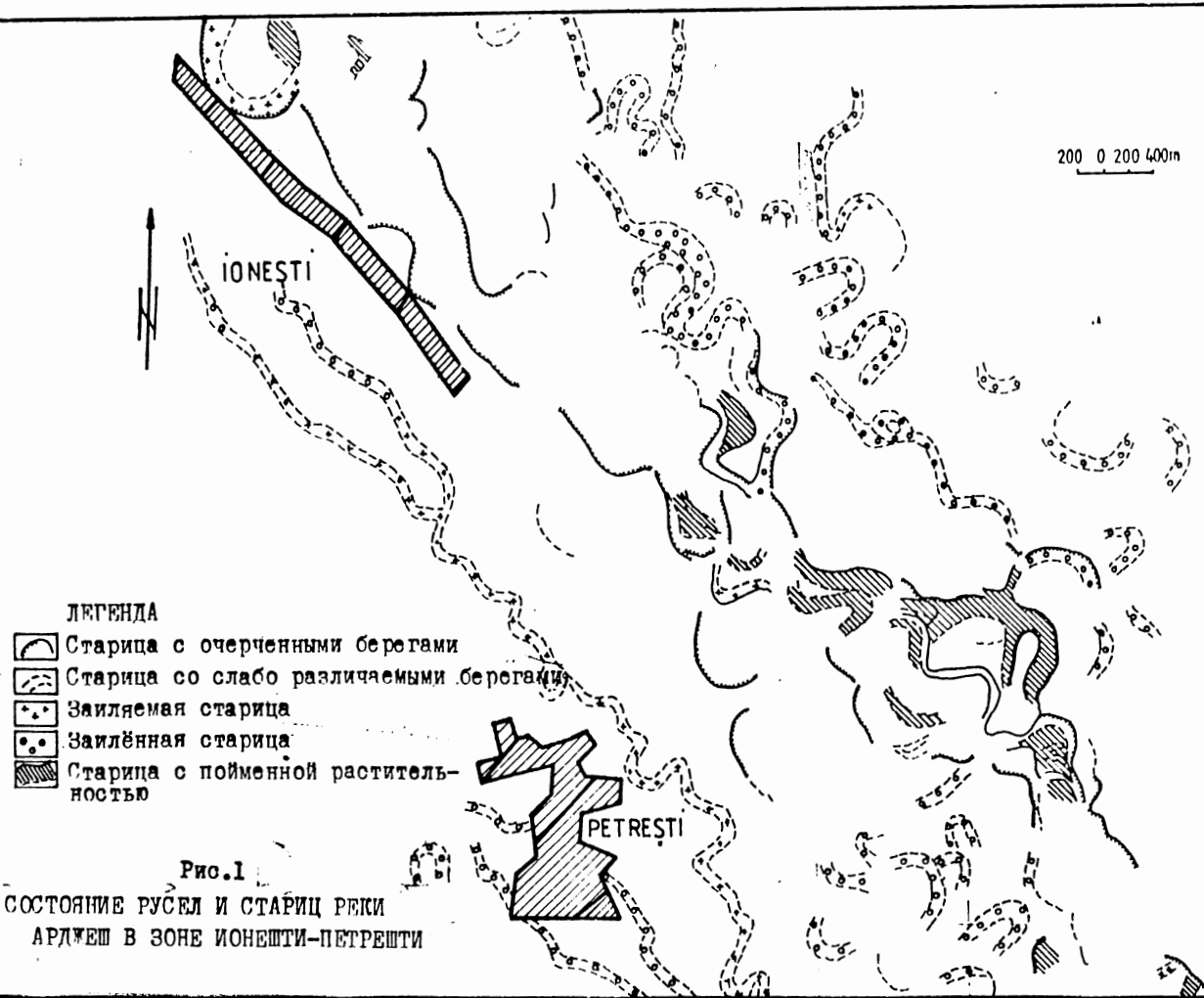
Полученные в 1904-299 м и 1978-313 м данные выявляют продолжение процесса блуждания в зоне.

В дополнение прогноза тенденции изменения русла изучались карты недавних тектонических движений масштаб 1/100.000/1977 и тектоническая карта масштаб 1/100.000, давшие дополнительный материал относительно возможных смещений реки в зоне на последующие годы.

Дальнейшее образование меандров вызвано наличием искривления земной коры в направлении В-З около местности Гэешти и поверхностный разломом коры в направлении с С на Ю (Гэешти-Ионешти-Петрешти-Вейшина), что приводит к медленному погружению (0,5 мм/год), а также небольшие

уклоном периметра В моста Ионешти.

Информация, полученная по средней скорости миграции реки, смещение (в метрах) русел по сравнению со средней линией, включая расположение участков с максимальной опасностью эрозии, определяют основные элементы в прогнозе тенденции возможного изменения русла и указывают на выбор необходимых решений по проектированию строительных работ по укреплению берегов.



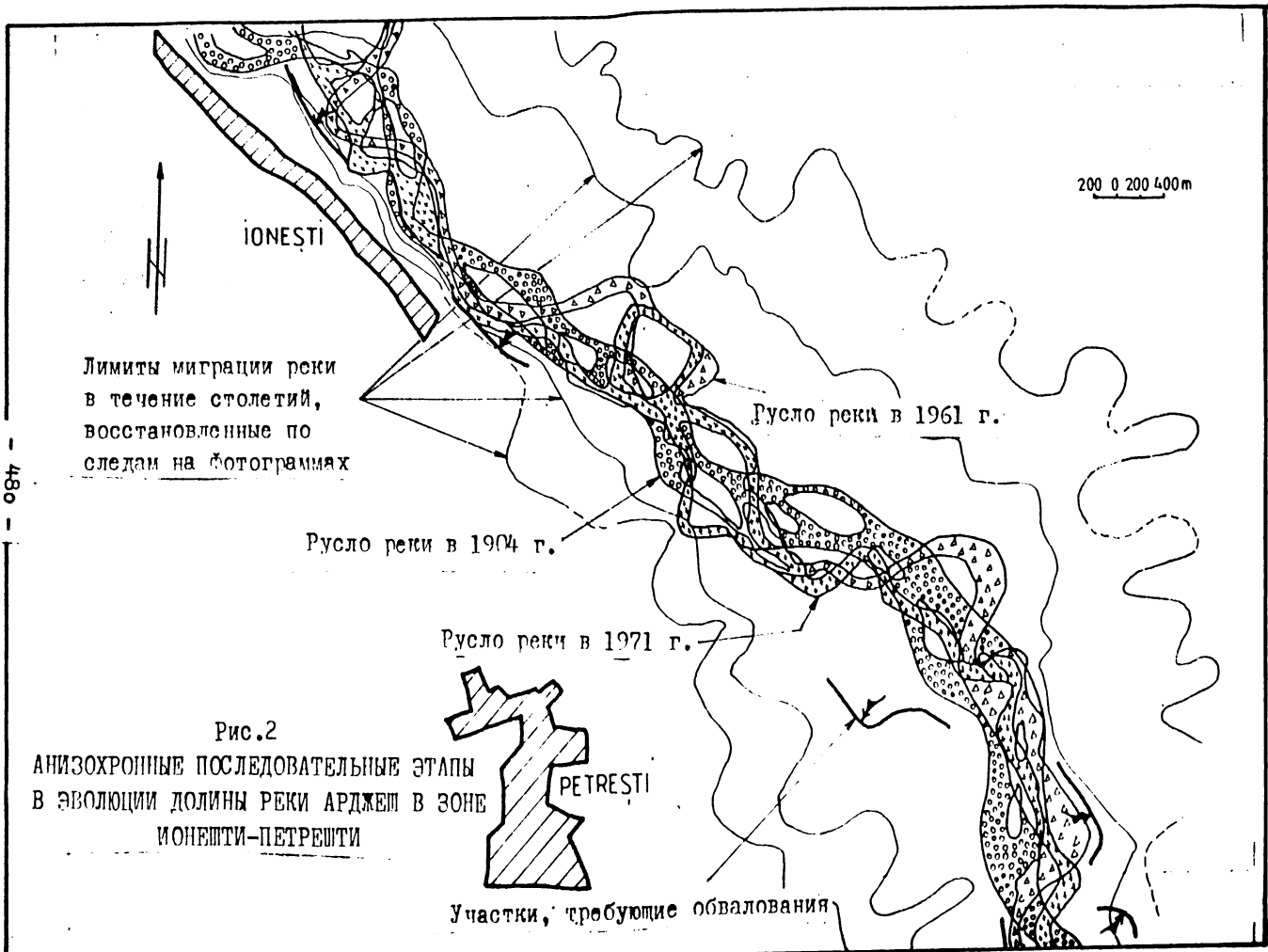


Рис.2
 АНИЗОХРОННЫЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫЕ ЭТАПЫ
 В ЭВОЛЮЦИИ ДОЛИНЫ РЕКИ АРДЖЕШ В ЗОНЕ
 ИОНЕȘТИ-ПЕТРЕȘТИ

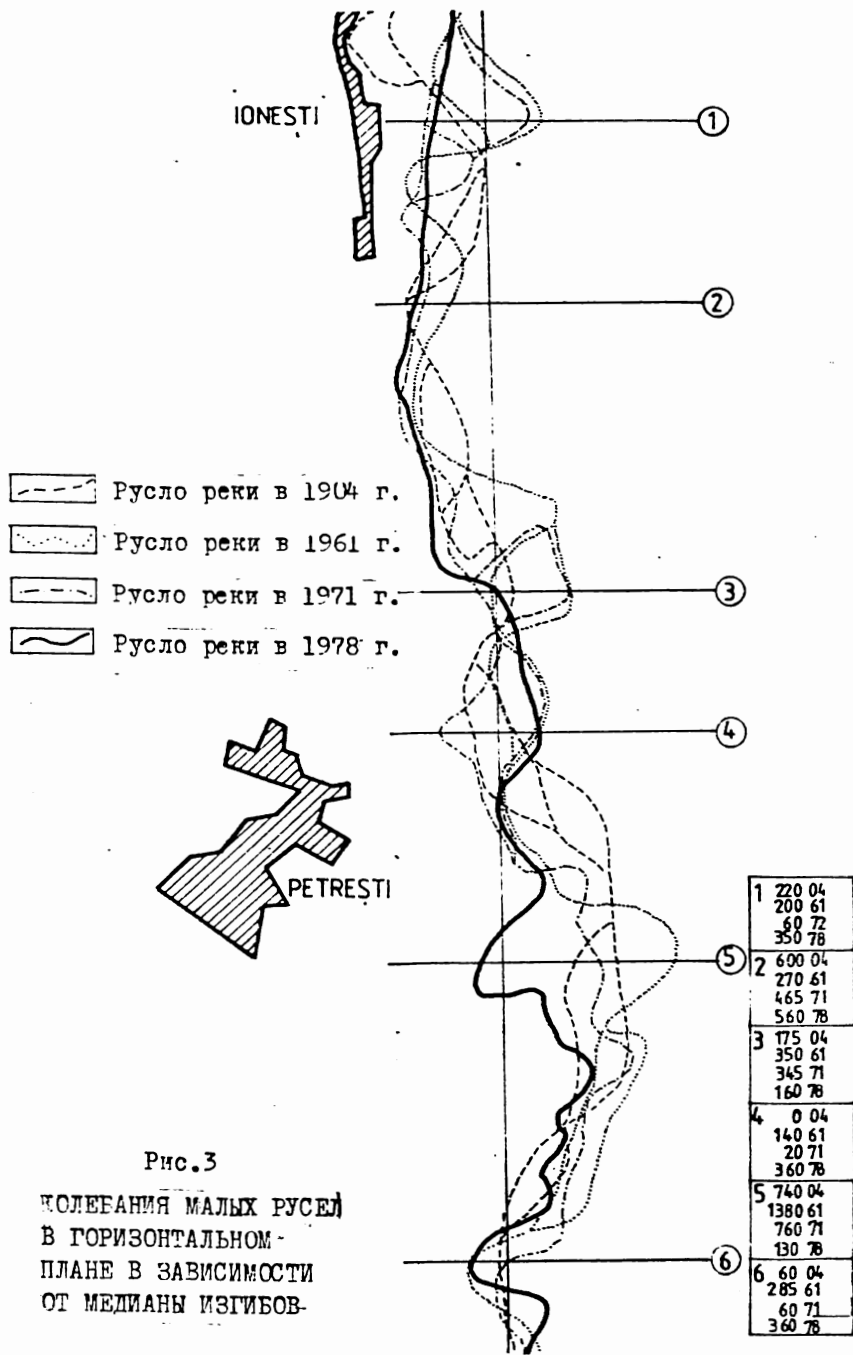
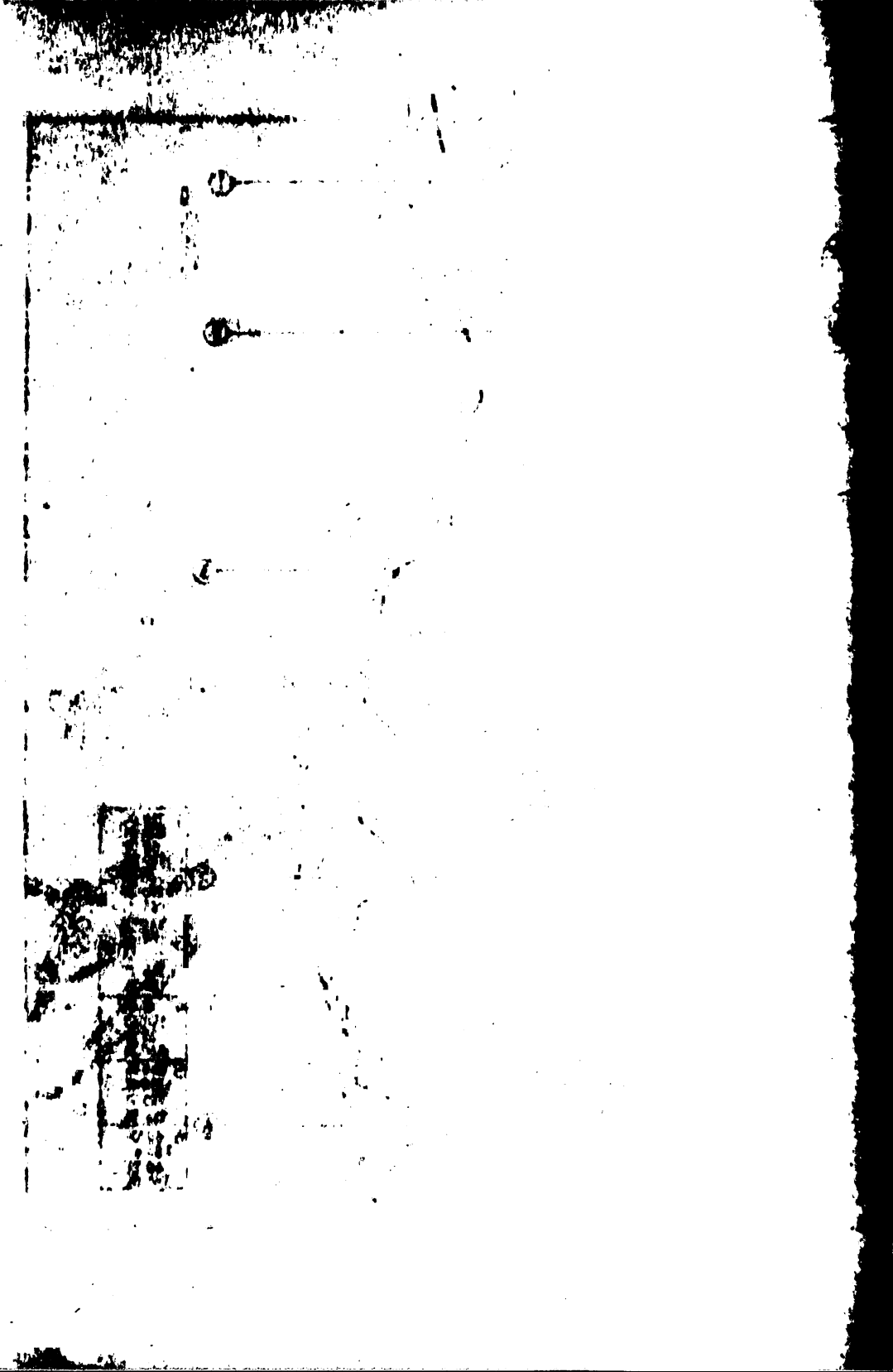


Рис.3

КОЛЕБАНИЯ МАЛЫХ РУСЕЛ
 В ГОРИЗОНТАЛЬНОМ-
 ПЛАНЕ В ЗАВИСИМОСТИ
 ОТ МЕДИАНЫ ИЗГИБОВ-



АЭРОФОТОГРАММЕТРИЯ ПРИ ОЦЕНКЕ ТВЕРДОГО СТОКА
В МАЛЫХ БАССЕЙНАХ ПРИЛЕГАЮЩИХ К ВОДОХРАНИЛИ-
ЩАМ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ В ПРОГНОЗЕ ПРОЦЕССА ЗА-
ИЛЕНИЯ

Сорин Михаэне Теодор
Институт метеорологии и гидрологии
Бухарест - Румыния

AIRPHOTOGRAMMETRY IN THE BENEFIT OF THE SEDIMENT
TRANSPORT ESTIMATION IN SMALL WATERSHEDS OF THE
RESERVOIRS, WITH IMPLICATIONS IN FORECAST OF THE
SILTING PROCESS

Abstract: The paper presents a way indirect assessment of sediment transport in watersheds with areas under 50 km², using the airphotogrammetry technique.

The method consists in a rapid, correct and detailed determination of the morphometric parameters of the formulas used usually in hydrological practice for the sediment transport estimation, by stereomodels photointerpretation excluding entirely the field investigation.

This photointerpretative study provides finally a synthetic image of the sediment afflux from small watersheds into the respective reservoirs, offering a way to forecast the silting rate.

FERNERKUNDUNG BEI DER BERECHNUNG DER GESCHIEBEFUHRUNG
IN KLEINEN EINZUGSGEBIETEN, DIE AN STAUSEEN GRENZEN
UND DIE MOGLICHKEITEN DER VORHERSAGE DER VERLANDUNGEN

Zusammenfassung: Im Fachartikel wird eine Methode zur indirekten Bestimmung des Geschiebetransportes in Einzugsgebieten bis zu 50 km² Größe beschrieben.

Die Methode besteht aus einer schnellen, genauen und detaillierten Bestimmung der morphometrischen Parameter einer bekannten Beziehung (in diesem Falle Gaspar-Apostol) ohne jedwelche Geländearbeit.

Комплексная программа по систематизации на новых основах, по единому замыслу, всей гидрографической сети страны, предусматривает

сооружение множества водохранилищ различного пользования.

Изменение условий стока в зоне водохранилищ влияет и на перенос твёрдых наносов на соответствующих реках, путём задержки в водохранилищах большого количества наносов, снижая их объём.

При этом, наиболее точная оценка количества поступающих в водохранилище наносов и приток из водосборных бассейнов, представляют особый интерес в фазу проектирования объёма водохранилища, предусмотренного для заиления и работ по благоустройству против эрозии.

Так, для водосборных бассейнов с бурным характером стока со значительным переносом наносов, площадью менее 50 км^2 , (прилегающих к водохранилищам, расположенным главным образом в прикарпатье или предгорных зонах) из-за трудностей прямого измерения переноса наносов на склонах и в руслах, чаще всего используются методы косвенной оценки, путём применения некоторых расчётных соотношений, включающих морфометрические параметры и параметры, связанные с типом использования площади соответствующего бассейна.

Измерение и определение этих параметров путём полевого картирования, обычно, затруднительно и требует много времени. При этом полевое картирование может быть заменено воздушными съёмками соответственно фотограммами при помощи показателей прямой и косвенной расшифровки и специальных аппаратов (стереопантометр с стереомикрометром или интерпретоскоп).

Для оценки переноса наносов применялся расчётный метод, разработанный инж. Р.Гаспар и инж. А.Апостол, применяемый в проектных расчётах оценки среднего многолетнего притока наносов в водосборные бассейны.

Расчётная формула имеет вид: $W_a = W_a + W_{a0}$

где:

W_a - объём наносов в $\text{м}^3/\text{год}$

W_{aw} - объём наносов со склонов в $\text{м}^3/\text{год}$
и выражается $W_{aw} = a \cdot b \sum 5q_1 \sqrt{V_1}$

W_{aw} - объём наносов русловых в $\text{м}^3/\text{год}$, выраженный $W_{a0} = b \sum L q_2 \sqrt{I_2}$

где:

a - коэффициент в зависимости от средней длины склона

b - коэффициент, зависящий от длины основного тальвега и характеристик рельефа

S - площадь водосборного бассейна, без площади неукреплённых русел, в га;

q_2 - поверхностная эрозия в $\text{м}/\text{га} \cdot \text{год}$

- i_1 - средний уклон склонов
- L - длина гидрографической сети с активной эрозией в неукрепленных или слабо укрепленных материалах в км;
- q_2 - показатель эрозии для русел (m^3/km)
- i_1 - склон, учитываемый при определении показателя
- i_2 - средний уклон таёвца на участках равной ширины.

Это соотношение применялось для бассейна долины Бужета, правого притока реки Говора (в.б. Олт), площадью $5,3 \text{ км}^2$. Этот бассейн был выбран, с одной стороны, из-за изменения физиографических условий составляющих его подбассейнов, а с другой стороны, благодаря тому, что в конечном сечении расположена гидрометрическая станция для измерения жидкого и твёрдого стока.

Для этой цели использовались фотограммы масштаба: $1:10.000$ (съёмки, выполненные в 1970 г.) и топографические карты масштаба: $1:25.000$ и $1:50.000$ за 1961 и 1971 гг.

Метод работы заключался в использовании, главным образом, фотограмм, при помощи которых можно было детализировать элементы, которых нет на топографических картах.

Первый этап заключался в составлении тематической карты комплексного характера (рис.1), на которой выделены типы использованных угодий и потенциальные источники наносов. Такое картографическое представление носит обобщающий характер, легко отражая склоновые и русловые процессы.

Идентификация и оценка морфогеографических элементов и оценка их динамики проводились стереоскопическим методом при помощи показателей прямой расшифровки (форма, размеры, уклоны; морфологический и морфогеографический состав), а также путём интерпретации тональных изменений фотографий.

Вторым этапом изучения является оценка расчётных параметров соотношения Гашпар-Апостол.

С этой целью, бассейн подразделялся на 18 подбассейнов для каждого из притоков первой степени р.Бужета. Ограничение этих подбассейнов очень малой площади, можно было точно выполнить по стереомоделям проследивая главным образом тона соответствующие микрорельефу.

Для каждого подбассейна определялись:

- средняя протяжённость склонов, протяжённость гидрографической сети с активной эрозией и площади подбассейнов путём прямых измерений на фотограммах масштаба $1:10.000$.
- средний уклон склонов и средний уклон русел на участках одина-

новой ширины, при использовании стереоскопа с стереомикрометром - категории использования площадей составляют 13 классов, при использовании прямой и косвенной расшифровки.

Располагая этими элементами, определялись параметры расчёта вышеуказанного соотношения, а в заключение, данные о модуле твёрдого стока для каждого из 18 подбассейнов в соответствии с данной таблицей:

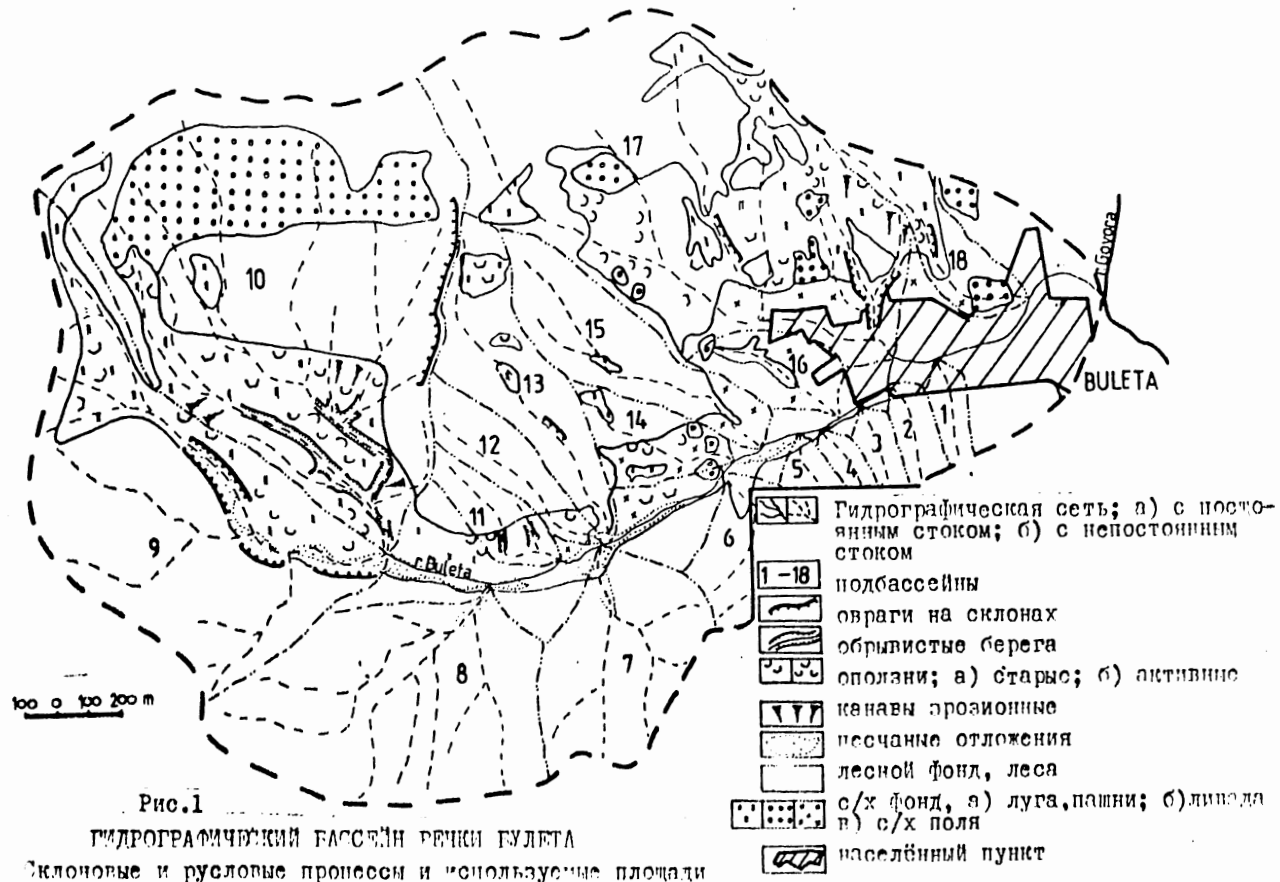
Подбассейн	F га	$\bar{r}\bar{t}/\text{га}\cdot\text{зн}$ склоны	Подбассейн	F га	$\bar{r}\bar{t}/\text{га}\cdot\text{зн}$ склоны
I	4,30	0,670	X	114	7,11
II	3,40	0,174	XI	6,20	1,06
III	2,90	0,026	XII	7,10	1,44
IV	3,10	0,122	XIII	24,0	2,32
V	4,30	0,842	XIV	10,4	5,88
VI	11,8	0,635	XV	21,0	2,77
VII	22,6	0,550	XVI	7,20	5,40
VIII	55,2	0,231	XVII	101,0	4,46
IX	69,7	9,35	XVIII	9,3	8,46

Значения, полученные при фотоинтерпретативном изучении явились основой картографирования, обобщающего модуля твёрдого стока в т/га в год на уровне бассейна (рис.2).

Количественно твёрдый средний годовой сток со склонов и по руслу, полученные по расчётам, составляют 4492 т/год, приблизительно такой же как по измерениям, 5.200 т/год, значение, которое можно считать удовлетворительным, учитывая значительные пределы вариации некоторых параметров уравнения Гашпар-Апостол для той же категории пользования (например, значение показателя эрозии "e" изменяется от 40 до 100 м³/га.год, для непродуктивных площадей с активными оползнями).

При расчётах, в большинстве случаев использовалось среднее значение параметров.

Из вышеуказанного следует, что реальная польза использования косвенной методологии работы (аэрофотограмметрия), техника которой значительно снижает затрату труда и время на полевых работах, даёт значительную и подробную информацию для малых бассейнов, параметры, которые в конечном итоге даёт возможность качественной оценки среднего твёрдого стока и его зонирования. Это очень полезная информация для определения тенденций прогноза ритма заиления прилегающих водохранилищ.



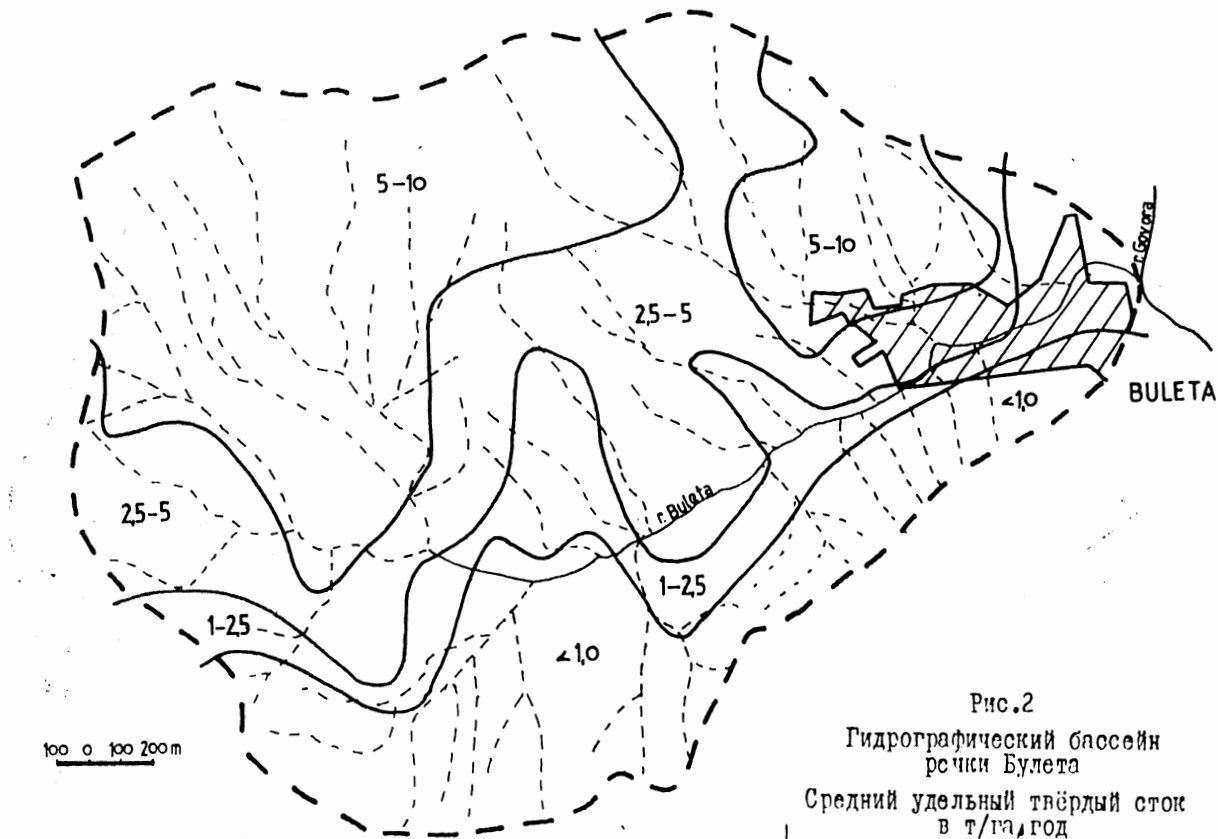


Рис.2
Гидрографический бассейн
речки Булета
Средний удельный твёрдый сток
в т/га, год

ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО И РУСЛОВОГО РЕЖИМА РЕК ПОД ВЛИЯНИЕМ ВЫЕМОК АЛЛЮВИЯ И ЕГО ПРОГНОЗ

Б.Ф.Снищенко, Г.Г.Месерлянс, В.С.Кожевников,
Н.С.Логинава (ГИИ, Ленинград, СССР).
Д.Печинов, Г.Георгов, И.Ненов, Й.Чайлев
(ИГМ, София, НРБ)

THE CHANGE OF HYDROLOGICAL AND CHANNEL REGIME OF RIVERS UNDER THE INFLUENCE OF ALLUVIUM EXCAVATIONS (UNDERWATER QUARRIES) AND WAYS OF ITS FORECASTING

ANNOTATION

During the last 20 years alluvium excavations out of rivers have been greatly increased in the Danube basin just as in other regions of the world. The amount of alluvium excavated exceeds mean annual bed-load discharge dozens of times.

This kind of man's activity results in the changes of sediment discharge, one of the main factors in river-bed evolution, and in the changes of the relations between sediment discharge and the other determining factors, such as liquid discharge and boundary conditions.

DIE VERÄNDERUNG DER HYDROLOGIE UND FLUSSBETTREGIMES DER FLUSSE UNTER DEM EINFLUSS DER ALLUVIUMAUSHOHLUNG (UNTERWASSERGRUBEN) UND DEREN VORHERSAGE

DIE ANNOTATION

Die Alluviumgewinnung aus den Flüssen wurde in den zwei jüngsten Jahrzehnten im Donaubecken sowie in den anderen Erdregionen gesteigert. Ihr jährliches Volumen überbietet zehnmal den Jahresdurchschnittsabfluss der geschleppten Geschiebe.

Solche Tätigkeit führt zur Änderung eines der Hauptfaktoren der Flussbettbildung - der Geschiebeführung und ihrer permanenten Verbindung mit den anderen bestimmenden Faktoren - flüssigem Geschiebe und Begrenzungsbedingungen.

В последние два десятилетия в бассейне Дуная, как и в других регионах Земли, возросла добыча из рек аллювия, широко используемого в качестве строительного материала. Извлечение грунта из рек оказало непредвиденное отрицательное влияние на реки и на инженерные сооружения, построенные в их руслах. Развивающиеся при этом прямые и обратные связи в системе река-карьер вызвали сложные природные явления,

для прогнозирования которых требуется проведение специальных исследований.

Такие работы были начаты совместно сотрудниками Государственного гидрологического института (СССР) и института гидрологии и метеорологии (НРБ). Первые результаты этих работ представлены в настоящем докладе.

I. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СИСТЕМЫ РЕКА-КАРЬЕР

I.1. ВИДЫ КАРЬЕРОВ

Карьером и карьерной выемкой называется участок реки, в пределах которого необратимо извлекается речной аллювий.

По глубине и ширине карьеры соизмеримы с аналогичными размерами реки, а их длина обычно превосходит ширину реки. Ежегодный объем извлекаемого из карьера грунта на один-два порядка превосходит объем среднегодового стока влекомых наносов, компенсирующих удаленный грунт. Местоположение карьера, как правило, связывается с ^{РЕЗУЛЬТАТ}выпуклым морфологическими элементами русла: гребнями перекатов, побочными, пляжами излучин, осередками, островами или с поименными массивами и отмирающими рукавами рек. Для заполнения современных карьерных выемок за счет естественного притока наносов потребуются десятки и сотни лет.

Карьеры бывают одиночные и массовые. Выполнение первых не оказывает влияния на выше и ниже расположенные карьеры, а вторых — приводит к взаимному влиянию.

По степени воздействия на продольный профиль речного дна карьерные разработки могут проходить три стадии, ведущие к частичной трансформации выступов продольного профиля дна реки, полному сглаживанию выступов и созданию ниже сглаженного дна нового русла.

I.2. ИЗМЕНЕНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО И РУСЛОВОГО РЕЖИМА РЕК ПОД ВЛИЯНИЕМ ВЫЕМОК АЛЛЮВИЯ

Прямой гидрологический эффект от устройства карьера состоит в падении уровня свободной поверхности воды над карьером. Нарушение транзитного транспорта влекомых наносов, его разрыв — есть прямой эффект воздействия карьера на русловой режим реки.

В связи со снижением уровня над карьером выше него образуется кривая спада, сопрягающая поверхность воды в карьере с поверхностью, где влияние карьера не сказывается. Уклоны воды J на этом участке возрастает, в результате чего растут и скорости потока U . Последнее часто обусловлено также уменьшением сопротивления поверхности дна за счет разрушения крупнозернистого слоя русловой самоотмстки.

Снижение русловых сопротивлений, ведущее, наряду с ростом глубины и площади русла в месте карьера, к падению уровня воды — важнейшее следствие устройства карьеров. Сопротивление потоку руслом складывается из сопротивлений зернистой шероховатости поверхности дна, сопротивления мезоформ (перекатов, побочной, осередков и т.п.), сопротивления русловых микроформ (гряд или дон), сопротивлений береговой линии. Первые три вида сопротивлений, вследствие разработки карьеров, уменьшаются вследствие того, что гряды и мезоформы часто удаляются, самоотстойка разрушается и заменяется более мелкими частицами, ее подстилающими.

Увеличение скоростей выше карьера приводит к усилению эрозивной деятельности потока, в результате чего уровень дна понижается вместе с понижением свободной поверхности. Указанное явление ведет к нарушению многолетних связей режимных характеристик не только в пределах карьера, но и на значительном удалении от него (десятки километров на средних и больших реках). Это касается в первую очередь связей расходов и уровней $Q=f(H)$, уклонов и уровней $J=f(H)$ глубин и уровней $h=f(H)$.

На рис. 1 показан пример нарушения связи $Q=f(H)$ на участке карьера у г. Пазарджик на р. Марице (НРБ).

Величина снижения уровней воды на некоторых реках уже достигала 2–3 м.

В результате указанных явлений наблюдаются следующие нарушения руслового режима.

Выше карьера изменяются связи между расходами воды и наносов, формы транспорта наносов. Деформации дна приобретают характер одностороннего размыва: понижение дна на реках уже достигло 2–3 м, а на их тритоях — до 10 м. Усиливается обрушение берегов. Увеличивается скорость сползания внутрирусловых форм — осередков, островов, побочной, ленточных гряд. Намечается переход от одного типа руслового процесса к другому: меандрирующих русел к прямолинейным, а многорукавных — к однорукавным.

Отложение транзитных наносов в карьере привело к их дефициту на нижележащем участке, что обусловило здесь понижение отметок дна. Отмеченные изменения руслового процесса выше карьера проявляются здесь несколько менее интенсивно.

Изменения водного режима и геоморфологии касаются не только русла реки, но и всей долины. Снижение уровней воды в русле ведут к падению уровня грунтовых вод на пойме, в пределах пойменных террас и склонов долины. Вместе с уменьшением повторяемости затопления поймы

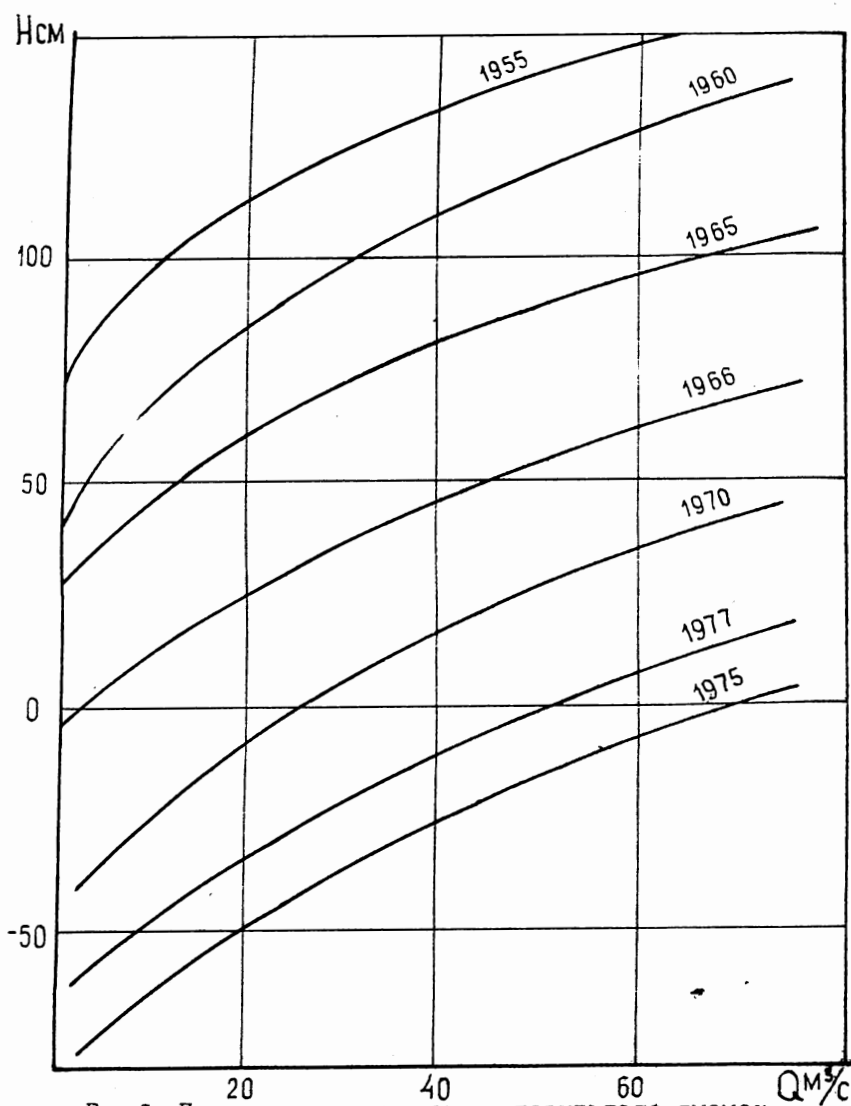


Рис. I. Понижение уровня воды в результате выемок аллювия на р. Марице у г. Пазарджик (НРБ)

это вызывает оползневые явления на склонах и нарушение биолого-почвенного режима в долине.

Таким образом, устройство карьеров в реках способно привести к нарушению динамического равновесия водного и руслового режима рек, сформировавшегося в течение последних 8-10 тысяч лет и по своим последствиям соизмеримо с природно-климатическими изменениями, происходящими на Земле в геологических масштабах времени.

1.3. ИЗМЕНЕНИЯ РЕЖИМА ЭКСПЛУАТАЦИИ ИНЖЕНЕРНЫХ ОБЪЕКТОВ

В ГТИ разработана классификация речных инженерных сооружений и мероприятий по степени их воздействия на факторы, определяющие русловой процесс / I /. В ней крупные и массовые карьеры относятся к активным сооружениям I категории, изменяющим все определяющие факторы руслового процесса; одиночные малые карьеры отнесены к сооружениям II категории, способным воздействовать лишь на отдельные характеристики определяющих факторов. При крупных карьерах могут быть нарушены условия эксплуатации всех категорий сооружений, построенных в реках - мостов, плотин, крупных водозаборов, судоходных путей, переходов трубопроводов и ЛЭП и др. Кроме того отрицательные явления часто проникают и за пределы русла: это обсыхание колодцев и скважин, корневых систем растений и сельскохозяйственных культур; разрушение объектов, расположенных на склонах долин и др.

В зону влияния малых карьеров попадает меньшее, но все же довольно значительное число других видов инженерных объектов.

Как правило, сохранность инженерных сооружений и объектов природы связано с двумя явлениями, сопутствующими выемке аллювия, - снижением уровня воды и отметок дна реки.

2. РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОДИНОЧНЫХ КАРЬЕРОВ

2.1. МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В лабораториях ГТИ (СССР) и ИГМ (НРБ) в качестве первого этапа исследований проведено изучение влияния карьеров на водный и русловой режим для простейшего случая: плоская постановка задачи, одиночный карьер, однородный уклон дна русла.

Ниже приведены результаты, полученные на гидравлическом лотке длиной 60 м, шириной 1 м при следующих исходных данных: расход воды 30 л/с; средняя скорость $U_{ср} = 30$ см/с; средняя глубина потока над гребнями гряд $h_{ср} = 10$ см; уклон водной поверхности $i = 0,0012$;

расход подаваемых донных наносов $1 \text{ см}^3/\text{с}$ со средним диаметром частиц $0,38 \text{ мм}$; расход подаваемых взвешенных наносов $4,5 \text{ г/с}$ со средней крупностью частиц $0,027 \text{ мм}$. Транспорт донных наносов осуществляется в виде гряд с размерами: высота $h_r = 1,5 \text{ см}$, длина $l_r = 20 \text{ см}$, скорости смещения $C_r = 0,007 \text{ см/с}$. Режим движения потока - равномерный установившийся; режим движения гряд - установившийся.

2.2. ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЖИМА ПОТОКА И РУСЛА

При устройстве карьера выделяется три характерных участка:

I - подходной участок, расположенный выше карьера;

II - участок в пределах длины карьера;

III - участок, расположенный ниже карьера.

При устройстве карьеров высотой h_k от $0,9 h_{cp}$ до $1,7 h_{cp}$ и длиной от $6 h_{cp}$ до $12 h_{cp}$ наблюдаются следующие изменения в характере движения потока.

Профиль свободной поверхности принимает очертание, показанное на рис.2. Положение A соответствует начальному (мгновенному) моменту деформации русла и потока после устройства карьера. Положение B отвечает состоянию деформированного русла и карьера.

Изменения в скоростном поле потока заключается в следующем.

На I участке средняя скорость течения вначале падает, а затем увеличивается по мере снижения горизонтов воды.

На II участке скорости падают по длине карьера, а у дна карьера образуется водоворотная зона. Анализ турбулентных характеристик потока показал, что интенсивность турбулентности составляющих пульсационной скорости, а следовательно, и сопротивление русла возрастает по длине верхового откоса (рис.3).

По длине карьера от подошвы верхового откоса до подошвы низового откоса указанная характеристика турбулентности уменьшается.

Таким образом, максимум преобразования энергии осредненного течения в турбулентную энергию наблюдается в карьере непосредственно за верховым откосом.

Интенсивность турбулентности как продольной, так и вертикальной составляющих скорости уменьшается по длине низового откоса карьера, т.е. на этом участке наблюдается переход части турбулентной энергии в энергию осредненного течения.

На III участке в створе низовой бровки карьера средняя скорость потока принимает наибольшее значение (начальный момент).

Рассмотрим общую картину деформации дна лотка и карьера на характерных участках.

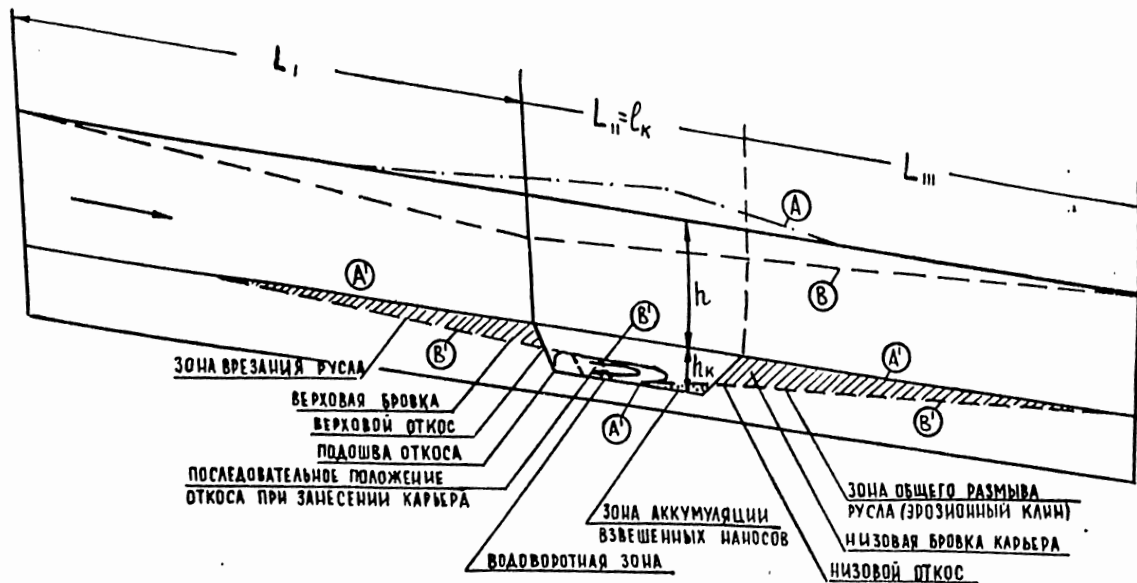


Рис.2. Общая схема деформаций дна русла и изменения уровня воды в зоне влияния карьера
 в момент устройства карьера
 AA' - положение водной поверхности и дна русла в момент устройства карьера; BB' - положение водной поверхности и дна русла при частичном занесении карьера наносами

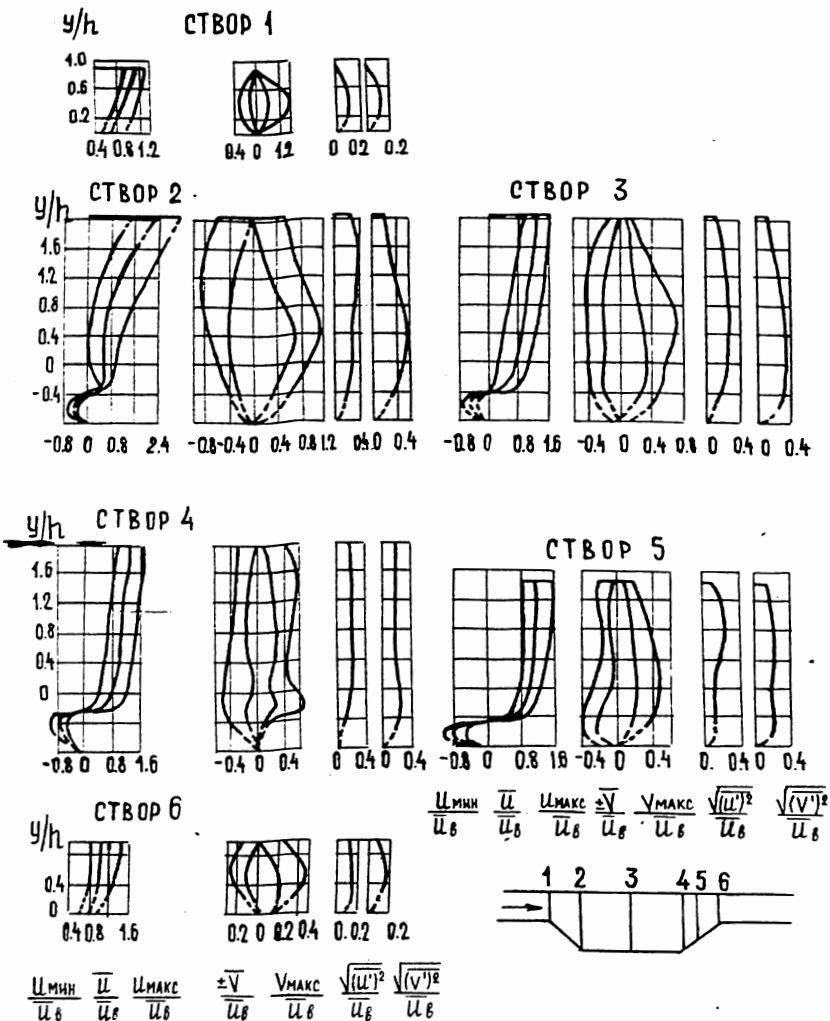


Рис. 3. Распределение характеристик турбулентности по глубине потока.

На I участке в начальный момент происходит аккумуляция наносов перед карьером. Далее по мере снижения горизонтов воды и увеличения уклонов на этом участке начинается размыв дна, зона которого распространяется вверх. В низовой части I участка в результате увеличения уклонов водной поверхности, а следовательно, и скоростей течения, крутизна гряд увеличивается, примерно, в 1,5 раза в сравнении с ее бытовым значением. Размеры этих гряд увеличились в 1,3 раза. Подобные гряды вносят долю в увеличение уклонов водной поверхности. Расход донных наносов по длине I участка увеличился в 1,3 раза. Средняя величина врезания русла составила $0,15 h_{cp}$. С уменьшением длины карьера величина врезания русла уменьшается.

На II участке происходит отложение наносов, поступающих с I участка. Заполнение карьера наносами происходит путем последовательного смещения вниз верхового склона карьера. Взвешенные наносы, как самостоятельный источник занесения карьера, откладываются в нижней части карьера.

На III участке, длина которого почти в 6 раз меньше длины I участка, происходит общий размыв русла. Участок максимального размыва примыкает к низовому откосу карьера, захватывая этот откос. По мере удаления от карьера, размыв дна уменьшается: происходит увеличение расхода наносов по длине исследуемого участка.

На III участке глубины увеличиваются значительно больше, чем на I участке, и достигают бытовых значений спустя некоторое время после полного занесения карьера. По абсолютному значению приращение глубин на III участке соизмеримо с высотой карьера. Эта дополнительная глубина вносит существенную долю в понижение уровня воды на характерных участках карьера.

В начале III участка в первый момент размыва нижнего откоса карьера размеры гряд увеличились почти в 2 раза. В дальнейшем они приняли бытовые значения.

Уровенный режим потока. Сразу же после устройства карьера отметки водной поверхности на II участке повышаются в сравнении с бытовыми в результате перехода части кинетической энергии в потенциальную (рис.2). Наибольшее повышение отметок дна водной поверхности наблюдалось, примерно, на середине карьера и составило $0,08 h_{cp}$. Подъем уровня воды над карьером вызвал подпор горизонтов воды на I участке на расстоянии $80 h_{cp}$. На III участке уклоны водной поверхности в сравнении с бытовыми увеличились, примерно, в два раза.

По мере размыва низового откоса карьера и участка русла, прилегающего к этому склону, уровни воды на I и II участках падают. Наибольшее падение уровня на I участке наблюдалось над кромкой верхового

откоса и было равно $0,11 h_{cp}$. В связи с падением уровня воды в районе карьера уклоны водной поверхности на I участке при относительной стабилизации его дна увеличились в сравнении с бытовыми в 1,2 раза. На II и III участках уклоны водной поверхности при условии относительной стабилизации русла на III участке оказались в 1,8 раза меньше бытовых.

3. РАСЧЕТЫ ЭЛЕМЕНТОВ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО И РУСЛОВОГО РЕЖИМА ПРИ УСТРОЙСТВЕ КАРЬЕРОВ

Общие требования к разработке русловых прогнозов / 1, 2 / и сложность явлений, вызываемых устройством карьеров требуют разработки специальных прогнозов при этом виде инженерной деятельности. Однако уже сейчас можно прогнозировать и рассчитывать некоторые элементы режима.

Расчет снижения уровня воды. Опыт сравнительного анализа результатов снижения уровня в реках и расчетов такого снижения показал на правомерность использования в расчетных целях уравнения неравномерного движения потока. Для таких расчетов составлены алгоритм и программа для ЭЦМ, предусматривающая возможность задания по длине различных значений коэффициента шероховатости n и коэффициента изменения скоростного напора K_v .

Расчет элементов руслового режима. Изменение типа руслового процесса может быть оценено с помощью критерия / 2 /

$$A = J_0 / J \cdot B_0 / B, \quad (1)$$

где J_0, J - соответственно уклоны дна долины и потока на уровне пойменных бровок, B_0 - ширина активной поймы, включающая ширину русла в пойменных бровках.

При расчетах могут быть приняты следующие значения A : свободное меандрирование - 36,60; незавершенное меандрирование - 14,65; пойменная многорукавность - 7,93; ограниченное меандрирование - 5,93; побочный тип - 2,60; русловая многорукавность (осередковый тип) - 1,97.

Расход влекомых наносов, перемещаемых в карьер в форме гряд и параметры гряд могут определяться по формулам, полученным в ГГИ / 2 /

Глубинный размыв русла ниже крупных карьеров будет происходить до тех пор, пока в русле не образуется самоотмостка или продольный профиль русла не приблизится к профилю стабилизации, характеризующимся некоторым уклоном J_0 .

Условия образования самоотмостки в русле могут быть определены

по зависимостям Р.Мюллера / 3 /.

Уклон продольного профиля дна, при котором прекращается врезание речного русла, определяется по формуле В.С.Кнороза / 4 /

$$J_0 = 0,044 d/R, \quad d \geq 1,2 \text{ мм}, \quad (2)$$

где R - гидравлический радиус.

4. ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Выполненные исследования указали на исключительно сложную картину перестройки потока, русла, долины при выемке аллювия из рек. Опыт на схематизированной модели одиночного карьера позволили установить принципиальную картину изменения потока и русла при выемке. Эта картина может стать более сложной под влиянием разных ситуаций, связанных с морфологическим строением русла и инженерной деятельностью на реках.

РЕЗЮМЕ

Поэтому исследования этой проблемы должны носить комплексный характер и включать в себя следующие направления.

Наблюдения на реках должны охватывать участки разного морфологического типа и учитывать региональную особенность речных территорий.

Исследования инженерного и водохозяйственного аспектов должны касаться оптимальных размеров и технологии разработки карьеров, локализации их влияния, особенно в нижних бьефах гидроузлов.

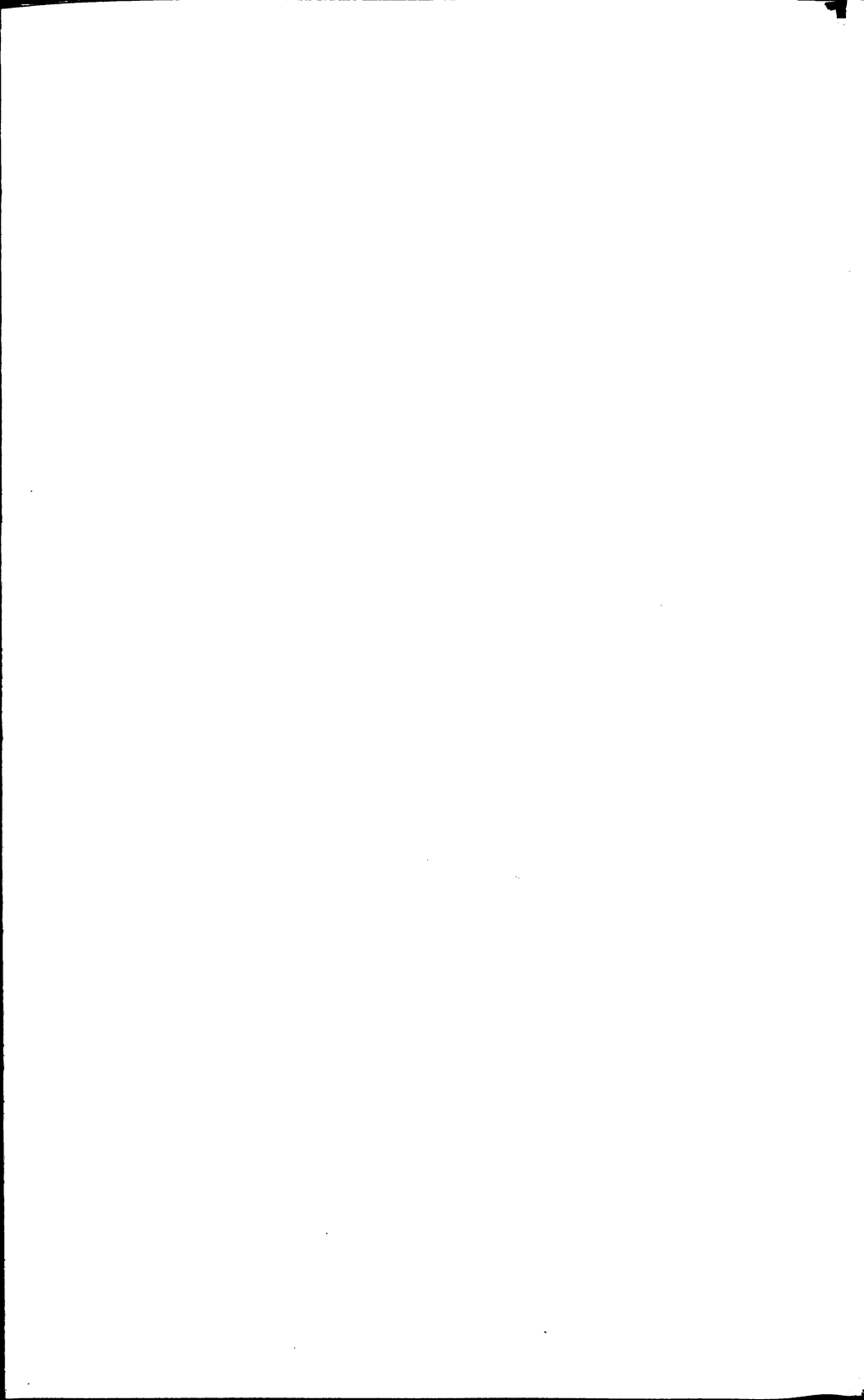
Особую значимость приобретают наблюдения за гидрологическим режимом на участках карьеров, где нарушена однородность многолетних рядов информации.

Специального решения требует природоохранный аспект проблемы.

Становится очевидным, что проблема влияния выемок аллювия из рек должна решаться одновременно во многих странах региона по согласованной программе.

ЛИТЕРАТУРА

1. С ни щ ен ко Б.Ф. Методы решения практических задач на основе гидроморфологической теории руслового процесса. Труды IV Всесоюз. гидрологич. съезда, 1976, т.10.
2. К он д р а т ь е в Н.Е., П о п о в И.В., С ни щ ен ко Б.Ф. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. Л., Гидрометеоиздат, 1982.
3. Müller R. Die Entwicklung der flussbaulichen Hydraulik. Wasser- und Energiewirtschaft, 1960, Н.8-10, S.292-299.
4. К н о р о з В.С. Неразмывающие (предельные) скорости разноразмерных по крупности несвязных материалов. - Изв. ВНИИГ, 1962, т.71.



TITL. СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СКОРОСТНОГО КОЭФФИЦИЕНТА И
КОЭФФИЦИЕНТА ШЕРОХОВАТОСТИ.

AUT. Г. Гергов, Ст. Българска - Институт гидрологии и метеорологии,
София, България

REZÜME: COMPARATIVE STUDY OF THE FLOW RESISTANCE
COEFFICIENT C AND THE COEFFICIENT OF ROUGHNESS

Ten of the formulas, both for the flow resistance coefficient and for the coefficient of roughness have been discussed in the report. Based on them the alterations of C and n along the stream depth in several cross sections of the Danube river tributaries in Bulgaria are studied. It has been determined their changes that has to be taken into account at water-structural design. Besides, a comparative study of the formulas is performed.

VERGLEICHSUNTERSUCHUNG DES GESCHWINDIGKEITSWERTES "C"
UND DES RAUHIGKEITSWERTES "p"

Z u s a m m e n f a s s u n g. Im Vortrag werden zehn der am meisten verwendbaren Formeln zur Bestimmung des Geschwindigkeits- und Rauigkeitwertes untersucht. Auf Grund dieser Formeln ist die Änderung "C" und "p" der Stromtiefe nach an einigen Profilen der Donauebenflüsse bulgarische Flussäcker dargelegt.

Festgestellt wurden die Änderung dieser Parameter der Stromtiefe nach, was bei der hydrotechnischen Projektierung zu berücksichtigen ist. Ein Vergleich der Ergebnisse nach den genannten Formeln ist angestellt worden.

Определение коэффициента сопротивления Шези - C в уравнении равномерного движения жидкости имеет большое значение в инженерной практике, потому что он связан с вычислением пропускной способности речных русел. Со своей стороны пропускная способность водотоков определяет геометрические размеры каналов или позволяет оценить заблаговременно глубину подтепления речной поймы во время весеннего половодья или при прохождении наводков. Ввиду этого, определение коэффициента Шези является ответственным этапом инженерного проектирования. Ошибки в его определении приводят к построению дорогих сооружений или к увеличению опасности от затоплений.

В области гидропрогнозов неточное определение C , соответственно расхода воды, может привести к грубым оценкам величины катастрофических расходов воды, времени их формирования в водосборе реки - макс Q и времени их добегаания - T . Любая из этих ошибок может привести к большим материальным и человеческим потерям в результате неправомерных спасательных операций.

Целью доклада является выяснение этого вопроса путем анализа вычислительных методов для определения C и анализа факторов, уменьшающих его точности.

Исследование проведено на основе данных натуральных измерений на конкретных объектах - р. Вит и р. Осъм.

Река Вит является правым притоком р. Дунай посередине болгаро-румынского участка. Площадь водосбора у устья реки - 3225 км², а в среднем многолетний расход воды у гидрометстанции 55 с. Ясен - 3,36 м³/сек. В разработке использованы многолетние данные станции 51 у г. Тетевена, находящейся в горном речном участке. В речном русле разбросаны большие камни, а оба берега гидрометрического участка укреплены каменными стенками. В створе станции проводились регулярные измерения гидрологических параметров расхода и уровня воды, уклона водной поверхности, глубины воды, скорости течения, мутности потока и т.д. до глубины течения 160 см. При более высоких уровнях воды, измерения проводились с помощью поплавок.

Данные исследования показали, что расход воды, определенный при глубине 200 - 210 см завышен более чем на 50 %.

Река Осъм тоже является правым притоком реки Дунай восточнее реки Вит. Водосборная площадь реки - 2824 км² и средний многолетний расход воды $Q = 11,7$ м³/сек у гидрометстанции 64 г. Ловеч. В работе использованы данные ст. 58, макс. Велчовска, в горном участке реки. Гидрометрические измерения проводились вертушкой до глубины 132 см.

Для определения коэффициента C разными авторами предложено мно-

число эмпирических формул. Авторы выбрали из наиболее популярных в СССР и в социалистических странах 13 формул. Результаты их применения сравнены с эмпирическими значениями коэффициента Шези - $C1$, которые определялись уравнением равномерного движения. В результате этого обобщались методы определения коэффициента шероховатости и некоторые закономерности его изменения в условиях горных рек.

На основе десятилетних данных натурных измерений на р. Вит у г. Тервена и на р. Осъм у мах. Белчовска определены значения коэффициента

$$C1 = \frac{\bar{u}}{\sqrt{R\gamma}} \quad (1)$$

авт.

\bar{u} - средняя скорость течения
 R - гидравлический радиус
 γ - уклон водной поверхности

Значения $C1$ представлены на рис. 1 в зависимости от средней скорости течения.

В связи с рис. 1 можно заметить:

1. До глубины $H = 62$ см обнаружен большой разброс результатов относительно $C1$ - от $C1 = 8,2$ до $C1 = 50,7$. Это можно объяснить изменчивостью течения при малых глубинах, когда формируются нерегулярные и нечетко оформленные потоки между большими камнями в русле рек, вследствие чего, измерение расхода воды трудно проводится и сопровождается большими ошибками. Основная часть сопротивлений определяется шероховатой структурой поверхности русла и шероховатой поверхностью камней в русле. В виде малых скоростей течений можно принять, что динамический напор и обусловленные этим сопротивления течения во время обтекания камней и донных форм пренебрежимо малы. Для цели практики в интервале до $H = 62$ см можно рекомендовать $C1 = 29 \text{ м}^{1/2}/\text{сек}^2$ конст.

2. В интервале от $H = 62$ см до $H = 142$ см оформляется прямая линейная зависимость между $C1$ и H , представленная аналитической формой уравнением:

$$C1 = 6,62 H + 20,46, \text{ где } H [\text{м}], C1 [\text{м}^{1/2}/\text{сек}^2] \quad (2)$$

Уравнение получено методом наименьших квадратов на базе эмпирических точек. Его можно рассматривать как эмпирической зависимости $C1 = f(H)$ для конкретных условий гидрометрической станции. Малые начальные значения $C1$ при глубинах $H > 62$ см по сравнению со значе-

ными коэффициента C_1 при $H < 62$ см являются результатом быстрого роста сопротивлений течения при повышении скорости потока и полного обтекания водой больших камней и донных морфологических форм-образований в русле. С нарастанием водной глубины наблюдается закономерное увеличение C_1 . Нарастание сопротивления течения в этих условиях сильно ограничивает пропускную способность русла, что обуславливает низкие значения C_1 . Эти наблюдения подтверждаются анализом состояния течения на основе изменения числа Фруда.

$$Fr = \frac{\bar{u}^2}{gH} \quad (3)$$

Изменения числа Fr со значениями 0,005 и 0,010 показывают, что при постоянной глубине потока, C_1 убывает скачкообразно при увеличении \bar{u} , из-за резкого повышения энергетических потерь с увеличением средней скорости потока.

В ^{Рис. 1} ~~Рис. 1~~ ^{РЕЗЮМЕ} $H = 142$ см все измерения выполнены поплавками. Эти эмпирические данные показывают увеличение пропускной способности русла, соответственно C_1 , что представлено в аналитической форме уравнением:

$$C_1 = 4,02 H^{2,63} - 23, \text{ где } H [m], C_1 [m^{1/2}/s^2] \quad (4)$$

Сравнивая изменения значений C_1 по ур. 4 со значениями коэффициента сопротивления Лези - C , определенные разными формулами, наблюдаем недостоверное увеличение C_1 (см. рис. 1) в диапазоне $H > 142$ см, с которым отмечено раньше в докладе.

Эмпирические данные для станции 58 на р.Осым определяют монотонно нарастающую зависимость (рис. 2), аналитическое выражение которой представлено уравнением:

$$C_1 = 30,49 H - 0,49, \text{ где } H [m], C_1 [m^{1/2}/s^2] \quad (5)$$

Уравнение применимо в диапазоне от $H = 10$ см до $H = 132$ см.

В работе использованы следующие формулы для определения коэффициента Лези:

(формула Лангента

$$C = \frac{1}{m} R^{1/6} \quad (6)$$

(формула Павловского

$$C = \frac{1}{m} R^y, \quad y = 2,5 \sqrt{m} - 0,13 - 0,75 \sqrt{R} \quad (m = 0,10) \quad (7)$$

Формула Базена

$$C = \frac{87}{1 + \frac{d}{\sqrt{R}}}$$

Формула Гангиле-Кутера

$$C = \frac{23 + 1/n + 0,00155/l}{1 + (23 + \frac{0,00155}{n}) \frac{m}{R}}$$

Формула Боргемера

$$C = \frac{1}{m} R^{1/5}$$

Формула Агроскина

$$C = \frac{1}{m} + 17,72 \lg R$$

REZUME

Формула Гончарова

$$C = \frac{19,6}{\Delta^{0,2}} R^{0,2}$$

$$C = 17,7 \lg \frac{6,15 H}{\Delta}$$

Формула Горбачева

$$C = \frac{70}{1 + a/\sqrt{R}}$$

Формула Цриклера

$$C = 33 \left(\frac{H}{d_{BH}} \right)^{1/6}$$

Формула Карасева

$$C = A + B1 \lg R$$

$$C = C_M \sqrt{\frac{g \cdot BW}{2\varphi C_M^2 + g \cdot BW}}$$

Формула Срибни

$$C = \frac{1}{m} H^k$$

В формулах использованы следующие обозначения:

- R — гидравлический радиус
- n — коэффициент шероховатости
- δ — коэффициент шероховатости в формуле Базена
- Δ — абсолютная шероховатость
- $d_{\text{дн}}$ — диаметр донных отложений
- C_m — коэффициент Шези, вычислен по формуле Ланггиса
- $\text{титл. } \varphi = 0,0004$
- g — ускорение силы тяжести
- A, B_1 — параметры, определяемые n — ом
- $BW = \delta / R$
- $\text{Aut. } a$ — коэффициент шероховатости к формуле Горбачева
- k — параметр, определяемый n — ом

Совместное графическое представление изменения коэффициента Шези C , определенного перечисленными формулами, при изменении глубины потока в конкретных условиях гидрометрических станций, указывает на почти полную одинаковость полученных результатов (см. рис. 3). Самые большие различия между значениями C и C_1 — 5,6 % у гидрометстанции 51 (относительно ур. 17 при $H = 142$ см, $n = 0,037$), что удовлетворяет требованиям практики в отношении точности расчетов. Повысить точность определения C можно путем улучшения выбора параметров — $n, \delta, \Delta, d_{\text{дн}}$ и т.д.

Определение n, δ, Δ и др. параметров, характеризующих шероховатость русла при решении практических задач является результатом субъективной оценки проектировщика, которая зависит от его личного опыта, от информации об условиях течения, о состоянии и виде речного русла, имеющейся в его распоряжении, от подробности рекомендационных таблиц и т.д.

Определение этих параметров на основе указанных таблиц можно привести к ошибочным значениям C и Q , так как иногда условия в русле не соответствуют условиям, предусмотренным таблицами или вообще не затронуты ими.

В данном случае у станции 51 табличное значение коэффициента $n = 0,035$ относится к "каналам и рекам, находящимся в весьма плохих условиях, с неправильным профилем, значительно засоренным камнями и водорослями" (11, с. 56). Контрольные вычисления C , указанными значениями n , являются причиной увеличения ошибки при определении C до 7 % в диапазоне изменения глубины с 62 до 142 см. Если выбрать $n = 0,030$ при тех же гидравлических условиях, ошибка значения достигает 18 %, а при $n = 0,025$ ошибка составляет 41,3 %. Затруднения точ-

Есть выбор подходящего значения коэффициента шероховатости речного русла или дна и стенки искусственного канала приводят к необходимости определять значения этого параметра на базе существующих гидрометрических измерений. При помощи полученных, таким образом, значений n , δ , Δ , и т.д. надо проводить гидравлические расчеты течения в исследуемом речном участке или в соседних участках с аналогичными условиями. На основе тех же данных можно изучать изменения коэффициента шероховатости по глубине течения на примере выбранных станций. Установлено, что n сохраняет постоянное значение $n = 0,037$ у ст. 51 и переменное значение у ст. 58, что представлено в графическом виде на рис. 4.

Виде регламентирования этих характеристик для практического применения в разных инженерных расчетах необходимо включение коэффициента шероховатости в число основных характеристик всех гидрометростанций. Такой вывод относится ко всем остальным коэффициентам, характеризующим шероховатость речного русла. Правильное применение разных формул приводит к одинаковым практическим результатам. Это позволит проектировщикам использовать любую из указанных формул в зависимости от их предпочтения.

Анализ формул устанавливает, что только формулы Гончарова и Кригера включают объективную оценку величины шероховатости (Δ и d_{90}), которую можно определить прямым измерением.

С практической точки зрения ур. 17 представляет интерес включение характеристик поперечного сечения течения, что позволило бы изучить влияние формы русла на коэффициент сопротивления Шези C' .

ВЫВОДЫ

1. Определение коэффициентов C , n на основе существующих таблиц может привести к грубым ошибкам при вычислении расхода воды рек или пропускной способности каналов. Во избежание этого рекомендуется уточнение значений C , n произвести на основе эмпирических данных исследуемого речного участка.
2. Во всех случаях когда $n = const$ по глубине потока нужно определять коэффициент шероховатости n , респ. δ , Δ , d_{90} , детальным образом т.е. надо определять его изменение по вертикали и брать соответствующие значения.
3. При правильном выборе коэффициента шероховатости значения C в интервале до $H = 210$ см, определенные по перечисленным формулам, мало отличаются друг от друга.
4. В помощь проектировщикам рекомендуется включение коэффициентов C' и n в число основных характеристик гидрометростанции.

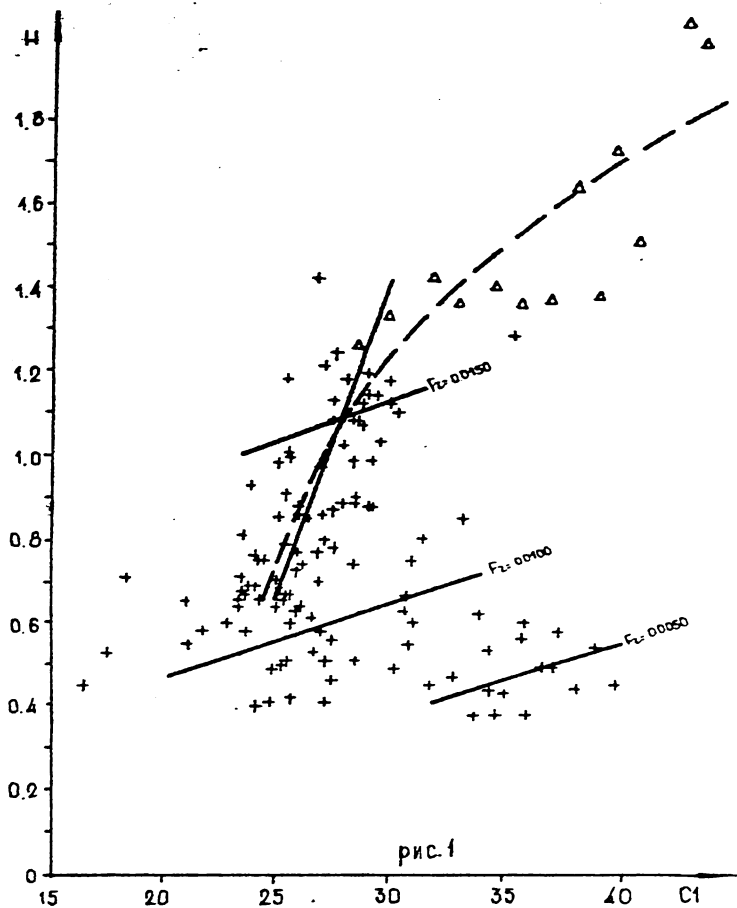


рис. 1

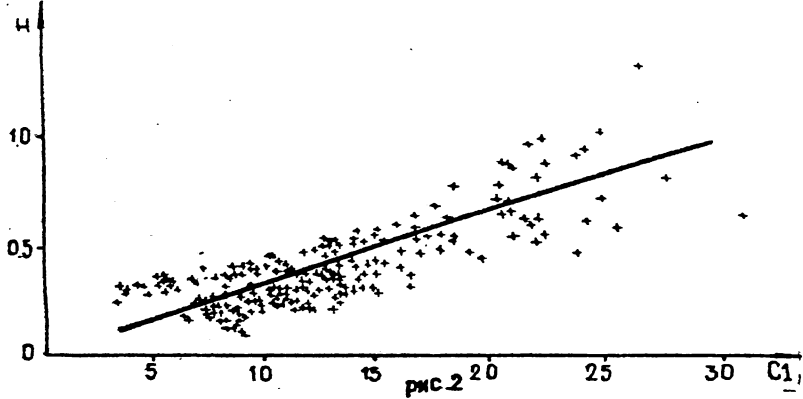


рис. 2

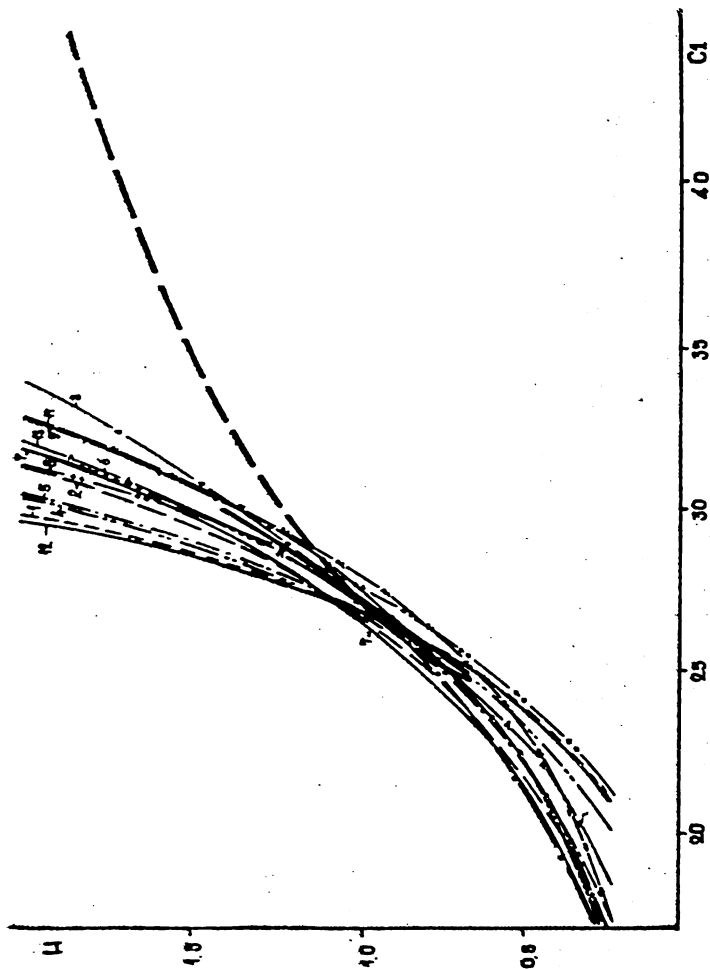


рис. 3 1-по Манинг; 2-по Нарловски; 3-по Казен; 4-по Фурхаймер;
 5-по Гангиде-Кутер; 6-по Агроскин; 7-по Горбачев; 8-по
 Гочаров-1; 9-по Гочаров-2; 10-по Шриглер; 11-по Кара-
 сел; 12-по Карасев-2; 13-по Срибни

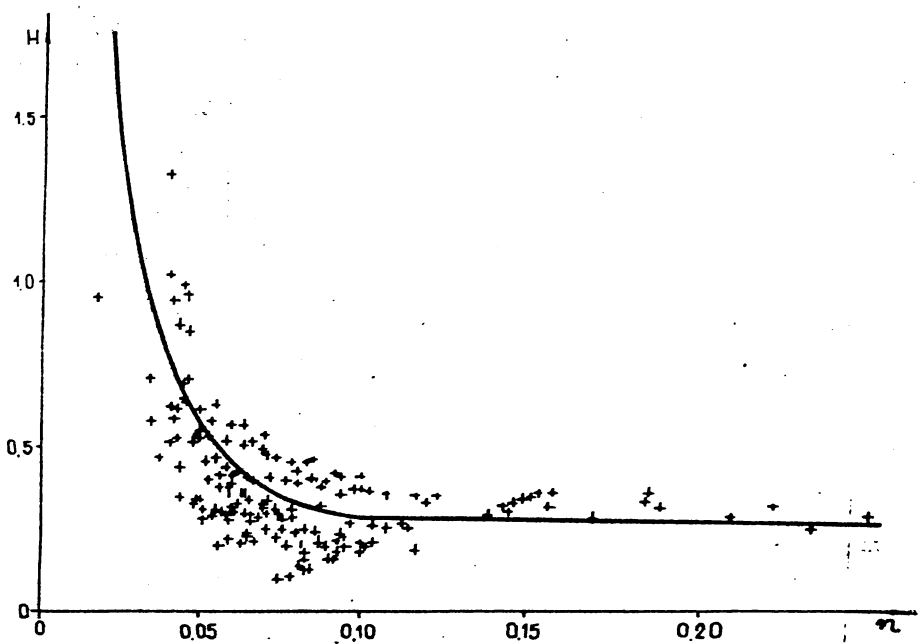


рис. 4

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Агроскин И., Штеренлихт Д. Уточненная формула для коэффициента Шези - Гидротехника и мелиорация, Москва (СССР), 1965, № 9, с. 32-35.
2. Айвазян О. Сравнительная оценка современных формул по расчету коэффициента Шези - Гидротехника и мелиорация, Ленинград (СССР), 1979, № 11, с. 25-31.
3. Альтшуль А. Гидравлические сопротивления, Москва, Недра, 1970, 115 с.
4. Артамонов К., Крошкин А., Таллаза В. Гидрокорфометрия устойчивых участков горных рек. В: Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда, Т.10, Ленинград (СССР), 1976, с. 50-60.
5. Плавчев Д. Определение коэффициента на графина в открытых каналах. В: Известия на Института по хидротехника и мелиорация, том 5, София (НРБ), 1963, с. 77-97.
6. Железняков Г. Пропускная способность русел, каналов и рек. Ленинград (СССР), Гидрометеиздат, 1931, 310 с.
7. Зудина Н., Насридинов Х. Выбор гидравлических однородных периодов сопротивления русел горно-предгорных рек. В: Известия АН УзССР, сер.Технич.наук, № 2, Ташкент (СССР), 19, с. 50-58.
8. Калчев Л. Определение коэффициента шероховатости отдельных участков реки. - Гидрология и метеорология, София (НРБ), 1975, № 3, с. 43-50.
9. Карасев И. Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. Ленинград, Гидрометеиздат, 1980, 310 с.
10. Карасев И. Русловые процессы при переброске стока. Ленинград (СССР), Гидрометеиздат, 1970, 264 с.
11. Киселев П. Справочник по гидравлическим расчетам. Москва (СССР), Досэнергоиздат, 1957, 352 с.
12. Насридинов Х. Определение коэффициентов шероховатости участков русел горно-предгорных рек при наличии гидрометрических измерений. В: Известия АН УзССР, сер.Техн.наук, № 3, Ташкент (СССР), 1977, с. 54-57.
13. Романовский В. Влияние формы крупных частиц наносов и их ориентации в потоке на гидродинамическое сопротивление. В: Труды ГИИ, вып.175, Ленинград (СССР), с. 108-118.

14. Романовский В. Донная пероховатость горных потоков. В: Труды ГИИ, вып. 267, Ленинград (СССР), 1979, с. 105-112.
15. Филдипев С. Гидравлически съпротивления на безнапорни течения в ле-гла с различна градина по намокреня периметър. Б: Водни проб-лемы, № 8, София (НРБ), 1979, с. 68-76.
16. Чочев Д. Сравнение формулы скоростного коэффициента с оптични данни изследвания - Хидрология и метеорология, София (НРБ) 1974, № 4, с. 37-54.

LIBRARY CERNI
10463

ИЗМЕНЕНИЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ Р. ДУНАЙ
ПОД ВЛИЯНИЕМ "ЖЕЛЕЗНЫХ ВОРОТ I"

Д. Печников - Институт гидрологии и метеорологии, София,
Болгария

**THE DANUBE RIVER SUSPENDED SEDIMENT GRAIN-SIZE
DISTRIBUTION CHANGES DUE TO IRON GATE I DAM**

An assessment, based on the empirical data over the suspended sediment grain-size distribution changes due to Iron gate I dam is presented in the paper.

It is discovered that these changes are affected by the river bed degradation downstream of the dam which give rise to the discrepancy between the stream transport capability and the actual suspended sediment concentration of the river flow.

**ÄNDERUNGEN IN DER GRANULOMETRISCHEN ZUSAMMENSETZUNG
DER SCHWEBESTOFFE IM FLUSS DONAU UNTER DEM EINFLUSS
DES HYDROSYSTEMS "EISENTOR I"**

Auf Grund der durchgeführten Naturmessungen wird in vorliegendem Artikel eine Einschätzung der Änderungen in der granulometrischen Zusammensetzung der Schwebestoffe unter dem Einfluss des Hydrosystems "Eisentor I" gegeben. Festgestellt werden auch Änderungen in dieser Zusammensetzung, welche man unter dem Einfluss der örtlichen und allgemeinen Abwanung des Flussbettes Donau beobachtet, in Folge der nichtübereinstimmung zwischen der Transportfähigkeit des Flusses und des tatsächlichen Inhaltes der Schwebestoffe im Fluss.

Ввод в эксплуатацию гидроэнергетической и судоходной системы "Железные ворота I" в 1971 году привел к существенным изменениям режима состава наносов, транспортируемых рекой за гидроузлом. Водохранилище "Железные ворота I" обладает сравнительно невысокой регулирующей способностью, однако, одновременно - значительной наносоаккумулирующей способностью.

В водохранилище задерживаются все мелкие рекой наносы и более значительная часть взвешенных наносов. По данным проведенных одрлет-ных исследований организацией Энергопроект - г.Белград в 1974 г., который год является средним по водности, для поступающих и транзитных в водохранилище фракций получена весьма интересная картина наступающих изменений в гранулометрическом составе взвешенных наносов. Результаты проведенных расчетов даны в таблице 1.

Таблица 1

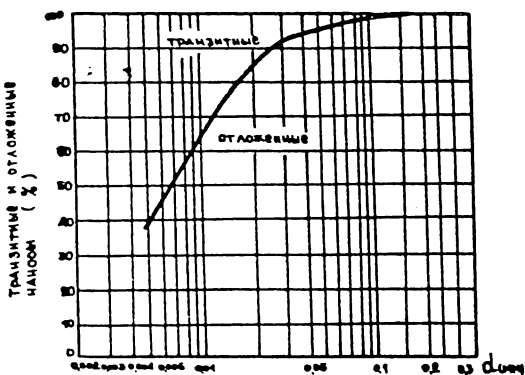
FRAKCIJE	Фракции	Транзитные наносы		Отложенные наносы	
		мм	%	мм	%
	Больше 0.20		0		100
	0.20 - 0.10		2		98
	0.10 - 0.05		5		95
	0.05 - 0.02		8		92
	0.02 - 0.01		26		74
	меньше 0.01		32		68

Из таблицы 1 и рис.1 видно, что задерживаются, прежде всего крупные фракции: например, с диаметром больше 0.20 мм оседают полностью; диаметром между 0.10 - 0.20 мм - 98 % из транспортируемых рекой и т.д. Тогда как фракции меньше 0.01 мм оседают 68 %. Обратное можно сказать о транзитных наносах - из фракций с диаметром меньше 0.01 мм проходят в нижний бьеф 32 %, тогда как при более крупных фракциях этот процент очень низкий.

Существующее несоответствие между транспортирующей способностью реки в участке за гидроузлом, которая близка таковой в естественных условиях и повышенное содержание наносов в водном течении создают условия для эрозии речного русла. Материалы этой эрозии включают частицы уже с значительным размером.

Транзитные наносы "Железных ворот I" с очень малым диаметром частиц и подверженные эрозии донные отложения со значительным размером, формируют качественно новую картину распределения мутности в попереч-

ном сечении реки, по сравнению с картиной при естественном режиме наносного стока, как видно из рис.2.



4E.

Рис. 1 Процент отложенных и транзитных фракций

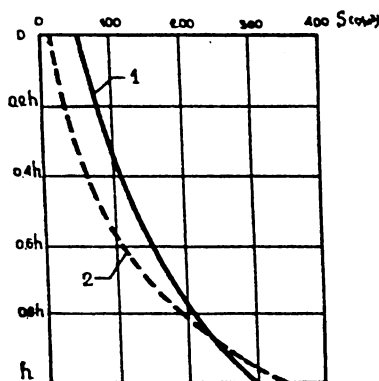


Рис. 2 Изменение мутности в глубине h Дунай у Ново селг:
 1 - при естественном режиме стока;
 2 - после сооружения "Железных ворот I"

Налицо увеличение градиента мутности в глубине, вызванное изменением гранулометрического состава взвешенных наносов. Сопоставление градиента изменения мутности речной воды в глубине в условиях ненарушенного и нарушенного режима наносного стока р. Дунай особенно ясно видно на рис.3, где дано изменение относительной мутности воды в глубине h у пункта Ново село.

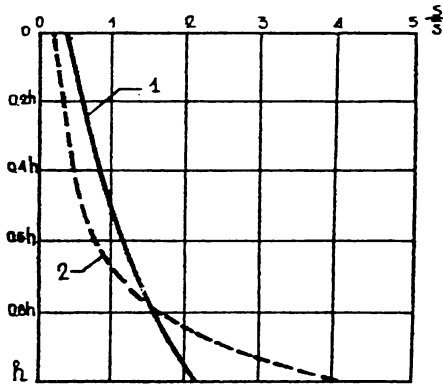


рис. 3 Изменение относительной мутности S в глубине р. Дунай у пункта Ново село: 1-в условиях естественного режима и 2-после сооружения "Железных ворот I"

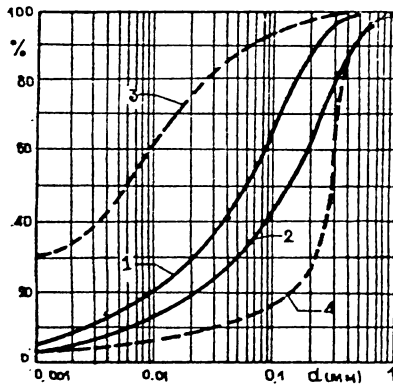


рис. 4 Гранулометрический состав взвешенных наносов на р. Дунай в условиях естественного режима: 1-на поверхности; 2-в придонном слое и после сооружения "Железных ворот I": 3-на поверхности; 4-в придонном слое

Изменение гранулометрического состава взвешенных наносов, вызванное их сепарированием под влиянием "Железных ворот I" и эрозия речного русла существенны (рис.4). Заметно значительное увеличение их однородности. Так например, на поверхности реки, в условиях ненарушенного режима стока, средний диаметр частиц 0.09 мм, в то время, как в усло-

виях нарушенного режима, этот диаметр уменьшается на 0.03 мм. В придонных слоях течения, средний диаметр взвешенных наносов в естественных условиях 0.24 мм и увеличивается при нарушенном режиме на 0.34 мм.

Указанные выше изменения гранулометрического состава взвешенных наносов на р. Дунай, по нашему мнению, представляют несомненный интерес в связи с исследованием наносного транспорта и прогнозированием морфологических, экологических и других изменений в участке р. Дунай за гидротехническим сооружением "Железные ворота I".

ЛИТЕРАТУРА

1. Райнов Ш., Ил. Нинов, Д. Печинюв, Г. Гергов, Нв. Ненов, Гидрологички изследвания на река Дунав, Издание на БАН, София, 1981 г.

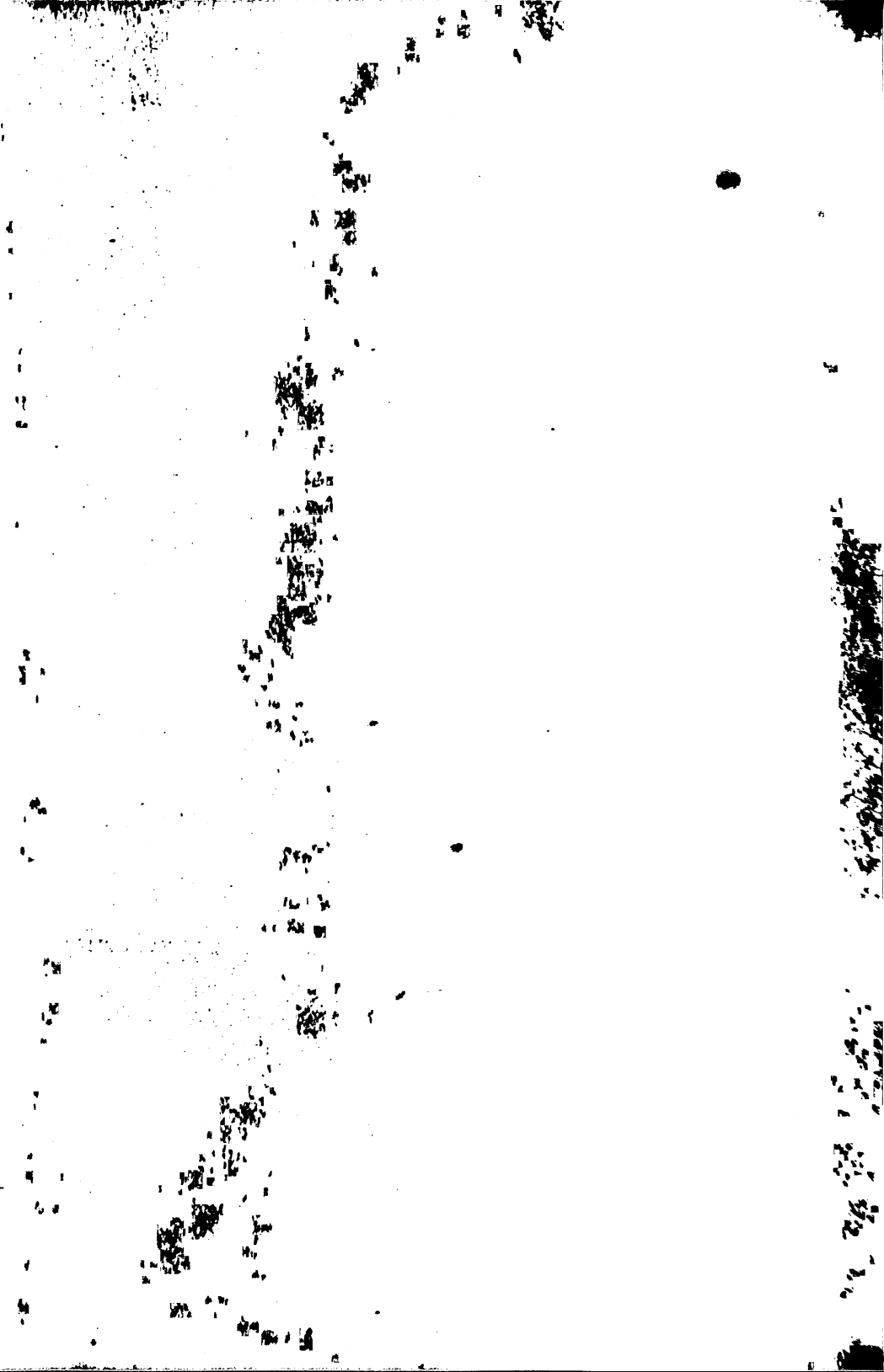


VI.

ПРОГНОЗ КАЧЕСТВА ВОДЫ

WASSERGÜTEVORHERSAGE

WATER QUALITY FORECASTING



Niedrigwasseranalyse unter besonderer Berücksichtigung
der Gewässergüte

Dipl.-Ing. Henning R u b a c h

Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und land-
wirtschaftlichen Wasserbau, Universität Hannover

АНАЛИЗ МЕЖЕНЕЙ С УЧЁТОМ КАЧЕСТВА ВОД

Р е з ю м е. Дается анализ для реки, протекающей в северной части ФРГ Лейне, относительно связи между количеством и качеством воды при помощи статистических методов.

За основу исследований принималась идея применения прогноза расходов воды на качество воды.

Статистический анализ межени даёт в первую очередь расходы межени определённой продолжительности и повторяемости, в то время как статистический анализ качества воды, даёт аналогичные результаты для параметров качества воды. Оба параметра очень важны при симуляции качества вод.

Объединение во времени стока /расходов воды/ с качеством воды показывает, что между двумя рядами наблюдений нет линейной корреляции. И всё же возможно определить критические области расход-качество и рассчитать распределение повторяемости расходов в этих областях.

THE LOW FLOW ANALYSIS IN CONNECTION WITH THE WATER
QUALITY

A b s t r a c t. In the case of Leine River from Northern FRG, the relationship between the water quality and quantity by means of the statistical methods are considered. The starting of this research is the idea to transfer the discharge forecasting procedure to that of the water quality.

First of all a low flow analysis is used to get low discharges with a certain duration and frequency, while a statistical analysis of water quality leads to analogous results for water quality parameters. The both types of parameters considered as very important input parameters for water quality simulation.

The connection in time of the flow with water quality shows that there is not a linear correlation between the both series of data. However some critical "discharge-quality" fields could be defined and the frequency distribution of the discharges in these fields are computed.

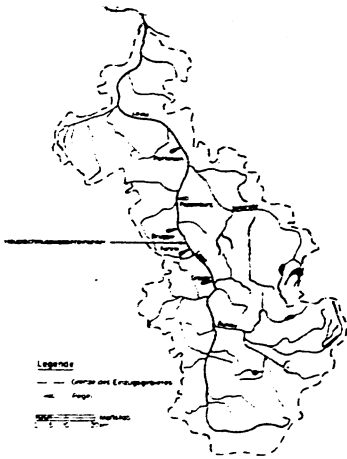


Bild 1

2. Problemstellung

Die Gewässergüte ändert sich massgeblich mit dem Abfluss. Für die Abflussanalyse liegen an zahlreichen Beobachtungspegeln langjährige Messreihen vor. Vereinfachend bietet sich zunächst an, die aus einer statistischen Auswertung von Abflusswerten gewonnenen Wahrscheinlichkeitsaussagen auf die Gewässergüte zu übertragen. Voraussetzung für ein solches Vorgehen ist, dass bestimmten Abflüssen nach Zeitpunkt, Eintrittswahrscheinlichkeit und Dauer des Auftretens definierte Gütezustände zugeordnet werden können. Dafür wurde untersucht, ob

- extreme Niedrigwasserperioden auch extrem ungünstige Gütezustände zur Folge haben;
- evtl. andere definierbare Abflüsse kritische extreme Gütezustände hervorrufen;
- Gütezustände und damit verbundene Abflusswerte mit definierbarer Wahrscheinlichkeit auftreten;
- sich kritische Abflussbereiche abgrenzen lassen, für die sich mit Hilfe der Gütesimulation gezielt und damit mit geringerem Aufwand kritische Gütezustände berechnen lassen.

Da Gütedaten für einen Zeitraum von 10 Jahren als Tageswerte - gemessen zum Zeitpunkt 9.00 bzw. 10.00 Uhr - für den gelösten Sauerstoff und den Kaliumpermanganatverbrauch für mehrere Pegel vorliegen,

konnten Wahrscheinlichkeiten für diese Parameter direkt ermittelt und denen von Abflusswerten gegenübergestellt werden.

3. Statistische Niedrigwasserabflussanalyse

Für die Abflussanalyse wurden der Niedrigwasserabfluss und die Periodendauer (Dauerstufe) aus vorliegenden Abflussganglinien ermittelt. Ausgehend von mittleren täglichen Abflüssen wird für die jeweils betrachtete Dauerstufe z.B. 7 Tage ein mittleres Abflussereignis berechnet. Aus diesen Abflussereignissen wird der niedrigste Wert pro Jahr in eine Extremwertserie aufgenommen. An diese Häufigkeitsverteilung wird zur Sicherung der statistischen Aussage eine theoretische Wahrscheinlichkeitsfunktion angepasst und für mehrere Wiederkehrintervalle die Niedrigwasserabflüsse extrapoliert. Damit erhält man eine Dauer-Abfluss-Häufigkeitsfunktion (Bild 2).

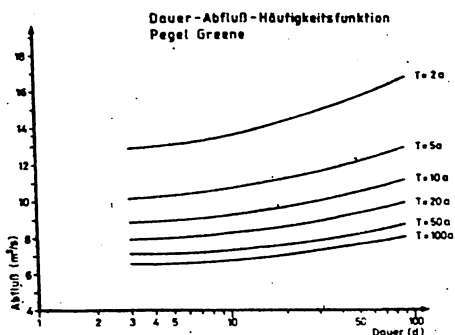


Bild 2

So beträgt z.B. der mittlere 20-tägige Niedrigwasserabfluss mit dem Wiederkehrintervall $T = 5$ Jahre $Q = 11,5 \text{ m}^3/\text{s}$. Aus dieser Dauer-Abfluss-Häufigkeitsfunktion können Niedrigwasserzustände definierter Häufigkeit und Dauer als Basis für eine Gütesimulation entnommen werden. Rückschlüsse auf evt. damit verbundene kritische Gewässergütezustände sind nicht möglich.

4. Statistische Analyse der Gewässergütwerte

Die Gewässergütwerte können analog zu den Abflüssen mit derselben Methodik ausgewertet werden. Die in Bild 3 dargestellte Dauer-

Güte-Häufigkeitsfunktion zeigt den Kaliumpermanganatverbrauch in Abhängigkeit von der Periodendauer und dem Wiederkehrintervall.

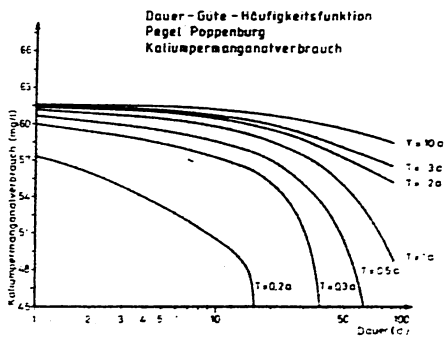


Bild 3

Aus solchen Dauer-Güte-Häufigkeitsfunktionen kann direkt die Überschreitungshäufigkeit bestimmter Gütezustände für den Ist-Zustand abgelesen werden, so wird z.B. alle 4 Monate ein mittlerer 7-tägiger Kaliumpermanganatverbrauch von 58 mg/l überschritten. Der Kaliumpermanganatverbrauch steigt mit den selteneren Ereignissen natürlich an. Mit zunehmender Dauer der Ereignisse gleicher Häufigkeit sinkt der Permanganatverbrauch erwartungsgemäss, da die Folgen z.B. einer stossartigen Belastung durch einen sommerlichen Starkregen nach einer bestimmten Zeit abklingen.

5. Zusammenhang Gewässergüte Abfluss

Um die Zusammenhänge zwischen Abfluss und Gewässergütezuständen beschreiben zu können, wurde jedem extremen Gütezustand der zeitlich entsprechende Abfluss am Pegel Greene zugeordnet. Die Auswertung zeigte, dass zwischen den Gewässergütewerten und dem Abfluss keine lineare Korrelation besteht.

Der Korrelationskoeffizient schwankt zwischen $r = -0,1$ und $r = +0,3$. In Abhängigkeit vom Stichprobenumfang ergibt sich auf einem Signifikanzniveau von 95 % lediglich in 10 % aller Fälle ein signifikant von Null verschiedener Korrelationskoeffizient. Damit muss festgestellt werden, dass bestimmte Abflüsse nicht automatisch mit bestimmten Gütezuständen gekoppelt sind. Es ist also hier nicht möglich, Häufigkeitsaussagen vom Abfluss direkt auf die Gewässergüte zu übertragen. Die vielfältig einwirkenden Einflüsse sind zu umfangreich.

Da ein direkter Zusammenhang nicht herstellbar war, wurden nun in einem Abfluss-Güte-Koordinatennetz Bereiche abgegrenzt, in denen die Abfluss-Güte-Wertepaare enthalten sind.

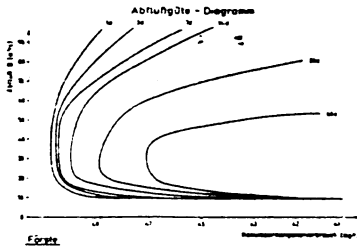


Bild 4

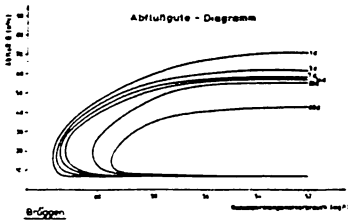


Bild 5

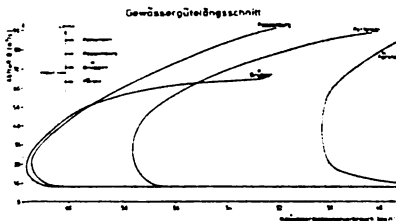


Bild 6

Bild 4 und Bild 5 zeigen dies für mehrere Dauerstufen eines Pegels und Bild 6 für eine Dauerstufe (7 Tage) an mehreren hintereinanderliegenden Pegeln. Die eingezeichnete Umhüllende schliesst jeweils mehr als 95 % aller Wertepaare ein.

Bild 4 und Bild 5 zeigen, dass die Umhüllenden der grossen Dauerstufen enger sind als die der kleinen Dauerstufen. Wie schon gesagt,

wird dies besonders durch kurze Hochwässer mit starkem Verschmutzungseintrag bewirkt.

Bild 5 zeigt die Umhüllenden für einen stärker belasteten Flussabschnitt kurz hinter einem stark verschmutzten Einleiter (Bild 1). Es ergeben sich geringere Streuungen, also kleinere Differenzen zwischen den Umhüllenden, als in Bild 4. Aufgrund der höheren Belastung sind die Bereiche für die kürzeren Dauerstufen enger, da hier der Effekt der Verdünnung der Schmutzwassereinleitung massgeblich ist.

Der Kaliumpermanganatverbrauch in Förste, also oberhalb der Zellstofffabrik, steigt nicht über 50 mg/l und lässt sich keinem speziellen Abflussbereich zuordnen. Der Einfluss der Verdünnung und der des zunehmenden Eintrags scheinen sich als grösste Einflüsse etwa durch ihre entgegengesetzte Wirkung aufzuheben. Nach der Einleitung in Brüggen schnellte der Permanganatverbrauch in extremen Fällen auf über 60 mg/l hoch, und der Verdünnungseffekt der eingeleiteten Zellstoffabwässer wird bestimmend. Auch in Poppenburg ist diese Spitze im Permanganatverbrauch noch voll wirksam. Der günstige Verdünnungseffekt verliert langsam an Einfluss. Hohe ~~Verschmutzungs~~ Konzentrationen treten auch wieder bei grösseren Abflüssen auf.

In Pattensen hat sich ein Teil der Schmutzstoffe abgebaut, der extreme Permanganatverbrauch sinkt auf 57 mg/l, die Einhüllende verläuft um 3 mg/l positiv verschoben parallel zu der von Poppenburg, (Bild 6).

Bei allen Pegeln zeigt sich, dass im untersten Abflussbereich die Permanganatkonzentration wieder abnimmt. In diesem Bereich findet offensichtlich eine gute Selbstreinigung statt.

6. Schlussfolgerungen

Eine direkte Übertragung der Ergebnisse einer Abflussanalyse auf die Gewässergüte war nicht möglich. Im Untersuchungsgebiet waren dazu die Einflüsse zu vielfältig.

Mit Hilfe der vorgestellten Auswertungsmethodik lassen sich jedoch auf der Grundlage mehrjähriger Gütereihen

- die Häufigkeiten bestimmter Gütezustände,
- kritische Abflussbereiche unter der gegebenen Belastungssituation und
- die Häufigkeitsverteilung des Abflusses innerhalb dieser Bereiche

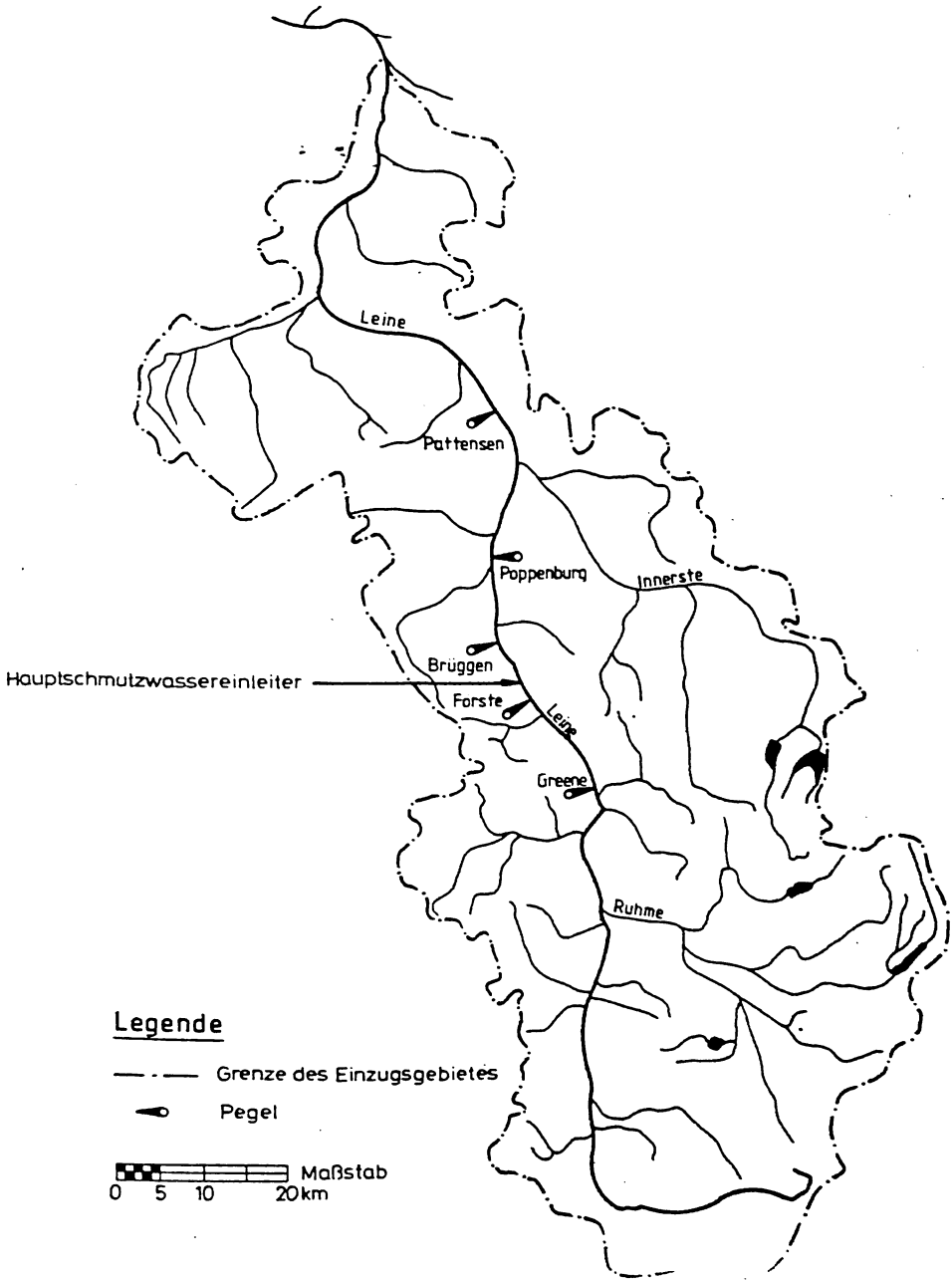
ermitteln.

Für die untersuchten Bereiche hat sich bestätigt, dass die früher als kritisch angenommenen extremen Niedrigwasserperioden für den Kaliumpermanganatverbrauch nicht den ungünstigsten Fall darstellen.

Zusammenfassend ergibt sich, dass mit dem genutzten Instrumentarium kritische Gütezustände und dazu die kritischen Abflussbereiche für derzeitige und künftige Gütezustände analysiert werden können. Aufgrund der unterschiedlichen bestimmenden Einflüsse in unterschiedlichen Flussgebieten und darüber hinaus auch in den einzelnen Flussgebietsbereichen sind die ermittelten Zusammenhänge nicht auf andere Gebiete übertragbar. Es sind deshalb für andere Flussgebiete - ähnlich wie für die Leine - Simulationsrechnungen und statistische Untersuchungen notwendig, um die dort bestimmenden Beziehungen ermitteln zu können. Die bereitgestellten Instrumentarien dagegen sind auf andere Gebiete übertragbar.

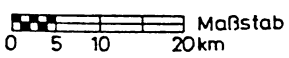
Literaturverzeichnis:

- (1) Gumbel, E.J.: Statistics of extremes. Columbia University Press, New York, 1958
- (2) Lecher, K., Lehmann, H., Ludwig, K.: Bewirtschaftungspläne für Fließgewässer. Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung, 23. Jahrgang, Heft 1, 1982
- (3) Lehmann, H.: Zur Anwendung von Gütesimulationsmodellen in Fließgewässern. Mitteilungen Inst. f. Wasserwirtschaft, Hydrologie und landw. Wasserbau der Universität Hannover, Heft 48, 1980
- (4) Rubach, H.: Application of statistical low flow analysis as a basis for water quality planning. Proceedings of the International Symposium of Hydrometeorology, Denver, 1982
- (5) Rubach, H.: Niedrigwasseranalyse im Einzugsgebiet der Leine. Unveröffentlichter Forschungsbericht, Hannover 1981

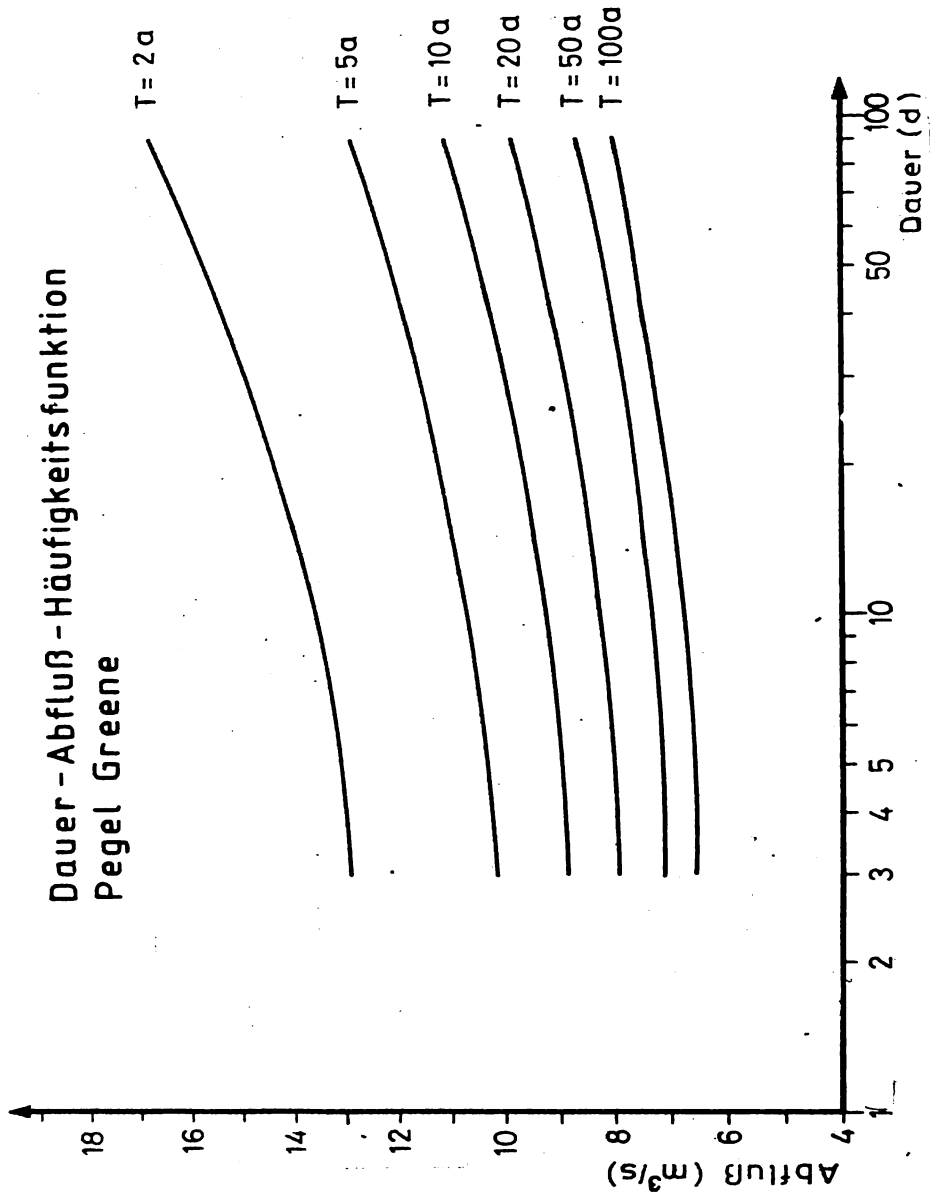


Legende

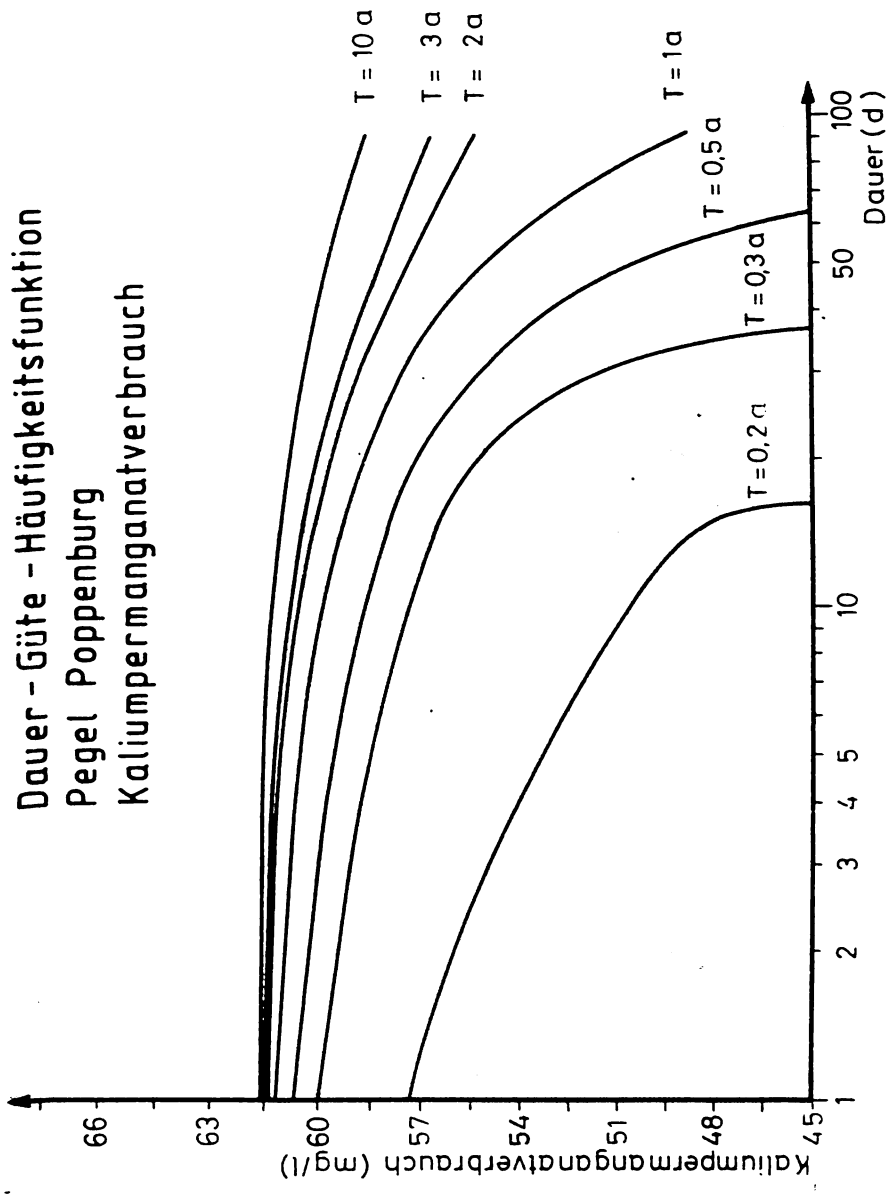
- Grenze des Einzugsgebietes
- Pegel



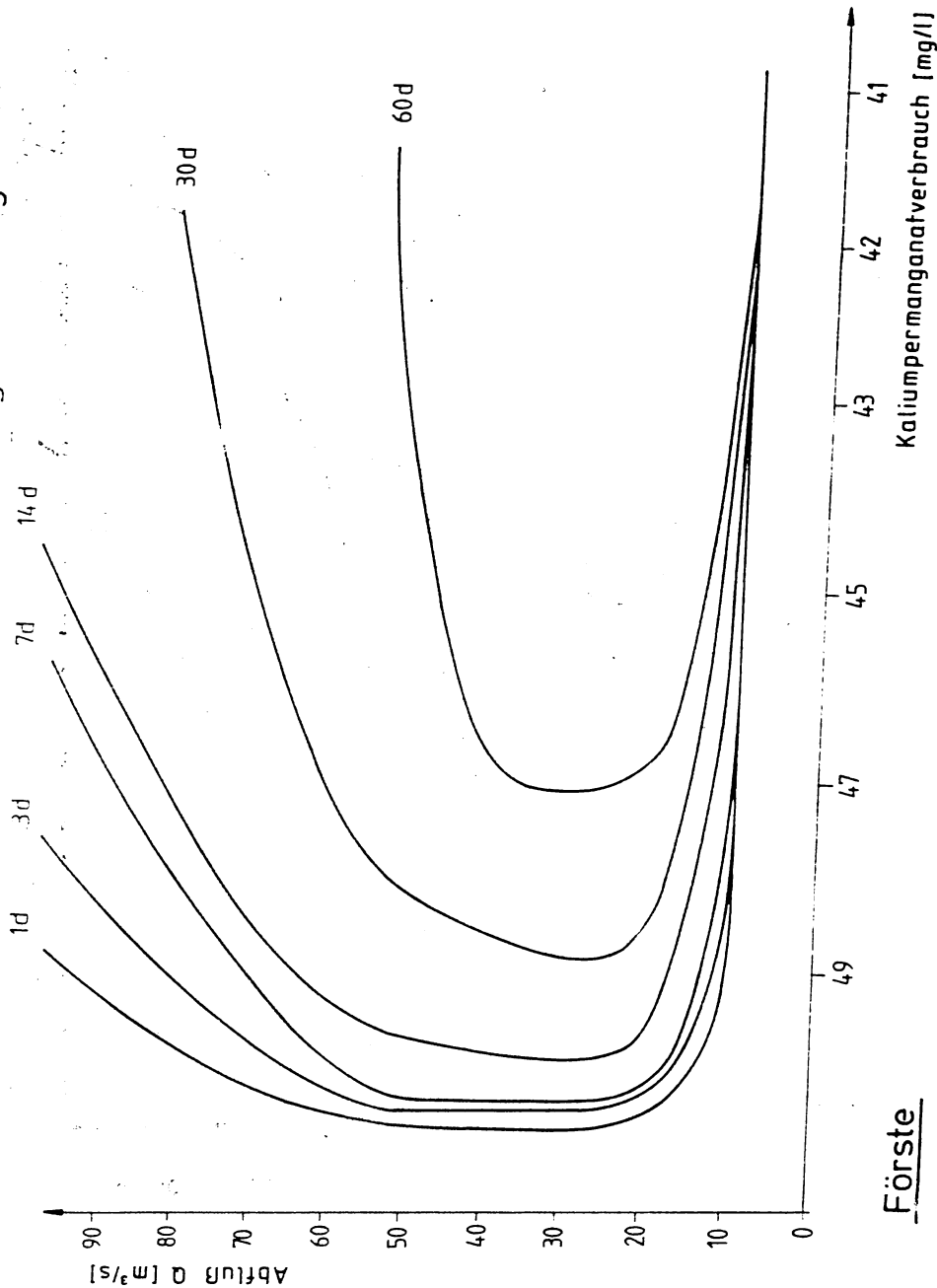
Dauer - Abfluß - Häufigkeitsfunktion Pegel Greene



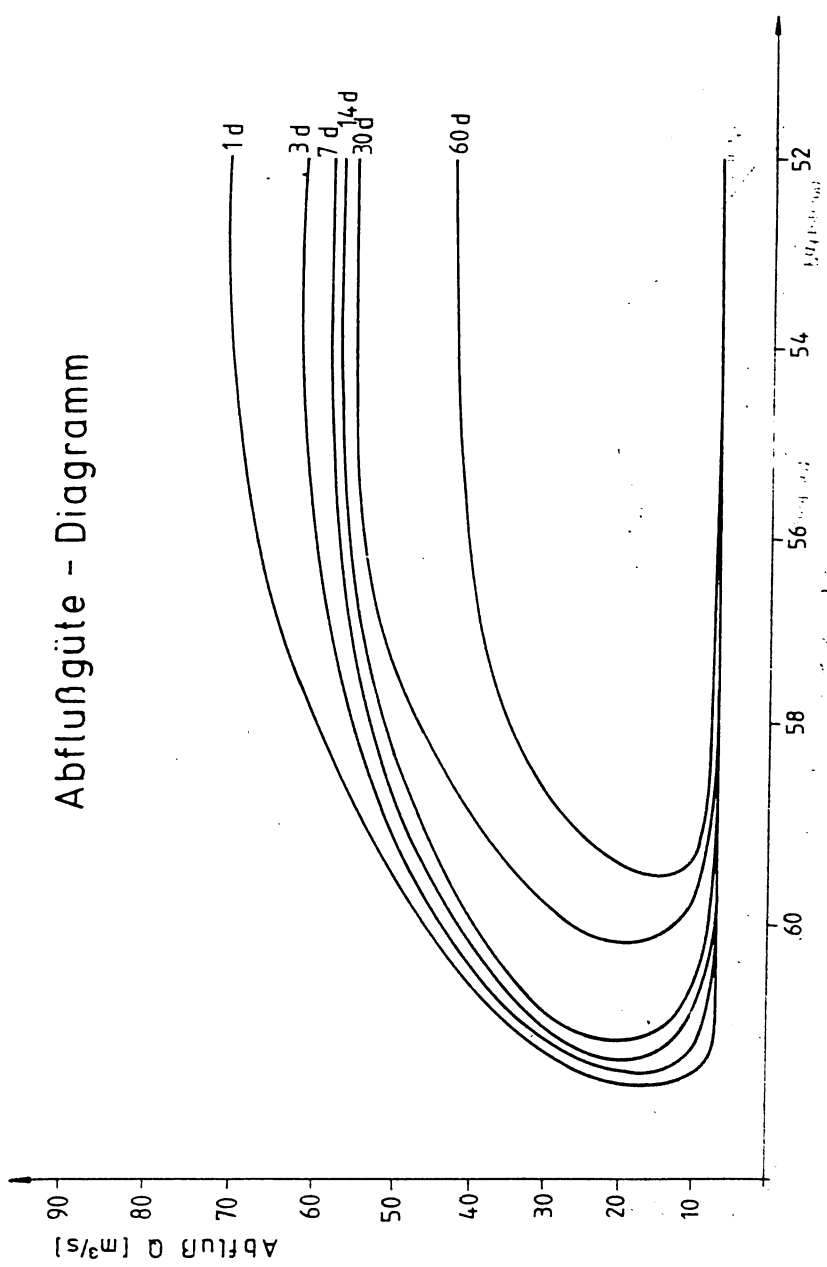
Dauer - Güte - Häufigkeitsfunktion
 Pegel Poppenburg
 Kaliumpermanganatverbrauch



Abflußgüte - Diagramm



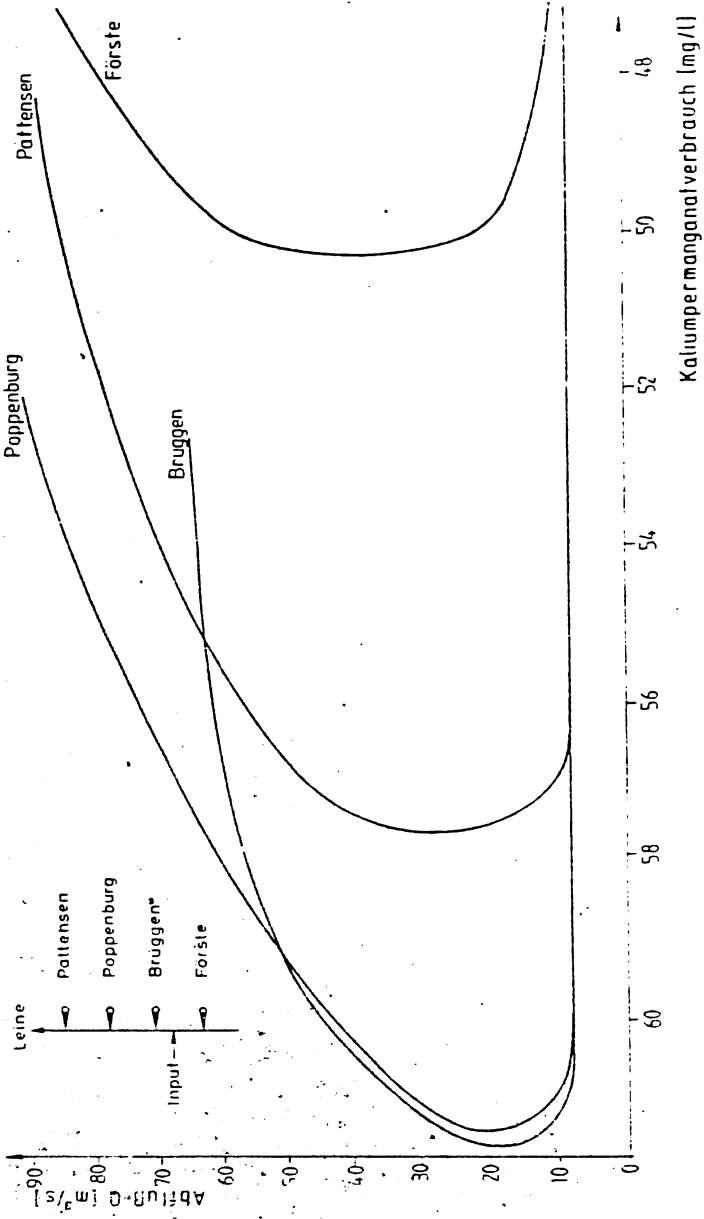
Abflußgüte - Diagramm



Brüggem

Kaliumpermanganatverbrauch (mg/l)

Gewässergütelängsschnitt

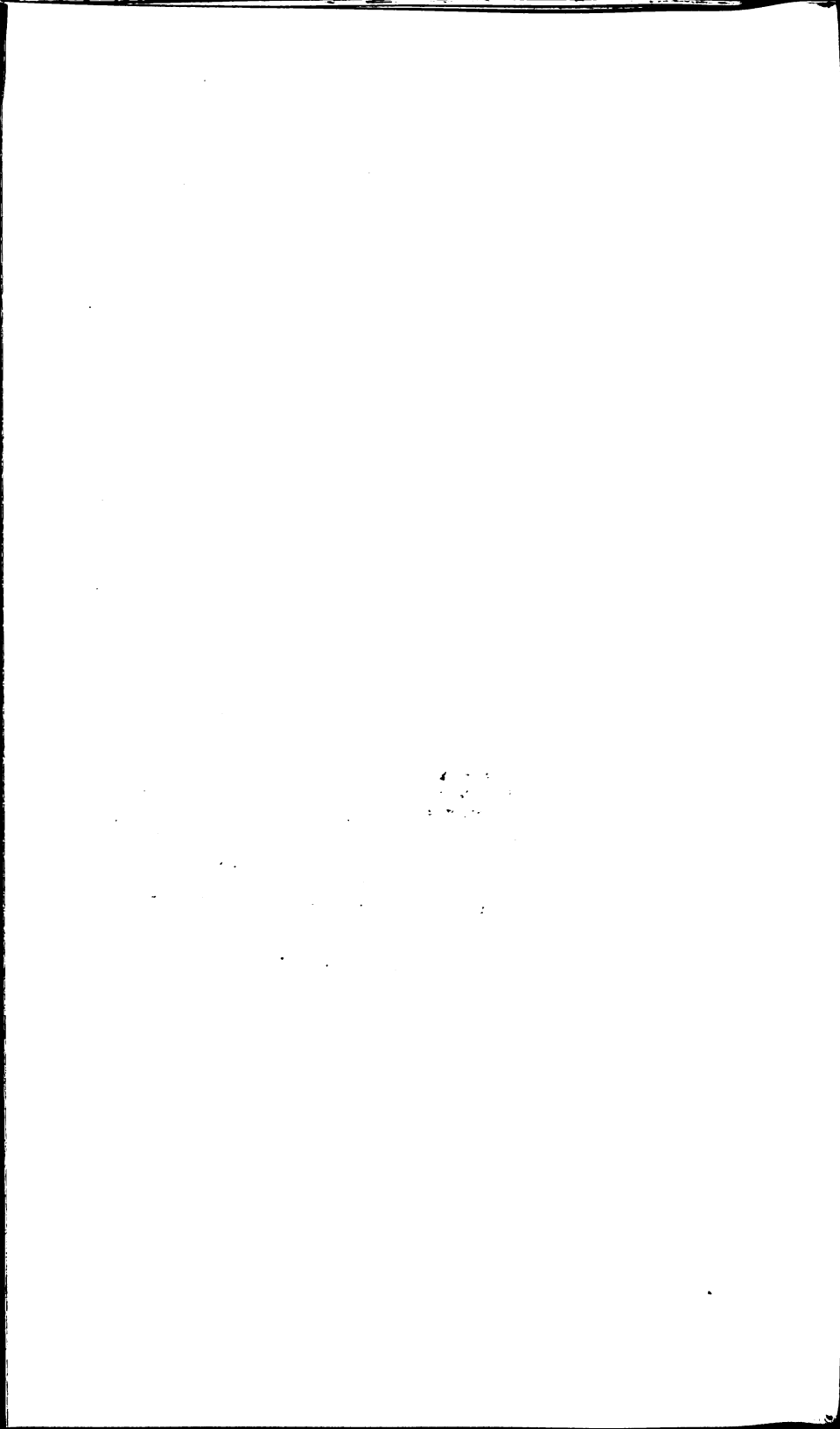


VII.

ПРОГНОЗ ДРУГИХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

VORHERSAGE ANDERER METEOROLOGISCHER ELEMENTE

OTHER HYDROMETEOROLOGICAL ELEMENT FORECASTING



СИНОПТИЧЕСКИЕ СИТУАЦИИ, БЛАГОПРИЯТСТВОВАВ-
ШИЕ НАВОДНЕНИЯМ НА СРЕДНЕМ ДУНАЕ

Параскива Рощка, Джерминия Джорджеску,
Фелиция Васенчук
Институт метеорологии и гидрологии
Бухарест - Румыния

REZUMÉ SYNOPTIC SITUATIONS THAT LED TO FLOODS IN THE MIDDLE
BASIN OF THE DANUBE

Abstract. It was studied by synoptic point of view a considerable number of cases with abundant rainfalls (over 20-40 l/m² in 24 hours) at the meteorological stations from the middle basin of the Danube to the Iron Gates (1970-1980).

For instance there are chosen two cases pointed recently from June the 30th to July the 2nd 1975 and from 21st to 23rd of June 1979 when there have been produced abundant rainfalls - over 100 l/m² for three days in the western and south-western parts of Romania.

Finally followed a couple of synoptic conclusions that could be considered as forecasting rules for similar cases.

SYNOPTISCHE ERSCHEINUNGEN (PHÄNOMENE) DIE DAS ENTSTEHEN
VON ÜBERSCHWELMUNGEN IM MITTLEREN DONAUBECKEN
BEGÜNSTIGT HABEN

Zusammenfassung. Starke Niederschläge, über 20-40 l/m² in 24 Stunden, die bei den Meteorologischen Stationen des mittleren Donaubeckens bis zum Eisernen Tor registriert wurden (Zeitspanne 1970-1980) sind synoptisch untersucht worden.

Als konkrete Beispiele werden 2 Fälle angeführt: die Niederschläge aus der Zeitspanne 30. Juni-3. Juli 1975 und 21.-23. Juni 1979 mit über 100 l/m² in 3 Tagen in den westlichen und südwestlichen Zonen Rumäniens.

Die erzielten Ergebnisse können als Vorhersageregeln für ähnliche Fälle verwendet werden.

В настоящей работе анализируются с синоптико-статистической точки зрения развитие барических ситуаций, благоприятствовавших возникновению обильных осадков на среднем течении Дуная, между Мохач и Поршице де Фер.

Исследования, проведённые до настоящего времени, в нашей стране, выявили ряд особых статистических и синоптических критериев.

С статистической точки зрения анализировались случаи выпадения максимальных осадков, превысивших 20 и даже 40 л/м² в течение суток в период 1970-1980 гг., которые были сгруппированы по пределам значений. В таблице 1 даны значения от 20 до 30 л/м², которые составляют самый большой процент (63%), наблюдавшихся в тёплый период года (июнь-июль) и в весенне-осенний период (апрель-май и октябрь). Хотя значения 40 л/м² имеют наименьшую повторяемость (15%) их необходимо учитывать, так как при определённых обстоятельствах климатические факторы, гидрологические и педологические обязательно вызывают наводнения. Так, можно заметить, что все наводнения, наблюдавшиеся в последнее десятилетие, особенно в 1970 г., 1971 г. и даже в 1980 г., вызваны, главным образом, большим количеством выпавших осадков, превысившим 50-70 л/м² в сутки (рис. 1а, б, в).

Относительно синоптических ситуаций, было констатировано, что обильные осадки были вызваны наличием очень активных циклонов, возникших в результате взаимодействия очень тёплого тропического и морского полярного воздуха, а также преградами на пути некоторых активных возмущений на окраинах ложбин антициклонов.

Считаем необходимым на первом этапе синоптического анализа знать происхождение барических центров и воздушных масс, вызывающих выпадение значительных осадков. Так, по своему образованию, важные барические центры, где развились некоторые очаги депрессии и известные антициклоны, оказавшие влияние на нашу страну - это средиземноморская депрессия или циклон с центром на севере Италии, Адриатического моря или Балканского полуострова; исландская депрессия в центре Исландии, Скандинавского полуострова или над центральной Европой; ложбина азорского антициклона и евроазиатского, на периферии которых могут быть холодные фронты, квазистационарные или окклюдированные. С этой целью была составлена таблица 2, из которой видно, что наибольшая повторяемость характерна для средиземноморской депрессии (41,3%), затем исландская депрессия (35,2%). Затем следуют ложбины азорского и азиатского антициклонов, составляющие в общем (17,2%) и осадки конвективного ха-

рактера (6,3%), незначительные с гидрологической точки зрения.

Другим этапом работы является синоптический анализ по изучению атмосферных фронтов, вызвавших обильные осадки при прохождении западных и юго-западных зон нашей страны. Это выявляет максимальную проницаемость холодных фронтов (61,2%), за которой следуют окцидентированные фронты (18,7%) и тёплые фронты (16,1%). Таблица 3.

Так как анализируется период 1970 и 1975 гг., характеризующийся большим количеством осадков, вызвавших катастрофические наводнения в большинстве рассматриваемых районов, не будем останавливаться на их подробном анализе т.к. ими занимались в своё время заинтересованные в этом научные сотрудники нашего института. Подчеркнём только, что выпавшие осадки превысили $120-170 \text{ л/м}^2$ в течение 2-3 дней.

В настоящей работе анализируются и приводятся примеры одного из последних случаев обильных осадков, выпавших в период 27.УП - 30.УП, вызвавшие в некоторых западных зонах нашей страны наводнения, но не таких размеров, как в 1975 г.

Как видно из рис.2 в июле 1980 г. во второй половине, наблюдалось несколько дней с осадками более 30 л/м^2 , которые усилились к концу месяца (27-30.УП.1980 г.), превысив 175 л/м^2 за 4 дня, в среднем 30 л/м^2 за сутки.

Развитие барического приземного поля выражено обширной депрессией над южной частью континента, в то время, как северная часть Европы находилась под влиянием скандинавского антициклона, ложина которого вытянулась до Польши (рис.2а). Депрессионные очаги, сконцентрированные над северной Италией и северной частью Чёрного моря, связанные подом тёплых и холодных фронтов в течение 4-5 дней, развились в западных и юго-западных зонах СРР, вызвав тем самым значительные осадки, сопровождавшиеся грозными явлениями и проникновением более холодных масс воздуха.

Барическая ситуация на высоте (абсолютная топография 500 мб) в значительной мере отражает барическую конфигурацию на поверхности, т.е. что центральная и южная часть континента находились под влиянием обширной депрессионной зоны, с центром над Румынией (рис.2б).

При этой синоптической ситуации наблюдалось вторжение холодных масс с севера континента, что благоприятствовало в течение 4-5 дней снижению температуры воздуха и выпадению значительных осадков. Это понижение температуры воздуха подчёркивается и на картах относительной топографии 500/1000 мб в этот период (рис.2в).

ВЫВОДЫ

В результате синоптического анализа большого числа случаев с выпадением максимальных осадков (более 2 л/м^2 за сутки) в период 1970 - 1980 гг. в среднем бассейне Дуная, можно сделать следующие выводы:

- обильные осадки, приводящие к наводнениям в нашей стране вызваны характерными синоптическими ситуациями, при которых циклоническая структура играет основную роль;

- циклонические образования, вызвавшие сильные осадки, имеют большую протяженность по вертикали, иногда до верхней тропосферы, что говорит о том, что циклонические возмущения находятся в стадии зрелости или окклюзии, малоподвижны, но с высоким потенциалом конденсации (случай 27-30 июля 1980 г.).

- важную роль в развитии циклонических возмущений имеют динамические условия в макромасштабе, связанные с термическими градиентами между экваториальными и полярными зонами, которые при некоторых пикетных сильных изменениях формируют и увеличивают тепловой вторичной асимметрией основные депрессионные поля (общее правило).

- циклоны, образованные морским арктическим и морским тропическим воздухом, которые весной и летом, имея температуру ниже -20° на высоте 5000 м, приводят к ливневым дождям, количество осадков из которых менее, чем за 48 часов может превысить общее количество осадков за месяц (случай 30.УІ - 2.УІ.1975 гг.);

- циклоны, вызывающие сильные дожди в бассейне Дуная, формируются в бассейне Средиземного моря, а также в зоне острова Исландия, сформировавшиеся между атлантическим антициклоном в северо-западной Англии и евроазиатским антициклоном, который иногда связан ложбиной с африканским антициклоном (случай 21-23.УІ.1979 г.);

- большинство обильных осадков, вызывающих наводнения, зарегистрировано в теплый период с мая до августа и вызвано сезонными меридиональными колебаниями высотной фронтальной планетарной зоны и струйными течениями; зимой, в исключительных случаях, при очень сильных теплых и жидких осадках, приводящих к таянию снега в горах, могут наблюдаться подобные явления (наводнения май-апрель 1980 г.);

- циклоны, преграждаемые антициклонами или с ретроградной эволюцией увеличивают дождливый период, когда большое количество осадков (окклюзированный или квазистационарный фронт) наблюдается пока на высоте находятся массы холодного воздуха, обеспечивающие питание (слу-

май 10-15.VI.1972 г);

— последствия в результате выпадения сильных осадков в сопровождении с синоптическими и термодинамическими структурами, увеличиваются при наличии благоприятствующих факторов, таких как высокие коэффициенты стока по склонам, наличие высокого снежного покрова в горах.

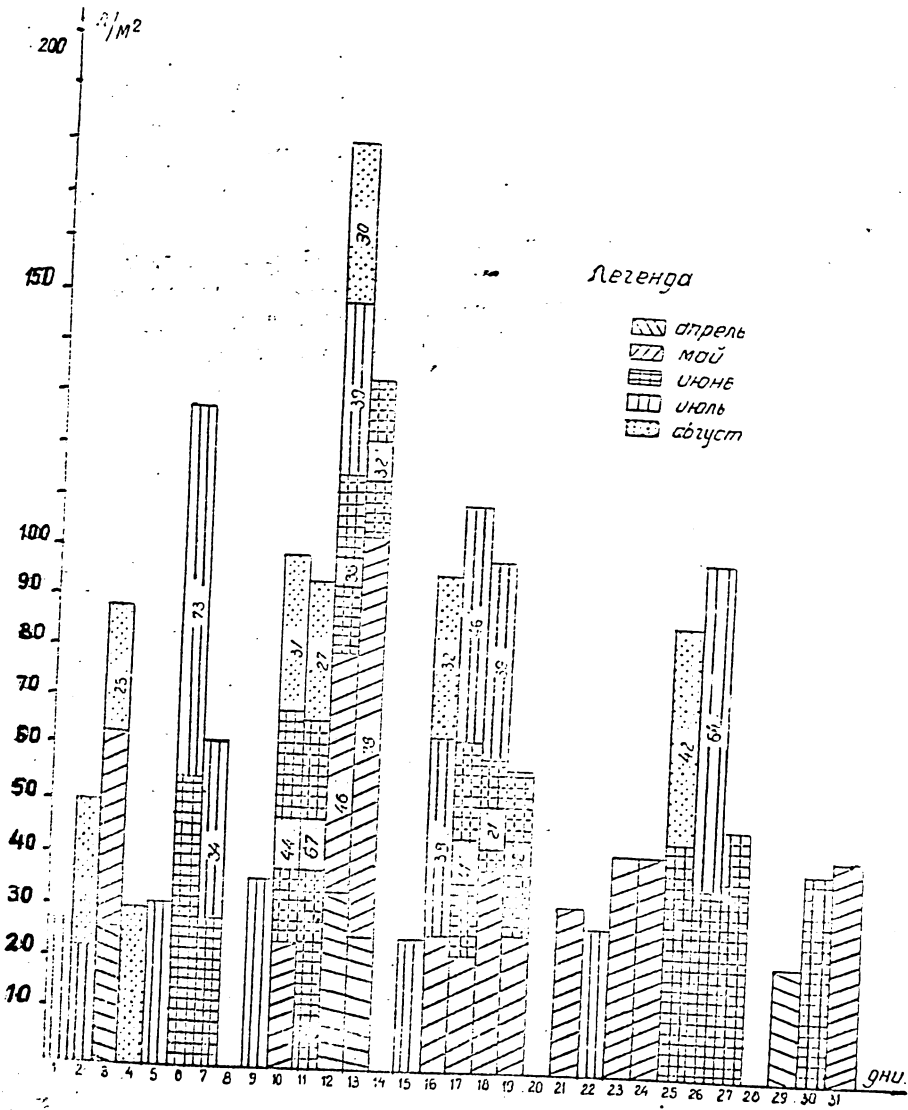


Рис. 1. Максимальное количество осадков, выпавших за сутки в период апрель - август 1970

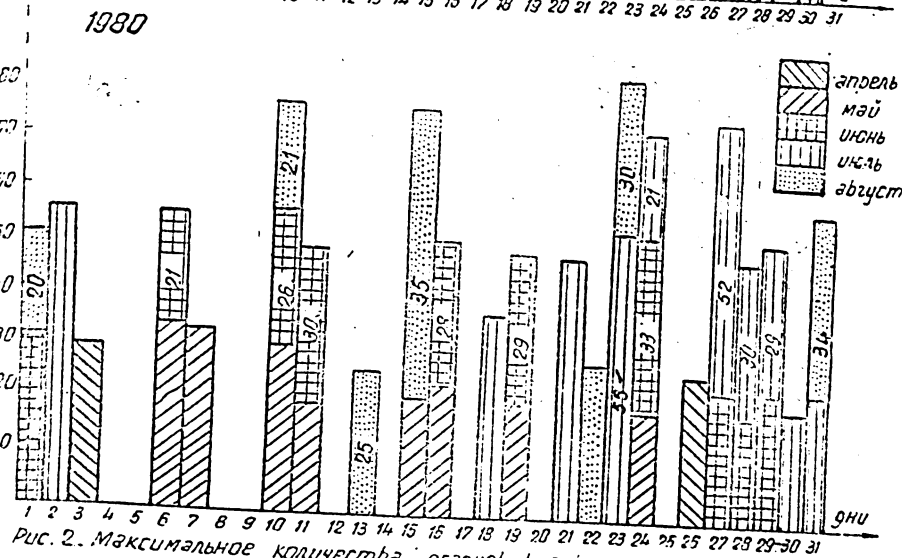
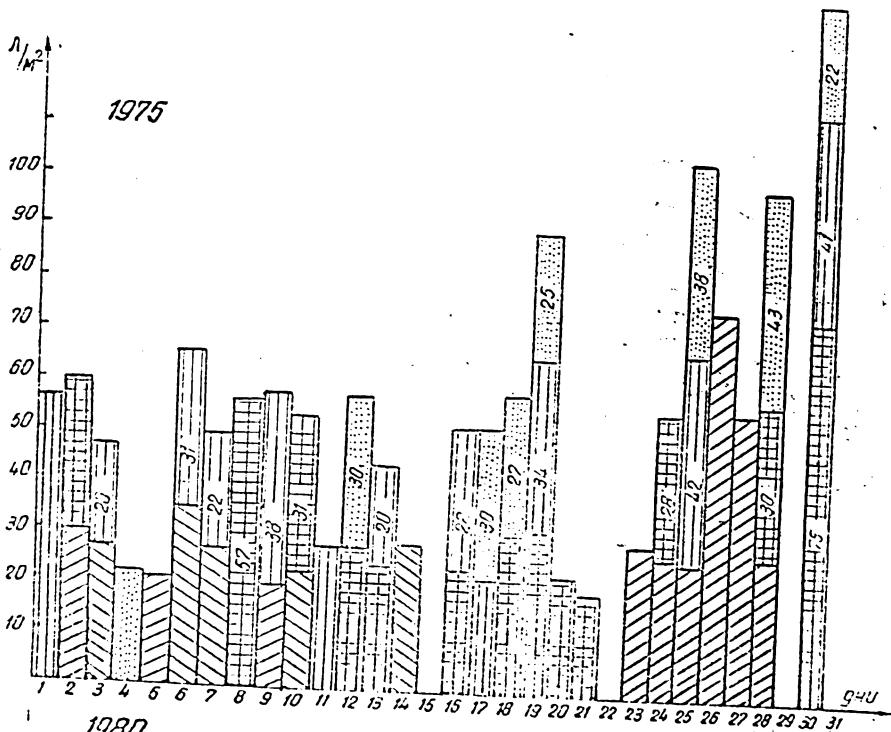


Рис. 2. Максимальное количество осадков выпавших за сутки в период



Рис. 3а. Синоптическая приземная карта за
28. VII 1980 - 02 часа

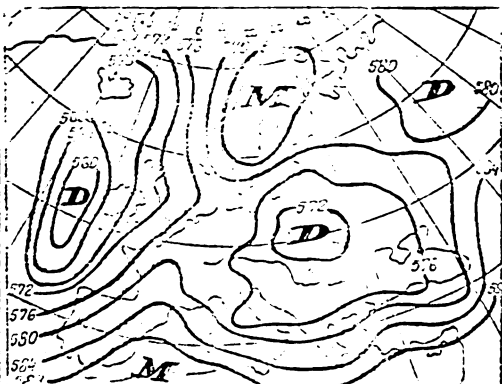


Рис. 3б. Карта абсолютной топографии
500-1600 м.с. за 28. VII 1980 - 02 часа

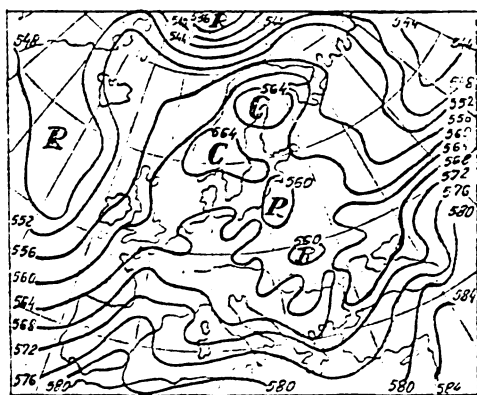


Рис. 3в. Карта абсолютной топографии
500-160 м.с. за
28. VII. 1980 - 02 часа

ПРОГНОЗ ПРОНИКНОВЕНИЯ МОРСКОЙ ВОДЫ В РУСЛА РУКАВОВ ДУНАЯ

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

THE FORECAST OF PENETRATION OF SALT WATER INTO THE DANUBE MOUTHS

Abstract: Due to the difference between the density of the Black Sea water and Danube water, at the mouth of Danube Delta branches, during the low water of the river, a wedge of salt water penetrates along the branches bed.

The smaller the discharges of the Delta branches and the deeper the beds at the mouths, the more remarkable the penetration of Black Sea water, reaching tens of kilometers along the river course.

In the absence of the tide in the Black Sea, the above mentioned phenomenon is stimulated by wind action blowing from the open sea.

An analysis of the data from the measurements carried out at the Sulina Chanel between 1961 and 1969 had lead to the discovery of some laws governing the penetration of the salt water along the beds of Danube branches mouth. On the basis of these laws, some forecasting methods of salt water penetration in dependence of hydrological regime are shown.

VORHERSAGE DER MEERESWASSERVORSTOSSE IN DIE STROMBREITE DER DONAUMUNDUNGEN

Zusammenfassung: Der Dichteunterschied zwischen Meeres- und Donauwasser schafft bei den Mündungen der Donaunähe eine neue hydrologische Situation: führt die Donau Niedrigwasser, dringt das Wasser des Schwarzen Meeres in Form eines Salzwasser helis entlang des Bodens des Strombettes vor. Je kleiner die spezifische Wasserführung der Deltaarme und je grösser die Tiefe der Strombette bei den Mündungen ist, desto stärker dringt das Meereswasser vor. Im Falle des Schwarzen Meeres wo die Gezeiten fehlen, wird diese Erscheinung vom Wind begünstigt der vom Meer herweht.

Der Autor untersucht die Messdaten an der Sulinaamündung aus den Jahren 1961 - 1969 und stellt eine Reihe von Gesetzmäßigkeiten über das Vordringen der Meereswassers in die Strombette der Donaamündung fest. Auf Grund dieser Gesetzmäßigkeiten werden die Möglichkeiten der Vorhersage der Meereswasservorstöße in Abhängigkeit vom hydrologischen Regime des Donaustromes erörtert.

I. ВВЕДЕНИЕ

Из-за различной плотности солёной воды Чёрного моря и пресной речной воды, в устьях Дуная в период межени возникают гидрологические условия, когда вода из Чёрного моря проникает в русла рукавов дельты в форме клиньев солёной воды по дну русел. Результаты природных исследований показали, что проникновение морской воды в речные русла, зависит главным образом от гидрологического режима Дуная /1,2/. Так было установлено, что между расходами вод Дуная и расстоянием проникновения в речные русла клиньев морской воды, существует обратная зависимость. Чем меньше элементарные расходы воды (q) рукавов, тем значительнее проникновение морской воды в речные русла.

Другим природным фактором, от которого зависит проникновение морской воды в русла рукавов Дуная, является глубина русла в зоне впадения рукавов в море. Устья рукавов большой глубины облегчают проникновение морской воды в речные русла, в то время как устья небольшой глубины значительно задерживают и ограничивают проникновение солёной воды в рукава.

В условиях Чёрного моря с незначительным приливом, проникновения морской воды в речные русла облегчаются прибрежным ветром, дующим с моря.

Из рукавов и устьев Дуная, впадающих в Чёрное море, оптимальные условия проникновения морской воды в реку имеют канал Сулина (на территории Румынии) и устье рукава Прорва в дельте Килия (на территории СССР), где есть глубокие места, искусственно поддерживаемые земснарядными в целях морской навигации. В руслах этих устьев, в период с августа по октябрь, в годы когда наблюдаются межени на Дунае, прямыми измерениями было установлено проникновение морской воды на расстояния более 10 км вверх по течению от устья (рис.1).

Автор работы, исследуя в период 1961-1961 гг. гидрологические и гидравлические характеристики контакта вод Дуная с водами Чёрного моря в устьях Сулина и Сфынту Георге /1/, провёл анализ натурных измерений

и получил ряд эмпирических закономерностей относительно проникновения морской воды. Эти закономерности могут быть легко использованы в гидрологическом прогнозе для определения условий и пределов проникновения вод Чёрного моря в речные русла дельты Дуная.

2. РАСЧЕТНЫЕ ФУНКЦИИ ПРОГНОЗА

Несколько расчётных функций для прогноза будут представлены с учётом рис.2.

2.1. Критерий проникновения морской воды в русла

С этой целью определяются следующие соотношения числа Фруда

$$F_{гс} = \frac{Q_c^2}{g \cdot h_c^3} \quad (1)$$

$$Q_c = V_{мс} \cdot h_c \quad (2)$$

$$F_{гср} = \frac{\Delta \gamma_{21}}{\gamma_1} = \frac{\gamma_2 - \gamma_1}{\gamma_1} \quad (3)$$

в которых:

- $F_{гс}$ — число Фруда по фарватеру русла в сечении устья
- Q_c — элементарный расход воды о вертикали в фарватере в сечении устья (m^3/c)
- $V_{мс}$ — средняя скорость течения по вертикали в фарватере русла в сечении устья (m/c)
- h_c — глубина воды в фарватере русла в сечении устья (m)
- g — ускорение (равное $9,81 m/c^2$)
- $F_{гср}$ — критическое значение числа Фруда
- $\Delta \gamma_{21}$ — разница между удельным весом морской воды (γ_2) и речной воды (γ_1), выраженная в $Kгс/m^3$

Данные измерений показали, что элементарный расход в фарватере русла в сечении устья впадения в море (q_c), может быть выражен

элементарным расходом воды, средним в сечении устья впадения в море (q_m) следующим эмпирическим уравнением

$$q_c = 1.19 \cdot q_m (1 - e^{-91.3 \frac{q_m^2}{h_c^3}}) \quad (4)$$

$$q_m = \frac{Q}{B} \quad (5)$$

где:

Q - расход воды в сечении впадения в море (м)

B - ширина русла в сечении впадения в море (м)

Когда в сечении устья впадения в море, число Фруда, определяемое уравнением (1), меньше критического значения, определяемого уравнением (3), наблюдается проникновение морской воды в речное русло.

В устьях Дуная, где солёность морской воды составляет приблизительно 16‰, разница между удельным весом морской воды и речной воды ($\Delta\delta_{21}$) составляет примерно 12 кгс/м^3 .

2.2. Толщина слоёв морской и речной воды в сечении устья

Гидрологические исследования показали, что в условиях проникновения морской воды в русла рукавов устья Дуная, толщина слоя речной воды (h_F) в сечении устья впадения в море, может быть выражена эмпирической функцией

$$h_F = 4.334 \cdot h_c \cdot \sqrt[3]{F_{rc}} \quad (6)$$

где (h_c) и (F_{rc}) имеют значения из формулы (1).

В соответствии с рис.2 толщина слоя солёной воды в фарватере сечения устья впадения в море может быть определена формулой:

$$h_s = h_c - h_F \quad (7)$$

Учитывая функцию (6), уравнение (7) примет вид

$$h_s = h_c (1 - 4.334 \sqrt[3]{F_{rc}}) \quad (8)$$

в котором (h_s) выражен в (м).

2.3. Расстояние проникновения морской воды в русло устья

Расстояние, на которое клин морской солёной воды (L_5) проникает в речное русло, зависит от толщины слоя речной воды (h_F) в сечении

устья впадения в море и глубины русла по фарватеру (h_{L5}) в вершине клина солёной воды (рис.2). Эта зависимость выражена эмпирической функцией:

$$L_5 = 382.2 \cdot h_F \left(\frac{h_{L5}}{h_F} - 1 \right)^{2.25} \quad (9)$$

Через (h_{L5}) в скобках функции (9), расстояние проникновения морской воды в речные русла, зависит и от формы рельефа дна русла вверх по течению.

3. ОПЕРАЦИИ ПРОГНОЗА

Уравнения (1) и (3), а также функции (4), (6), (8) и (9) достаточны для составления прогноза проникновения морской воды в русла устьев Дуная, при известном расходе воды (Q), средней ширине русла (B) и глубине русла по фарватеру в сечении устья впадения в море (h_C) и вверх по течению. Операции прогноза проникновения морской воды в русла устьев Дуная состоят из следующих этапов:

а) Проверка наличия гидрологических условий проникновения морской воды в речные русла устьев, на основе соотношений (1), (2) и (3).

Если:
$$Fr_c = \frac{Qc^2}{g h c^3} < Fr_{cr} = \frac{\Delta Y_2 l}{y_1} \quad (10)$$

тогда имеют место проникновения морской воды в русла устьев Дуная. В этих условиях переходят далее к определению элементов клина солёной воды.

б) Определение толщины слоёв речной воды (h_F) и солёной воды (h_S) в сечении устья впадения в море на основе уравнений (6) и (7) или (8).

в) Определение расстояния проникновения в речное русло клина солёной воды (L_5) на основе уравнения (9).

4. ПРИМЕРЫ РАСЧЕТА ПРОГНОЗА

Допустим, что речное устье имеет следующие морфометрические характеристики:

- средняя ширина русла (B) составляет примерно 165 м

- глубина по фарватеру русла (h_c) составляет 9,5 м в сечении впадения устья, 10,5 м на расстоянии 500 м от устья, 11,0 м на расстоянии 1000 м, 11,3 м на расстоянии 1500 м, 11,5 м на расстоянии 2000 м, 11,7 м на расстоянии 3000 м, 11,8 м на расстоянии 4000 м, 11,5 м на расстоянии 5000 м, 12,5 м на расстоянии 7000 м, 12,0 м на расстоянии 15 000 м. Скорость течения остается постоянной вверх по течению.

Необходимо определить элементы клина солёной воды в следующих случаях:

Случай 1, для расходов воды $Q = 1500 \text{ м}^3/\text{с}$

В соответствии с пунктом 3а, проверяют наличие гидрологических условий проникновения морской воды в речное русло. В этих целях используются уравнения (5) и (4), а также критерий (10)

$$q_m = \frac{Q}{B} = \frac{1500}{165} = 9,091 \text{ м}^2/\text{с}$$

$$q_c = 1,19 \cdot q_m \cdot \left(1 - e^{-91,3 \frac{q_m^2}{h_c^3}}\right) = 1,19 \cdot 9,091 \left(1 - e^{-91,3 \frac{9,091^2}{9,5^3}}\right) = 10,816 \text{ м}^2/\text{с}$$

$$F_{rc} = \frac{q_c^2}{g h_c^3} = \frac{10,816^2}{9,81 \cdot 9,5^3} = 0,0139$$

Так как $F_{rc} = 0,0139 > F_{rcr} = 0,012$ вытекает, что нет гидрологических условий для проникновения морской воды в речное русло.

Случай 2, для расхода $Q = 500 \text{ м}^3/\text{с}$

В первую очередь проверяется наличие гидрологических условий проникновения морской воды в соответствующее устье.

На основе уравнений (5) и (4) и критерия (10) рассчитывается:

$$q_m = \frac{Q}{B} = \frac{500}{165} = 3,03 \text{ м}^2/\text{с}$$

$$q_c = 1,19 \cdot q_m \cdot \left(1 - e^{-91,3 \frac{q_m^2}{h_c^3}}\right) = 1,19 \cdot 3,03 \left(1 - e^{-91,3 \frac{3,03^2}{9,5^3}}\right) = 2,249 \text{ м}^2/\text{с}$$

$$F_{rcr} = \frac{q_c^2}{g h_c^3} = \frac{2,249^2}{9,81 \cdot 9,5^3} = 0,00060136$$

по критерию (10)

$$F_{rc} = 0.00060136 < F_{rcr} = 0.012$$

вытекает, что в этом случае клин солёной воды проник в сечение соответствующего устья.

- Толщина клина речной воды

$$h_F = 4.334 \cdot h_c \sqrt[3]{F_{rc}} = 4.334 \cdot 9.5 \sqrt[3]{0.0001063} = 3.475 \text{ м}$$

- Толщина клина солёной воды

$$h_{сз} = h_c - h_F = 9.5 - 3.475 = 6.025 \text{ м}$$

- Длина клина солёной воды

Так как фарватер русла не горизонтален, расчёт будет проводиться по ступенно, считая вначале дно русла горизонтальным ($h_{LS} = h_c = 9.5 \text{ м}$)

$$L_{с1} = 382.2 \cdot h_F \left(\frac{h_{LS}}{h_F} - 1 \right)^{2.25} = 382.2 \cdot 3.475 \left(\frac{9.5}{3.475} - 1 \right)^{2.25} = 4581.4 \text{ м}$$

Так как на расстоянии 4581,4 м глубина русла по фарватеру имеет значение

$$L_{с1} = 11.8 + \frac{11.6 - 11.8}{5000 - 4000} (4581.4 - 4000) = 11.625 \text{ м}$$

рассчитывается длина клина солёной воды, принимая

$$L_{с2} = 382.2 \cdot 3.475 \left(\frac{11.625}{3.475} - 1 \right)^{2.25} = 9040.7 \text{ м}$$

На этом расстоянии, глубина русла по фарватеру составляет от

$$h_{с2} = 12.5 + \frac{12.0 - 12.5}{10000 - 7000} (9040.7 - 7000) = 12.16 \text{ м}$$

Заново рассчитывается длина клина солёной воды принимая $h_{LS} = 12.16 \text{ м}$

$$L_{с3} = 382.2 \cdot 3.475 \left(\frac{12.16}{3.475} - 1 \right)^{2.25} = 10431.1 \text{ м}$$

На этом расстоянии глубина русла по фарватеру имеет значение

$$h_{с3} = 12 + \frac{12 - 12}{15000 - 10000} (10431.1 - 10000) = 12.086 \text{ м}$$

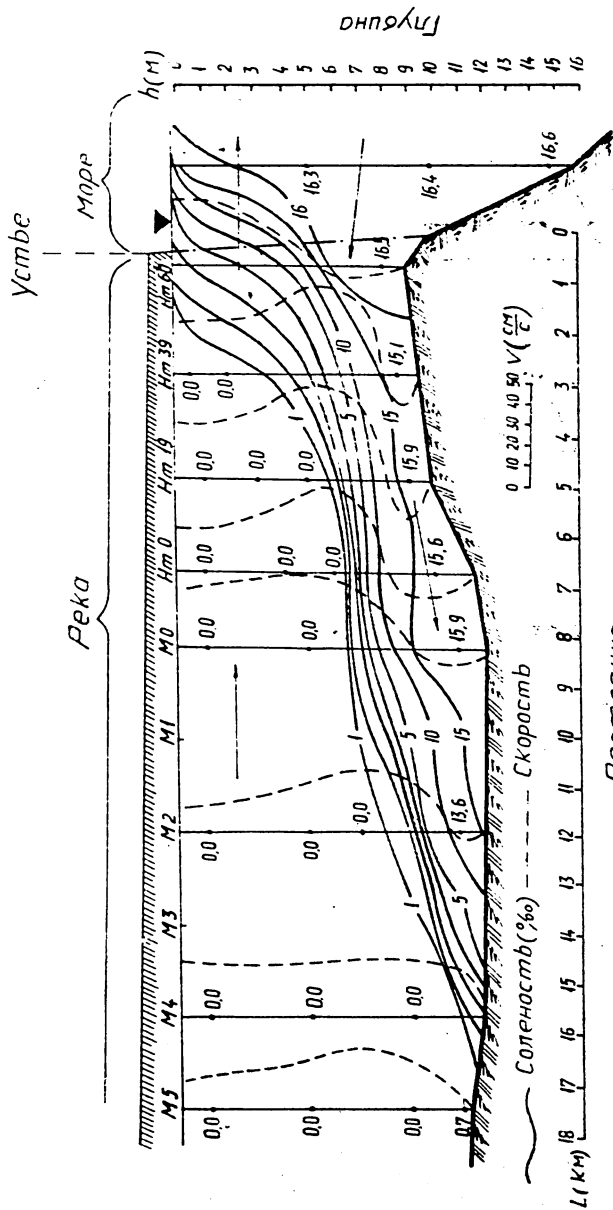
Соответственно этой глубине по фарватеру $h_{LS} = 12,0861$ м
получаем

$$L_{S4} = 382.2 \cdot 3.475 \left(\frac{12.086}{3.475} - 1 \right)^{2.25} = 10232.17 \text{ м}$$

Повторяя расчёты до тех пор пока результаты двух последовательных значений будут расходиться менее, чем на 1%, получим $L_S = 10070$ м.

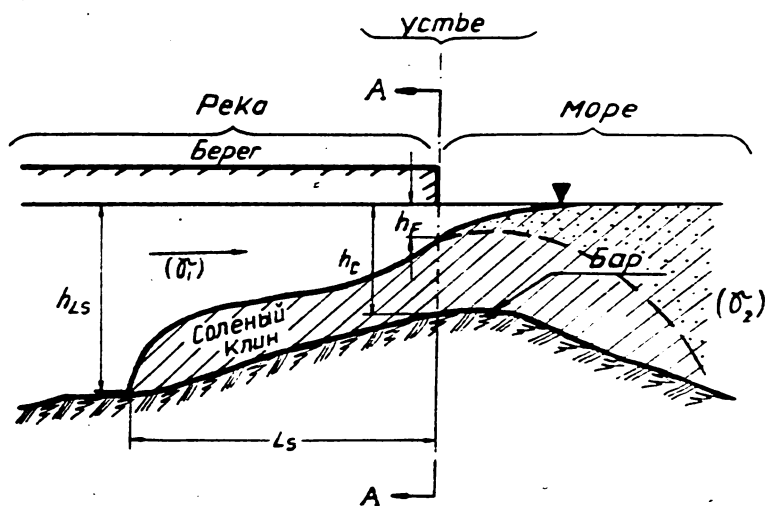
Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Bondar C.
Contribuție la studiul hidraulic al ieșirii la mare prin
gurile Dunării. Studii de hidrologie. Vol. XXXII, București
1972.
2. Bondar C.
Problème des pénétrations de l'eau de la mer Noire dans
les lits des embouchures du Danube. Météorologie et
hydrologie. București - Românie 2/1974.-



Расстояние

Рис. 1 Пролонгированный профиль барометра воды в устье Баранова Сушица, по которому определено направление течения. Показаны профили скорости течения и солёности (‰) в скорости воды (22.II.1953 г.)



Сечение А-А

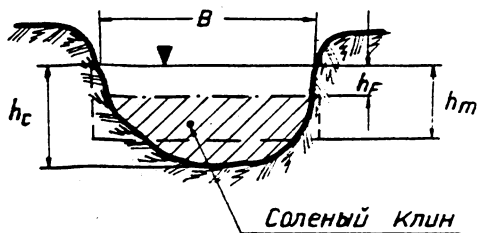


Рис.2 Гидравлическая схема с расчётными элементами проникновения морской воды в речные русла в устьях Дуная

ВОЗВРАТНЫЕ ВОДЫ ПРИ ОРОШЕНИИ МЕЛИОРИРОВАННЫХ ЗЕМЕЛЬ

Шебеко В.Ф., БелНИИМВХ, Минск, С.С.С.Р.

RETURN WATERS UNDER IRRIGATION OF RECLAIMED LANDS

RESUME. Water portion for agriculture irrigation forms return waters which are the additional component of river flow especially in soils with high groundwater levels. The quantitative estimation of such a component is determined by hydrological regime and water handling facilities of irrigable and nonirrigable soils. For short periods return waters are determined in terms of water balance calculations where nonsteady regime, interconnection and interdependence of all the components of water balance in the process of general hydrological condition formation are taken into account.

DIE RÜCKWASSER BEI DIE BEWASSERUNG DER MELIORATIONSBODEN

Der Teil des Berieselungswassers auf der Meliorationsboden verwandeln sich in Rückwasser, die wird des zusätzlich bestandteil Abflusses. Für der mengemässige Bewertung dieser Bestandteile vorlegen der Methode des Vergleiches Wasserregime und die wasserwirtschaftlichen Berechnungen der Be- und Unbewässerungen geladen. In kurzen Zeit die Rückwasser bestimmt werden der regimen wasserbilanzen Berechnungen, die berücksichtigen das mangestellte Regime und Wechselbeziehung aller Bestandteilen Wasserbilanz.

Орошение сельскохозяйственных культур производится не только на орошаемых землях, но и на мелиорированных избыточно увлажненных. Водный режим таких локально переувлажненных объектов резко изменяется после осушения и сельскохозяйственного освоения, часто какующаяся избыточная увлажненность, которая определяется застойными водами, сменяется недостатком влаги в процессе последующего формирования более динамичного водного режима. Неравномерность увлажнения определяется также неравномерным внутрисезонным и внутригодовым распределением приходных и расходных элементов водного режима, особенно атмосферных осадков и суммарного испарения. Поэтому на таких территориях, как

важная часть Нечерноземной зоны РСФСР, Белоруссия, Украина, особенно остро стоят задачи по организации орошения на мелиорированных, в прошлом избыточно увлажненных землях.

Мероприятия по дополнительному увлажнению почв сельскохозяйственных угодий связаны с уменьшением водных ресурсов территории. Однако, оценивая процесс влагообмена на поверхности мелиорируемых земель следует иметь в виду, что значительная часть от норм орошения является водами возвратными. Поддержание при орошении более высокого уровня влагозапасов в зоне аэрации способствует усилению инфильтрации атмосферных осадков к грунтовым водам и уменьшению расхода грунтовых вод на испарение. В результате увеличиваются запасы грунтовых вод и сток. Таким образом норма орошения является приходным элементом в общем водном балансе территории.

Количественная оценка возвратных вод от общих объемов подаваемых на орошение может выполняться с разной степенью сложности по разным показателям. Наибольшую практическую значимость имеет следующие расчеты:

- 1) определение общего объема возвратных вод на территорию;
- 2) увеличение среднего многолетнего объема стока за счет возвратных вод при орошении;
- 3) изменения в ежегодных объемах стока за счет возвратных вод при орошении.

Общий объем возвратных вод от орошения в пределах данной территории можно оценить по норме орошения и разнице в величине испарения при условии орошения и без орошения.

После осушения и сельскохозяйственного освоения избыточно увлажненных земель расход влаги на суммарное испарение с поверхности почвы не уменьшается, если земли интенсивно используются при высоких урожаях сельскохозяйственных культур. Для примера можно привести суммарное испарение (водопотребление) на освоенных болотах территории Белорусской ССР, которое характеризуется таблицей I.

Данные таблицы I получены на основе многолетних полевых опытов на освоенных болотах и дальнейших исследований и обобщений экспериментального материала. Такие исследования показывают, что при общих больших значениях водопотребления культур за вегетационный период наблюдается большая неравномерность и асинхронность во внутрисезонном ходе суммарного испарения и осадков. Вследствие этого в засушливые годы создаются дефициты почвенной влаги для сельскохозяйственных культур, которые определяют необходимость мероприятий по увлажнению

осушаемых территорий. Это требует оценки водных ресурсов и увязки приходных и расходных элементов водного баланса, тем более, что в летний, наиболее напряженный по водопотреблению период, формирующийся сток не везде покрывает необходимый расход воды на увлажнение.

Таблица

Суммарное испарение за апрель-октябрь на полях освоенных болот БССР с сельскохозяйственными культурами (пределы колебания с севера на юг, мм)

Культуры	Обеспеченность, Р %				
	10	25	50	75	90
1. При увлажнении почвы атмосферными осадками					
Травы многолетние	470-565	439-515	395-467	359-429	323-411
Яровые зерновые	498-594	471-550	432-499	389-472	350-446
Картофель	360-455	338-438	310-410	288-393	269-372
Капуста	425-559	399-500	366-449	340-433	318-405
Кукуруза	444-565	406-526	376-482	346-448	319-415
Свекла сахарная	429-539	403-505	369-463	343-430	321-402
Конопля	465-617	430-590	390-550	358-528	331-500
2. При оптимальном увлажнении почвы орошением					
Травы многолетние	522-635	490-596	454-553	430-520	402-486
Яровые зерновые	530-657	497-617	460-571	432-536	405-501
Картофель	371-510	349-479	323-443	303-416	284-388
Капуста	450-590	423-555	391-513	367-482	343-450
Кукуруза	444-615	417-577	386-534	362-500	339-469
Свекла сахарная	450-595	421-558	390-516	366-485	342-452
Конопля	470-640	440-600	407-555	381-522	351-489

Такие данные можно также использовать для определения общего объема возвратных вод на территорию. При этом учитывается, что если при увлажнении почвы естественным ходом осадков в отдельные периоды процесс испарения ограничивается недостатком почвенной влаги, то при орошении влагообеспеченность не является ограничивающим фактором и расход влаги на суммарное испарение увеличивается. Разница в величине суммарного испарения при орошении и до орошения составляет безвозвратные потери в водных ресурсах. Тогда количество возвратных вод на территорию V при орошении можно определить по уравнению

$$0 \leq V = N - E(K_1 - 1) \leq N$$

где N и V - ежегодные нормы орошения и возвратные воды,

E - суммарное испарение на неорошаемых мелиорированных землях в принятом году,

K_I - отношение испарения при оптимальном увлажнении почвы E_0 к испарению без орошения E в том же году.

Ежегодные возвратные воды зависят от условий увлажненности года, метеорологического режима и норм орошения. Значение K_I также изменяется по годам. Поэтому более точное определение величины возвратных вод можно выполнить на основе водобалансовых расчетов по режиму увлажнения за длительный ряд календарных лет, как репрезентативную выборку генеральной совокупности. Такие расчеты ввиду их трудоемкости целесообразно выполнять на ЭВМ, для чего составлены соответствующие программы.

Приближенную оценку возвратных вод можно сделать для типичных по увлажненности лет - средневлажных, средних по водности и среднезасушливых через известную величину K_I в эти годы. Для севооборотов на торфяных почвах, где многолетние травы занимают не менее 40% площади, яровые зерновые не менее 30%, получены значения K_I , которые приведены в таблице 2.

Таблица 2

Значение K_I для болот территории БССР

Северная часть			Центральная часть			Южная часть			
Увлажненность лет	Средне-влажные	Средне-ниие	Средне-засушливые	Средне-влажные	Средне-ниие	Средне-засушливые	Средне-влажные	Средне-ниие	Средне-засушливые
K_I	1,0	1,12	1,22	1,00	1,13	1,23	1,0	1,17	1,30

Вышеприведенными расчетами определяются возвратные от орошения воды в виде вод почвенных, грунтовых или стока, которые не являются безвозвратными в водных ресурсах бассейна. В водохозяйственном проектировании, которое обычно обосновывается гидрологическими и водохозяйственными нормативами по данным наблюдений в водосборе, необходимы коррективы к стоку в связи с дополнительным увлажнением на мелиорируемой территории нормой N , как увеличение объемов стока за счет возвратных вод при орошении. Такая задача проще решается для средних многолетних значений элементов водного баланса - осадков Z_1 , суммарного испарения на территории до осушения E_H и после освоения при оптимальном увлажнении $E_H \cdot K_2$. Изменение запасов почвенных и грунтовых вод в средних многолетних условиях можно не учитывать. Изменение в

норме стока с переувлажненных земель после их осушения, которое происходит в основном за счет разгрузки подземных вод и истощения водных ресурсов бассейна, тоже нельзя принять за приходную составляющую. Поэтому, если норма стока до осушения будет C_n , то после осушения в связи с орошением почв она увеличивается на C . Уравнение водного баланса для средних многолетних величин в условиях неосушенных земель будет:

$$Z = E_n + C_n$$

и в условиях освоенных при орошении нормой N

$$Z + N = E_n \cdot K_2 + C_n + \Delta C$$

Отсюда увеличение нормы стока при орошении мелиорируемых земель или возвратные воды в стоке определяются как

$$\Delta C = N - E_n (K_2 - 1)$$

Значение K_2 , равное отношению суммарного испарения с осушенных и освоенных орошаемых земель к испарению с неосушенных переувлажненных, для средних многолетних условий равно 1,10-1,13

Изменения в ежегодных объемах стока за счет возвратных вод при орошении определить значительно сложнее. Одним из возможных предлагается метод, основанный на режимных водобалансовых расчетах. Суть его излагается ниже.

Водобалансовые расчеты выполняются с целью установления режима увлажнения территории в типичные по увлажненности или реальные характерные годы и годы календарного ряда при проектировании мелиоративных мероприятий на заболоченных землях. При этом используются режимные данные по основным приходным и расходным элементам влаги с учетом их взаимосвязи во внутрисезонном ходе и граничных условий на начало расчетного периода.

Принципиальная новизна водобалансовых расчетов заключается в определении режима показателей увлажненности (изменении характеристик во времени), при котором учитывается взаимосвязь и взаимообусловленность всех элементов водного баланса рассматриваемой области в процессе формирования общего водного режима. Это обеспечивается расчетами по последовательно сменяющимся интервалам непрерывного времени,

когда условия увлажненности на конец расчетного интервала являются начальными условиями на последующий интервал, а в процессе прихода-расхода влаги за расчетный интервал подключаются характеристики влагообмена с грунтовыми водами, на поверхности почвы и на границе корнеобитаемой зоны, которые влияют на влагозапасы почвы и уровень грунтовых вод.

Определим, что для зоны аэрации (область от уровня грунтовых вод до поверхности почвы) влагообмен на верхней границе характеризуется осадками X и суммарным испарением E . На уровне грунтовых вод (УГВ) может быть инфильтрация осадков к их поверхности C , за счет чего УГВ изменяются на величину минус ΔH_1 (повышаются) или происходит подток в зону аэрации V_n , за счет чего УГВ изменяются на величину плюс ΔH_1 (понижаются). Кроме того, УГВ изменяются под влиянием действия осушительных систем (с учетом подземного водообмена) на величину ΔH_2 . Подток в зону аэрации V_n не может превышать максимально возможное подпитывание при данных расстояниях УГВ от поверхности почвы H и водопроницаемости почвогрунтов, а также аккумулирующую емкость зоны аэрации $W_{ак}$ как разницу между максимальным равновесным влагосодержанием и фактическими влагозапасами зоны, т.е. $V_{max} \geq V_n \leq W_{ак}$. Внутри рассматриваемой области происходит изменение влагозапасов W в зависимости от количественных характеристик приходных и расходных элементов на границах зоны.

Из многочисленных возможных ситуаций гидрологических процессов в зоне аэрации за интервал времени $\Delta T_1 = T_k - T_n$ рассмотрим схемы водообмена для двух случаев: $E > X, W_{ак} \gg V_{max}$ и $E < X, W_{ак} < X - E$. Примем обозначения: H_n и H_k - начальный и конечный УГВ; I', I - распределение влагозапасов зоны аэрации при максимальном равновесном влагосодержании соответственно для H_n и H_k ; $2', 2$ - то же фактические; δ - водоотдача.

1) $E > X, W_{ак} \gg V_{max} > 0$ (рис. 1)

Начальные условия: $H_n, W_n(2'), W_{вн}(1), W_{ак}' = W_{вн}' - W_n$ за $\Delta T, E > X, V_n = W_{max}, C = 0$.

Конечные условия: $H_k = H_n + \Delta H_1, W_k(2), W_{вн}(1), W_{ак} = W_{вн} - W_k, \Delta H_1 = C \frac{1}{\delta}, V_n > 0,$

$\Delta H_2 > 0, \Delta H_n = \Delta H_1 + \Delta H_2 > 0$ - понижение УГВ.

2) $E < X, 0 < W_{ак} < X - E$ (рис. 2)

Начальные условия: $H_n, W_n(2'), W_{vн}(1'), W_{ак} = W_{vн} - W_n$

за $\Delta T, E < X, V_n = 0, C = X - E - W_{ак} > 0$

Конечные условия: $H_k = H_n \pm \Delta H_n, W_k = W_{vн}, W_{ак} = 0, \Delta H_1 = -C \frac{1}{S} < 0$.

$\Delta H_2 > 0, \Delta H_n = -\Delta H_1 + \Delta H_2 \geq 0$ или повышение или понижение УГВ.

Конечные условия принимаются как начальные для интервала ΔT_2 .

Режимные водобалансовые расчеты являются трудоемкими; поэтому выполняются на ЭВМ по специальным программам для трех вариантов формирования водного режима 2 :

- а) при естественных условиях увлажнения;
- б) при дополнительной подаче воды в корнеобитаемый слой снизу (шлязование);
- в) при дополнительном увлажнении дождеванием.

Программами предусмотрены расчеты по последовательно сменяющимся интервалам непрерывного расчетного периода, на начало которого (начало сева) заданы начальные уровни грунтовых вод $H_{вс}$ и соответствующие ему влагозапасы в зоне аэрации $W_{6с}$ и в корнеобитаемом слое $W_{6с, h}$, а в течение расчетного периода задан режим осадков X и водопотребления (суммарного испарения) в условиях оптимального увлажнения почвы, т.е. испаряемости E_0 . Для торфяных почв и в других случаях отсутствия поверхностного стока принимаются выпадающие осадки X , а для слабопроницаемых почв минеральных заболоченных земель - осадки за вычетом поверхностного стока.

Ставится задача определить на начало и конец каждого расчетного интервала уровень грунтовых вод $H_{к1}$, необходимые сбросы h_c , влагозапасы в корнеобитаемом слое B , а также установить дефициты почвенной влаги D по отношению к нижней границе оптимальных влагозапасов $W_{оп}$. Расчеты дадут водобалансовые графики за весь теплый период или за период вегетации в конкретный календарный год или в год заданной вероятности повторения условий увлажненности. Они характеризуют режим увлажнения и позволяют оценить оптимальность влагозапасов.

По ходу расчетов в зависимости от создавшейся обстановки увлажнения на начало каждого расчетного интервала (H_n, W_n, W_n^0) и прихода-расхода влаги за расчетный интервал (X, E) подключаются характе-

ристки влагообмена с грунтовыми водами (инфильтрация осадков и УГВ - С и подток влаги от УГВ - V_n), а также характеристики влагообмена на границе корнеобитаемой зоны (Π_p), под влиянием которых формируются влагозапасы почвы и положение грунтовых вод.

Режимные водобалансовые расчеты выполняются на внутренние водные ресурсы мелкоративного объекта и ими определяются все характеристики режима. По такому водному режиму для случаев без орошения и с орошением путем сравнения данных о внутреннем стоке определяются возвратные воды в стоке каждого календарного или отдельного типичного по водности года.

Внутренний сток C_m на мелиорированных землях за теплый период года определяется по уравнению:

$$C_m = \Sigma X_m + M - \Sigma E_m - \Delta W_m,$$

где $\Sigma X, \Sigma E$ - сумма за теплый период года осадков и испарения, мм;
 M - объем водоподачи при орошении, мм;
 ΔW_m - изменение запасов почвенно-грунтовых вод за теплый период, мм;

$$\Delta W_m = W_k - W_n - \omega(H_k - H_n) \cdot 10,$$

где W_n, W_k - влагозапасы в зоне аэрации в начале и конце теплого периода, мм;
 ω - объемная влажность при полной влагоемкости почвогрунта, доли I;
 H_n, H_k - уровни грунтовых вод от поверхности земли в начале и конце теплого периода, см.

За холодный период года внутренний сток C_x на мелиорированных землях определяется по уравнению:

$$C_x = \Sigma X_x - \Sigma E_x - \Delta W_x,$$

где $\Sigma X_x, \Sigma E_x$ - сумма осадков и испарения за холодный период года, мм;
 ΔW_x - изменение запасов почвенно-грунтовых вод за холодный период, мм;

$$\Delta W_x = W_n + \omega(H'_k - H_n) \cdot 10 - W'_k,$$

где $Ч_{к.нн}$ - уровни грунтовых вод от поверхности земли соответственно в конце теплого периода предыдущего года и в начале теплого периода данного года, см;

$V_k W_n$ - влагозапасы в зоне аэрации соответственно в конце теплого периода предыдущего года и в начале теплого периода данного года, мм.

Годовой внутренний сток

$$C = C_m + C_x .$$

Литература.

1. Шебеко В.Ф., Закржевский П.И., Брагилевская Э.А. Гидрологические расчеты при проектировании осушительных и осушительно-увлажнительных систем. Л.: Гидрометеиздат, 1980, 310 с.
2. Методические указания и программы для ЭВМ по проектированию водного режима осушаемых земель на основе режимных водобалансовых расчетов. Беллний мелиорации и водного хозяйства; Сост.: Шебеко В.Ф., Вожей И.И., Киселева А.И. . - Мн.: 1980, 65 с.

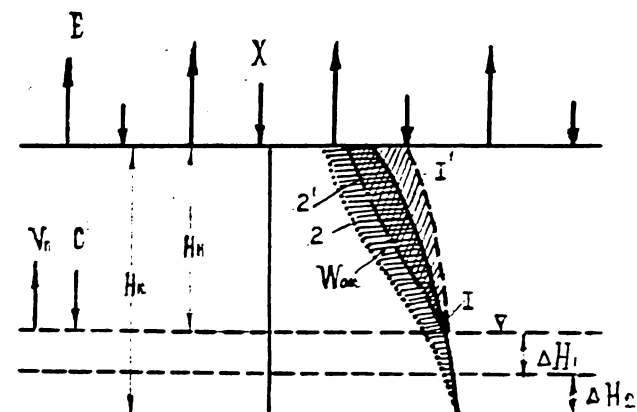


Рис.1 Схема влагообмена при $E > X$, $W_{ак} \gg V_{max} > 0$

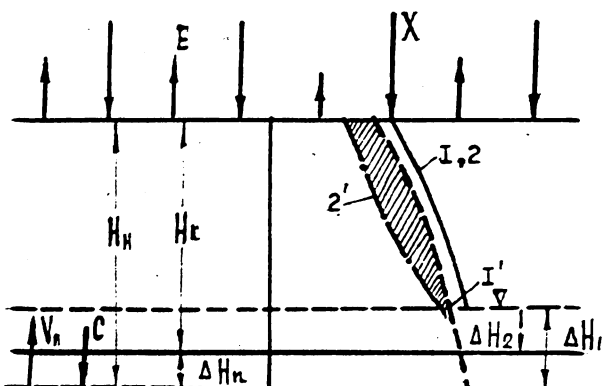


Рис.2 Схема влагообмена при $E < X$, $0 < W_{ак} < X - E$

**ЗАВИСИМОСТЬ ЭЛЕМЕНТОВ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА
УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ ДУНАЯ ОТ ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ ФАКТОРОВ**

Михайлов В.Н., Морозов В.Н., Макашин В.П., Гранич П.С.

**Московский Государственный Университет
Дунайская гидрометобсерватория УГКС УССР
Москва, Измаил, С.С.С.Р.**

**DEPENDENCE OF THE DANUBE MOUTH HYDROLOGICAL REGIME
ELEMENTS ON THE DETERMINATIVE FACTORS**

SUMMARY

Levels and streamflow in the watercourses of the Kilia branch system of the Danube delta depend on the streamflow in the top of delta, on the sea level and the wind regime. The contribution of Kilia branch thermal drain in the forming of the thermal annual cycle of its offing is under the consideration. The scheme of the modern hydrological processes of delta and offing is given, the tendency of their changes is determined as well. The possibility to use the connections obtained for prognosis of changes of some hydrological regime elements in the natural conditions and under the man influence is shown.

**ELEMENTENABHÄNGIGKEIT DES HYDROLOGISCHEN REGIMES KILJA-
FLUSSARMS IN DER DONAU-MÜNDUNG VON DEN BESTIMMENDEN
FAKTOREN**

ZUSAMMENFASSUNG

Es ist festgestellt die Wasserstände- und Durchflussmengen-abhängigkeit im Wasserlaufen des Kilia-Flussarms-systems im Donau-Delta von der Wasserausströmung im Delta Oberlauf, vom Meeresspiegel und vom Windregime. Es wird betrachtet die Rolle des Wärme-Wasserausströmung des Donauer Kilia-Flussarms in der Jährlichen Bildungszyklus thermischer Regime an der Mündungsküste von Kilia-Delta. Es werden schematisch betrachtet vorliegende hydrologische Vorgänge sowie auch es wurden festgestellt die Änderungstendenz des Wasserverhältnisses und Flussbettdeformationen im Delta-Wasserverhältnisse. Es ist dargestellt mögliche Ausnutzung gegebener Wechselwirkungen, um einige Elementenänderungen des hydrologischen Regimes unter natürlichen Bedingungen und in den Anthropogeneinflüssen vorherzusagen.

Устьевая область Дуная, включая дельту и устьевое взморье, представляет собой специфическую природную систему. Природный комплекс устья - единое целое; здесь взаимодействуют гидрологические, геоморфологические, гидрохимические, почвообразовательный, биологические процессы. Водные объекты устья (Дунай, рукава и притоки дельты, озера, плавни, лагуны, устьевое взморье) гидравлически и морфологически связаны друг с другом, и естественные или антропогенные изменения в какой-либо одной части устья передаются на всю систему. Гидрологические процессы в устьевой области в значительной степени определяются условиями на внешних ее границах (речной и морской). Естественные или антропогенные изменения условий на внешних границах устьевой области (стока воды Дуная и режима Черного моря) должны отражаться и на режиме всего устья.

При исследовании современного гидрологического режима устьевой области Дуная (в частности, системы Килийского рукава) и при оценке его возможных изменений в будущем большое значение имеет установление зависимости элементов режима от определяющих факторов /1,3,4/. Наиболее важными элементами режима являются расходы и уровни воды в водотоках дельты, соленость и термика вод устьевого взморья.

Гидрологические процессы, происходящие в пределах устьевой области Дуная, характеризуются весьма значительной пространственной и временной изменчивостью. В верхней части устьевой области гидрологический режим формируется под воздействием только стока реки. Величина стока Дуная является основным фактором, от которого зависят расходы и уровни воды в водотоках дельты /1,4/. В систему Килийского рукава дельты в настоящее время поступает в среднем 62 % стока Дуная. Сток рукава затем распределяется по водотокам двух внутренних и одной внешней (Килийской) частях дельты.

По мере приближения к внешней границе устьевого взморья проявляется все возрастающее воздействие гидрологического режима Черного моря.

В комплексе морских факторов, влияющих на гидрологический режим устьевой области Дуная, наибольшее значение имеет уровень моря, определяемый, в основном, режимом ветра и в меньшей мере стоком воды реки. Сгонно-нагонные колебания уровня моря накладываются на стоковые колебания уровня воды в рукавах дельты, в результате чего формируется специфический уровенный режим устьевой области Дуная. Изменение подпора со стороны Черного моря вызывает кратковременное перераспределение стока воды по рукавам дельты Дуная.

Влияние сгонно-нагонных явлений на расходы и уровни воды в рукавах проявляется, как правило, лишь для постов и створов, находящихся в зоне активного взаимодействия реки и моря, т.е. вблизи морского края дельты.

В свою очередь, изменение водного стока Дуная влияет на величину уровня моря, ведет к перестройке системы течений на устьевом взморье, влияет на степень распреснения вод устьевого взморья.

В то же время некоторые речные факторы не оказывают заметного влияния на гидрологические процессы на устьевом взморье. Примером такого влияния является тепловой сток Дуная и его роль в формировании термического режима устьевого взморья.

Исследование современного распределения стока воды по рукавам дельты выполнено по материалам наблюдений за 1976-1980 гг. На их основе построены (с учетом времени добегания) зависимости вида:

$$Q_0 = f(H_p), \quad (1)$$

$$Q_i = f(H_p), \quad (2)$$

где Q_0 - расход воды Дуная выше вершины дельты (54 мля), Q_i - расход воды в любом рукаве, H_p - уровень воды в Рени (69 мля).

По этим связям установлены соотношения между стоком Дуная и стоком воды в рукавах дельты.

$$Q_i = \psi(Q_0). \quad (3)$$

Аналитически зависимости (3) выражаются уравнениями вида

$$Q_i = aQ_0^n, \quad (4)$$

где коэффициенты и показатели степени определялись по данным наблюдений.

Полученные связи справедливы при отсутствии влияния со стороны моря. Для большинства створов дельты Дуная (за исключением самых нижних) и в большинстве случаев (за исключением кратковременных периодов значительных сгонно-нагонных колебаний уровня моря) это воздействие невелико и обычно не превышает точности измерения расходов воды.

Поэтому, приведенные выше однозначные зависимости вида (4) между стоком воды в вершине дельты и стоком в рукавах могут быть использованы для краткосрочного прогнозирования водности того или иного рукава с заблаговременностью 2-3 суток, т.е. с заблаговременностью, соответствующей времени добегания. Заблаговременность прогноза может быть увеличена, если в качестве исходных данных (H_p) воспользоваться не наблюдаемыми, а прогнозируемыми величинами уровня. А так как оправды-

ваемость краткосрочных (заблаговременно за 3 дня) прогнозов уровней воды по водпосту Рени составляет в настоящее время по данным Дунайской ГМО 96–97 %, то очевидно, что и прогноз водности рукавов дельты будет достаточно надежным.

Для створов, расположенных в нижней части дельты Дуная (рукава Прорва, Потаповский, Гнеушев, Цыганский) расходы воды зависят не только от стока воды Дуная, но и от уровня моря (H_M):

$$Q_i = \psi(Q_0, H_M), \quad (5).$$

При фиксированных H_M такие связи однозначны. Графически зависимость (5) выражается семейством кривых вида (4).

Использование зависимостей (5) для прогноза усложняется необходимостью прогнозирования уровня моря (H_M).

Зависимости вида (4) могут быть использованы также и для целей долгосрочного прогнозирования водоносности рукавов при изъятии стока в бассейне Дуная. Однако при этом следует иметь в виду, что изъятие части стока реки усилит естественную тенденцию перераспределения стока воды из мелких отмирающих рукавов дельты в крупные развивающиеся рукава. В результате параметры формулы (4) могут измениться.

В настоящее время хорошо прослеживается тенденция сокращения водоносности таких рукавов как Кислицкого, Белгородского, Среднего, Заводнинского, Курильского и увеличения стока рукавов Прямого, Прорвы, Быстрого /4/.

Уровневый режим рукавов устьевой области Дуная определяется рядом факторов, наиболее существенные из которых: стоковые колебания уровня; сгонно-нагонные колебания уровня; колебания фонового уровня Черного моря; растекание воды по пространству дельты; водохозяйственные мероприятия.

На участке Рени - Килия определяющим фактором являются стоковые колебания уровня. На повышение уровня на этом участке оказывает влияние двустороннее обвалование. Ниже водомерного поста Килия происходит сложное взаимодействие всех вышеуказанных факторов: возможны сгонно-нагонные колебания уровня, в период же штилевой погоды изменение уровня зависит только от стока (коэффициент корреляции между уровнями у Рени с уровнями у Вилково с учетом времени добегания для штилевых условий равен 0,95); уменьшается размах стоковых изменений уровня вследствие растекания воды по пространству дельты. В связи с планируемым крупным водозабором в бассейне р. Дунай и в дельте уровни воды также изменятся /4/.

Ранее, в работах /1,5/ для прогноза уровней воды на водпостах устьевой области и для установления надежности рядов уровенных наблюдений использовались уравнения связи уровней воды в штилевые периоды вида

$$H_i = aN_j + b. \quad (6)$$

В настоящее время получены уточненные зависимости уровней на водомерных постах Измаил, Кислица, Килия, Вилково от стокового уровня (т.е. уровня у Рени H_0) с высокими коэффициентами корреляции - 0,95-0,98. Для установления этих зависимостей был выбран 1980 год с размахом колебаний уровня 420 см. Выборка производилась для дней, когда скорость ветра не превышала 3 м/с во все сроки наблюдений по метеостанции Вилково. Получены следующие уравнения связи и соответствующие коэффициенты корреляции:

$$H_{Из} = 0,702 H_P - 0,269, \quad 0,98; \quad (7)$$

$$H_{Кс} = 0,560 H_P - 0,480, \quad 0,98; \quad (8)$$

$$H_{Кл} = 0,431 H_P - 0,457, \quad 0,97; \quad (9)$$

$$H_P = 0,206 H_P - 0,384, \quad 0,95. \quad (10)$$

Уровни даны в отметках Балтийской системы высот. Уравнения справедливы при уровнях воды у Рени выше 1,00 м БС.

Расстояния постов Измаил, Кислица, Килия и Вилково от моря соответственно 92, 62, 44 и 18 км.

Проверка формул на независимом материале (данные за 1979 г.) дала отклонения рассчитанных значений уровня от фактических в пределах ± 3 см.

Для установления зависимостей для уровней воды на водомерных постах вблизи взморья (Прорва, Большое) уравнения связи представлены иначе:

$$H_i = f(H_P, H_M), \quad (II)$$

где в качестве уровня моря H_M принимается уровень по водпосту Приморское, расположенному на берегу моря. Для сравнения результатов расчета по формулам (10) и (II), подобное уравнение получено и для водпоста Вилково. Для расчетов выбирались среднесуточные уровни за 1980 год для дней, когда скорость ветра во все сроки наблюдений у Вилково и Приморского не превышала 3 м/с. Получены такие зависимости и соответствующие полные коэффициенты корреляции:

$$H_B = 0,166 H_P + 0,047 H_{Прим} - 0,243, \quad 0,97; \quad (I2)$$

$$H_{Прор} = 0,037 H_P + 0,316 H_{Прим} - 0,191, \quad 0,89; \quad (I3)$$

$$H_{Бол} = 0,088 H_P + 0,107 H_{Прим} - 0,324, \quad 0,94. \quad (I4)$$

Проверка на независимом материале дала наилучшие результаты для Прорва (± 3 см), Большого (± 5 см). Отклонения рассчитанных значений от фактических для Вилково находятся в пределах ± 7 см, однако не всегда совпадают по знаку с результатами, полученными по формуле (I0).

Уровненный режим вблизи морского края дельты (Прорва, Большое) и у Вилково подвержен влиянию сгонно-нагонных изменений уровня. Нагонные и сгонные ветры в Вилково и в Приморском наблюдаются в 30 % случаев. По исследованиям Дунайской ГМО воздействие ветра на уровни начинается при скорости ветра 5 м/с. Для возникновения заметного нагона или сгона необходима скорость ветра ≥ 10 м/с. Ветры нагонных направлений (СВ, В, ЮВ) наблюдаются чаще, чем ветры сгонных направлений (З, СЗ). 40 % случаев ветра со скоростью ≥ 10 м/с составляют ветры нагонных направлений, около 10 % - ветры сгонных направлений.

Чтобы установить зависимость для расчета уровней воды на водпостах Вилково, Прорва, Большое выбирались следующие предикторы: стоковая составляющая - уровень у Рени с учетом времени добега; среднесуточный уровень у Приморского в день, когда ветер нагонного (сгонного) направления был ≥ 10 м/с, т.е. влияние ветра учитывалось косвенно. По выборке за 1979-1980 гг. получены следующие уравнения для периода нагона

$$H_B = 0,152 H_P + 0,352 H_{Прим} - 0,053, \quad 0,98; \quad (I5)$$

$$H_{Прор} = 0,037 H_P + 0,909 H_{Прим} - 0,100, \quad 0,94; \quad (I6)$$

$$H_{Бол} = 0,086 H_P + 0,502 H_{Прим} - 0,207, \quad 0,86. \quad (I7)$$

Для периода сгона получены такие уравнения

$$H_B = 0,182 H_P + 0,807 H_{Прим} - 0,171, \quad 0,98; \quad (I8)$$

$$H_{Прор} = 0,043 H_P + 0,739 H_{Прим} - 0,139, \quad 0,95; \quad (I9)$$

$$H_{Бол} = 0,102 H_P + 0,356 H_{Прим} - 0,339, \quad 0,89. \quad (20)$$

Полные коэффициенты корреляции как для условий нагона, так и для условий сгона довольно высоки. Проверка формул на независимом материале сделана за 1978 год. Для постов Прорва и Большое 75 % результатов дали отклонения в пределах ± 3 см. Большие отклонения получены для условий сгонов у Вилково: ± 6 см.

Устьевое взморье - зона активного взаимодействия речных и морских вод, в результате которого речная вода, теряя присущие ей качества, приобретает свойства вод приемного водоема. Гидрологический режим взморья определяется, главным образом, количеством поступающей пресной воды и перераспределением ее на взморье под действием ветра и течений. На устьевое взморье Дуная, относящееся по существующей классификации /С/ к приглубому открытому со свалом глубин, речная вода поступает через множество рукавов, причем на долю Илийской дельты, расположенной на территории С.С.С.Р., приходится более 60 % общего стока реки в вершине устьевой области /1,4/.

В условиях расширения хозяйственных мероприятий в бассейне реки, направленных на пространственно-временное перераспределение стока, представляется интересным оценить возможные последствия антропогенного воздействия на гидрологический режим взморья и, в частности, на его термику.

Анализ средних многолетних величин температуры поверхностного слоя речной и морской воды показывает, что большую часть года - (с марта по октябрь включительно - температура речной воды выше температуры морской воды, т.е. в этот период тепловой сток Дуная оказывает согревающее влияние на воды Черного моря. Четыре месяца в году - (с ноября по февраль - дунайская вода оказывает охлаждающее воздействие на взморье. В короткие промежуточные периоды наблюдается тепловое равновесие.

Тепловой баланс устьевого взморья в равновесном состоянии при пренебрежении тепловым потоком через дно можно приближенно представить выражением

$$Q_R \pm Q_E \pm Q_P \pm Q_L \pm Q_M \pm Q_A = 0, \quad (21)$$

где Q_R - радиационный баланс поверхности взморья; Q_E - баланс тепла, связанного с испарением (с минусом) или конденсацией водяного пара (с плюсом), Q_P - баланс тепла вследствие контактного теплообмена (атмосферой), Q_L - баланс тепла, связанного с образованием (с минусом) или таянием льда (с плюсом), Q_M - баланс тепла, приносимого речным стоком, Q_A - тепловой баланс вследствие адвективно-турбулентного обмена деятельного слоя взморья с нижележащими слоями воды и прилегающими районами моря.

Расчет составляющих суточного теплового баланса взморья в период весеннего равновесия, произведенный по данным океанологической съемки, позволяет сделать некоторые выводы о тепловых процессах на усть-

евом взморье.

Как показали расчеты, основной приходной составляющей теплового баланса взморья является радиационный баланс поверхности взморья. Влияние теплового стока Килийского рукава на термику вод взморья в масштабе суток ограничено вдольбереговой полосой шириной 5-7 км и не превышает 25 %. Адвективно-турбулентный теплообмен деятельного слоя взморья с нижележащими слоями воды и прилегающими районами моря, определенный как остаточный член уравнения (21), играет роль основного потребителя поступающей на взморье тепловой энергии (до 75 %).

Сезонный ход теплового стока Дуная и его влияние на температурный режим вод взморья рассматривались на материалах по стандартному 50-мильному разрезу устье рукава Быстрый-море. Расчеты выполнены по методике /2/ для условного канала с вертикальными стенками и шириной 1 м, начинающегося на замыкающем устьевом створе рукава и продолжающегося по нормали к берегу до исчезновения температурных неоднородностей, связанных с влиянием теплового стока рукава Быстрого. Суточный тепловой сток в начале канала составил: весной (март) $+2,92 \cdot 10^{12}$ Дж, летом (июнь) $+9,64 \cdot 10^{12}$ Дж, осенью (октябрь) $-0,12 \cdot 10^{12}$ Дж, зимой (январь) $-3,33 \cdot 10^{12}$ Дж. Этого тепла достаточно, чтобы создать или израсходовать теплозапас воды в условном канале, рассчитанный относительно 0°C , за 6, 8, 89 и 10 суток соответственно. Следовательно, в летний период, например, каждые 8 суток теплозапас воды взморья должен удваиваться. Соответственно должна повышаться температура на всех горизонтах наблюдений.

Однако, из практики известно, что этого не происходит. Избыток тепла в весенне-летний период, также как и недостаток его в осенне-зимний период, компенсируется путем адвективно-турбулентного теплообмена деятельного слоя взморья с нижележащими слоями воды и прилегающими районами моря. Этот вывод подтверждается как рассмотренным выше результатом расчета суточного теплового баланса взморья, так и оказавшейся безуспешной попыткой обнаружить связь между величиной теплового стока рукава Быстрого за различные временные интервалы и фактическим теплосодержанием воды на разрезе рукав Быстрый-море.

Анализ графиков вертикального распределения температуры воды на разрезе за период 1962-1976 гг. показывает постоянное существование в сезоны развитой температурной стратификации (май-август) трех элементов термической структуры вод взморья: верхнего однородного слоя с повышенной температурой, слоя скачка температуры и слоя однородной придонной воды. Различия в температуре поверхностного и придонного

слоев при глубинах до 40 м могут превышать 15°C. В процесс ассимиляции поступающей на взморье речной воды вовлекаются массы морской воды, присутствующей в придонном слое с морской стороны баровых участков рукавов. Вовлечение происходит преимущественно в районе свала глубин и тем интенсивнее, чем выше скорости стоковых течений на взморье, определяемые величинами расходов воды рукавов. Непрерывное поступление в поверхностные слои придонной воды выполняет функцию терморегулятора вод взморья, имеющего природу турбулентной теплопроводности. В летнее время на нагрев придонной воды расходуется избыток тепла, приносимого речным стоком. В холодный период более теплая придонная вода покрывает дефицит тепла.

Механизм терморегуляции взморья, рассмотренный выше, действует при любых величинах расходов воды Дуная. Однако, терморегуляция является лишь вспомогательным процессом, который накладывается на более мощный процесс формирования температурного режима взморья сезонным ходом радиационного баланса его поверхности.

Влияние теплового стока Дуная на термический режим устьевого взморья проявляется только в узкой вдольбереговой полосе, в то время как внешняя граница устьевого взморья, выделяемая по опресняющему влиянию вод реки, в многоводные годы выдвигается в море на 70-90 км. Поскольку определяющую роль в формировании термического режима устьевого взморья Дуная играет сезонный ход радиационного баланса поверхности взморья, хозяйственные мероприятия, планируемые в бассейне Дуная, не повлекут за собой существенного изменения термических условий на взморье.

Столь же сложна и неоднозначна связь со стоком Дуная и солёности вод устьевого взморья. Четкой зависимости солёности от расходов воды рукавов дельты не обнаружено. На распределение солёности воды по акватории взморья помимо стока существенное воздействие оказывает ветер и вертикальное перемешивание вод.

Изучение связи термохалинной структуры вод устьевого взморья Дуная от определяющих факторов должно быть продолжено.

Литература

1. Гидрология устьевой области Дуная. М., Гидрометеиздат, 1963.
2. Лупачев Ю.В. Методика расчета теплового влияния речного стока на термический режим вод моря. Труды ГОИН, 1980, вып.159.
3. Михайлов В.Н., Рогов М.М., Макарова Т.А., Полонский В.Ф. Динамика гидрографической сети неприливых устьев рек. М., Гидрометеиздат, 1977.
4. Михайлов В.Н., Вагин Н.Ф., Морозов В.Н. Основные закономерности гидрологического режима дельты Дуная и его антропогенных изменений. Водные ресурсы, № 6, 1981.
5. Михайлов В.Н., Массалитинова К.В. Об установлении надежности рядов уровенных наблюдений в устьях рек гидрологическими методами (на примере устьевой области Дуная). Труды ГОИН, 1964, вып.78.
6. Симонов А.И. Гидрология и гидрохимия вод приглубого устьевого взморья в морях без приливов. М., Гидрометеиздат, 1969.

ВКЛАД ТЕЛЕДЕТЕКЦИИ В НАБЛЮДЕНИЯ И ПРОГНОЗ
ЭВОЛЮЦИИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И СТОКА ТАЛЫХ
ВОД

Ильяна Сэндю, Станкэлие Джордже
Институт метеорологии и гидрологии
Бухарест - Румыния

REMOTE SENSING CONTRIBUTION FOR MONITORING
AND FORECASTING OF THE SNOW-COVER EVOLUTION
AND SNOWMELT

Abstract: Starting from the analysis of snowmelt runoff forecasting models parameters, the paper approaches the problem of Remote Sensing Contributions to the identification and quantitative-qualitative determination of the dominant variables in snow hydrology. This problem is of great interest: it offers the possibility of data gathering from the areas with reduced accessibility for data collecting conventional techniques; also, the airborne and satellite records used as input information have a principled particularity, that is the space and time integration of parameters which corresponds to the natural integration.

The specifically data extraction and analysis methods concerning the identification of snow cover in different conditions, its areal extent estimation and the possibility of the measuring snow-water equivalent by remote sensing, are discussed.

The reflectance spectra particularities was the source of the conclusions regarding the objects of interest and (of) their features.

BEITRÄGE DER FERNERKUNDUNG ZUR ÜBERWACHUNG UND PROGNOSE
DER ENTWICKLUNG DER SCHNEESCHICHTE UND DES VOM SCHMELZEN
DES SCHNEES STAMMENDEN WASSERABFLUSSES

Zusammenfassung: Von der Analyse der Parameter einiger Prognose-Modelle des vom Schmelzen des Schnees stammenden Wasserabflusses ausgehend, behandelt vorliegende Arbeit das Problem des Beitrages der Fernerkundung zur Identifizierung und qualitativen und/oder mengenmässigen Bestimmung der wichtigsten veränderlichen Faktoren der Schnee-

hydrologie. Dieses Problem bietet ein ausserordentliches Interesse, sowohl dank seiner Fähigkeit Informationen aus schwererreichbaren Gebieten für die konventionellen Datensammlung-Techniken zu erzielen, als auch dadurch dass die luftkosmische Information die grundsätzliche Eigenheit besitzt, die in der Integrierung in Raum und Zeit der Parameter besteht und der natürlichen Integrierung entspricht.

Es werden die spezifischen Auszugs- und Datenauswertungsverfahren besprochen, welche an die Identifizierung unter verschiedenen Bedingungen der Schneeschicht, an der Messung der mit Schnee bedeckten Oberfläche, an der Möglichkeit der Fernmittlung der Wasserreserve gebunden sind.

Die Schlussfolgerungen bezüglich der hier in Frage kommenden Gegenstände und deren Eigenschaften, basierten sich auf die Eigenheiten des Spektrums der Reflektanz dieser Gegenstände und die Variation des Spektrums welche von bestimmten Faktoren verbracht wurde, hat die Veränderung letzterer angegeben.

I. ВВЕДЕНИЕ

Для оценки запасов воды в снежном покрове, в целях её эффективного и рационального использования, особое значение имеют наблюдения во времени и пространстве состава, состояния и эволюции снежного покрова.

Функциональные связи, замеченные между динамикой истощения снежного покрова и гидрографом стока говорят о том, что наблюдение характеристик снежного покрова представляют особый интерес, особенно, в период таяния.

В настоящей работе представлены некоторые результаты, полученные при применении теледетекции при наблюдениях снежного покрова и определении параметров моделей таяние снега-сток.

При рассмотрении этой темы мы основывались на особой важности применения теледетекции, особенно там, где требования однородности и распространения являются основными по сравнению с требованиями точности. Это потому, что как известно, воздушные и спутниковые датчики выдают снимки относительно воздушной и водной среды, помогая тем самым при наблюдении взаимосвязанных реляций между различными физическими параметрами, а также при наблюдении изменений, вызванных природными явлениями или деятельностью человека. Кроме этого, потенциал получения данных для компенсации потери информации, вызванных несовершенством настоящих систем получения данных гидрометеорологической сети.

дистанционные системы наблюдений требуют и изменения масштабов и нового типа информации относительно окружающей среды. "Детекция" в этом случае касается оценки среднего значения переменной величины на определённой площади, путём анализа характеристик радиации, полученных с этой площади. В теории электромагнитных волн, эти характеристики представлены членами, содержащими информации о частоте, амплитуде, поляризации и фазе волн. Многоспектральный сканер на спутнике ЛАНДСАТ или воздушные фотокamеры используют высотную информацию (интенсивность) — также то, как она изменяется по избранным частотным каналам.

Гидрометеорологические процессы, являются феноменами во времени и пространстве, в то время, когда условные измерения, делают их пунктуально-временными в пространстве. Средние величины площади, входящие в модель, полученные по текущим пунктуальным измерениям из имеющейся сети обрабатываемых данных, недостаточно точны. В этих случаях, система теледetection может дать более точную информацию. Данные, выдаваемые этой системой, носят особый характер, являясь объективными наблюдениями нового типа, но при использовании с обычными данными, увеличивают ценность информации.

2. АНАЛИЗ И ОБРАБОТКА ДИСТАНЦИОННОЙ ИНФОРМАЦИИ В ЦЕЛЯХ НАБЛЮДЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА

2.1. Получение информации, касающейся распространения снежного покрова по площади

Протяженность распределения снежного покрова является одной из наиболее часто используемых переменных в моделях, связанных с таянием-стоком. Отсутствие достаточной информации, относящейся к этой переменной, привело к использованию аэрофотоснимков, а также спутниковых снимков. Процесс получения информации по снимкам проводился по нескольким этапам: полученный снимок накладывался на основную карту необходимого масштаба при помощи оптических устройств типа интерпретоскопа и ясной камеры, определяющих интересующую нас поверхность. Затем на снимках распознавалась и делимитировалась площадь, покрытая снежным покровом. Это было получено путём сравнения вариации спектрально радиации для волн различной длины (различные полосы для снимков полученных со спутника ЛАНДСАТ), а также при сравнении с другими объ-

ективами почти с такой же отражаемостью.

Когда световые контрасты на границе площадей, покрытых снегом и свободных от снега, были значительными, контур снежного покрова определялся очень ясно.

В процессе интерпретации фотографий, особые ситуации возникают при делimitации площадей, покрытых снежным покровом и облаками, когда площади, покрытые снежным покровом находятся в тени, в лесу или в случае различной подстилающей поверхности.

Проблема разграничения облачности и снежного покрова является довольно сложной из-за их сильной отражаемости. Решение этого вопроса потребовало использования дополнительных характеристик относительно различной структуры облачности (рис.1). Основной характеристикой для распознавания площадей, покрытых снежным покровом являлись (озёра, реки, долины другие реперы), контуры которых подчёркиваются снежным покровом. Другая черта распознавания основывалась на различии структуры и текстуры облачных полей и снега, что ясно видно на спутниковых снимках. Так, облачность обычно характеризуется сильно развитыми системами, волокнистыми, а снежные поля сохраняют форму рельефа. Кроме этого, характеристики снимка снежного покрова более устойчивы, чем облачно...

За исключением одного периода после снегопада, т.е. пока снег остаётся на деревьях, на спутниковых снимках было невозможно отличить снег в густых лесах. Этот вопрос можно было бы решить изучением просветов, но это требует большой разрешительной способности аппаратуры. На аэрофотоснимках разграничение облегчалось большей разрешительной способностью и возможностью стереоскопического наблюдения.

Разграничение снега от других объектов или различных типов и условий появления снега, в виду оценки и картографирования площади, имеет в своей основе анализ сигнатур изучаемых объектов окружающей среды. Определение сигнатур проводилось прямо на денситограмме, в значениях плотности почернения плёнки или прозрачности, или при помощи кумулятивных кривых или "решающих районов", составленных на основе измерений в двух спектральных интервалах. Также анализировались многоспектральные корреляции, характерные для каждого типа объективов (рис.2.2).

Следующим этапом распознавания и разграничения площади, покрытой снежным покровом, является картирование.

Проблема картирования потребовала учёта физикографических условий при наличии снега. В равнинных местностях и на возвышенностях, с

округленными вершинами, выявление площади, покрытой снежным покровом, было возможно путём проведения ограничительной линии на кальке, накладываемой на фотографию (по возможности на увеличенный снимок) и ручное планиметрирование.

Трудности, вызванные изрезанным и неравномерно покрытым растительностью рельефе (особенно лесами) при определении линии контура снега, потребовали применения других методов, таких как например, косвенное получение площади, покрытой снежным покровом по средней высоте линии снега в бассейне. Эта высота, определённая с точностью в некоторых зонах, где вид снежного покрова ясный, была переведена в площадь, покрытую снегом путём использования кривой площадь-высота для изучаемого бассейна. Этот метод является скоростным, исключает возможность интерпретации для ситуаций, в которых линия снега проходит через леса или затенённые участки и является довольно точным методом.

Когда снежный покров неравномерно покрывает поверхность (снег покрывает пятнами - особенно в период таяния) обратились к методу обработки конвертором аналог/дигитал/аналог. Этот метод, основанный на подразделении плотности, осуществляет отделение снега от других типов поверхности по выбранному уровню отражаемости. Дигитальный снимок зон одинаковой отражаемости афишируется системой на чёрно-белом или цветном экране, и отдельно величина площади, занимаемой этими зонами (в относительных величинах - число элементов снимка).

Проблема потребовала отдельного рассмотрения в зависимости от величины изучаемого бассейна, необходимой точности и повторяемости, а также типа и масштаба имеющихся регистраций.

2.2. Характеристика состояния снежного покрова и некоторых физических параметров, при использовании дистанционной информации

Изучение радиационных свойств снежного покрова и их связи с его физическими характеристиками, позволяет определить состояние снежного покрова в различные фазы.

На основе многоспектральных снимков, полученных со спутника ЛАНДСАТ в полосе $0.4-1.1 \mu$ микрон (ближний видимый - инфракрасный спектр) была получена информация относительно активных зон в процессе таяния. Процесс обнаружения для распознавания площадей, покрытых таящим снегом имеет в своей основе явление абсорбции, мгновенной радиации в полосе близкой к водной плёнке толщиной менее 1μ м, находящейся на сне-

зашей поверхность. Это приводит к снижению отражаемости в ИК диапазоне к этим зонам (рис.3).

Что касается других переменных, характеризующих снежный покров, благодаря тому, что радиационные характеристики (альбедо и отражаемость) связаны с состоянием поверхности, они не могут быть хорошо скоррелированы только с физическими свойствами верхнего горизонта снежного покрова (~10 см), что не позволяет использовать эти величины для определения на расстоянии толщины снежного покрова (только до высоты 30 см), плотности и равновесия содержания воды. Только использование микроволновых сенсоров позволит определить на расстоянии эквивалент в содержании воды.

Процесс интерпретации радиационных характеристик, отражаемых на снимках видимых и ближних ИК основывался и на калибровочных измерениях, проведенных на поверхности (табл.1) и по данным, касающимся снежного покрова, полученным из сети.

2.3. Наблюдения за эволюцией снежного покрова

Для определения запасов воды в снежном покрове потребовались наблюдения в пространстве и во времени, состояния и эволюции снежного покрова.

В этом смысле, методы теледетекции очень эффективны.

Исследования снежного покрова в одном из бассейнов, а также его роли в процессе стока, указывают на некоторые корреляции, которые могут применяться между динамикой истощения снежного покрова, объёмом отдачи воды и стоком. Наблюдение во времени площади покрытой снегом, очень важно главным образом в горных бассейнах, где площадь понижается постепенно, в зависимости от высоты, различной ретенции от элементов и от различия покрытия снежным покровом.

Основываясь на том, что постепенное снижение площади, покрытой снегом во время таяния, вызвано двумя причинами:

- неравномерное распределение снежного покрова и общее повышение снежного покрова с высотой;

- таяние снежного покрова на различных участках бассейна изменяется в зависимости от высоты и экспозиции.

Кривые снижения во времени площади, покрытой снегом в гидрографическом бассейне или в гидрологической единице имеют характерную форму, аналитическое выражение которой дано Леафом (1967 г.).

Эти характерные кривые были определены при помощи дистанционной информации, для бассейна реки Арджеш и для некоторых его подбассейнов (рис.4). Затем, эти кривые использовались для оценки путём интерполяции ежедневных значений покрытия снегом, Судучи необходимыми для применения выбранной модели (модель Ранго-Мартинес - 1979 г.).

Оме этого, они использовались для оценки интенсивности таяния, для оценки сезонного стока и максимальных запасов.

Для определения кривых истощения во времени снежного покрова, а также для наблюдения за его состоянием и развитием, особое значение, кроме качества регистрации, имело покрытие бассейна фотографиями и их повторяемость.

Тогда, когда таяние снежного покрова отклоняется от законов зональности, при помощи цифровой техники обработки были выявлены на снимках волны с возможностью большей задержки, что объяснялось запаздыванием образования максимального стока.

Из проведённых обработок и анализа было замечено, что наблюдения при помощи спутников и самолётов позволяют анализировать запасы с точки зрения различных условий отложения и различных условий, в которых протекает таяние.

3. ВКЛАД ТЕЛЕДЕТЕКЦИИ В МОДЕЛИРОВАНИЕ ФЕНОМЕНА ТАЯНИЕ СНЕГА-СТОК

Большинство моделей, используемых в настоящее время, были получены до того, как данные, полученные с самолётов использовались в широких масштабах.

Точечные данные, получаемые из имеющейся гидрометеорологической сети, были включены в процесс интегрирования и оперативного анализа.

Важной характеристикой любой гидрологической модели является масштаб модели: горизонтальный масштаб (данные о величине бассейна), вертикальный масштаб (пример горизонта почвы и снежного покрова) и временной масштаб. Для использования данных наблюдений хотелось бы, чтобы масштаб их согласовывался с масштабом модели.

С незначительными структурными изменениями, некоторые из имеющихся моделей могут более успешно использоваться с применением данных, полученных при помощи дистанционных сензоров. Эти данные могут использоваться как входные значения для различных моделей, так и для актуализации состояния моделей. Переменные состояния для общего параметра

модели дают информацию о средних условиях по бассейну, одной или нескольких составляющих гидрологической системы.

В последние годы, одновременно с усовершенствованием технических характеристик сензоров (увеличение разрешающей способности, повторяемости и т.д.), с увеличением количества и улучшением качества данных. Были разработаны новые модели, относящиеся к процессу таяние-сток для использования новых источников данных.

Коллектив специалистов нашего института усовершенствовал ряд оперативных методов, позволяющих по самолётным и спутниковым снимкам (ЛАНДСАТ) выявлять, главным образом, переменные по площади: площадь снежного покрова в различные периоды развития, степень покрытия почвы, водозадерживающая способность снега и т.д.

Учитывая тот факт, что поток дистанционной информации в настоящее время незначителен и, что система обработки находится в экспериментальной фазе, наше внимание было сосредоточено на использовании модели Ранго-Мартинес (1979 г.) на воспроизведении ежедневного стока из талого снега в верхнем бассейне р. Арджеш. Эта относительно простая модель, в качестве входных данных использует данные о поверхности снега и данные условных измерений осадков и температуры. В этой модели, изменение поверхности, покрытой снежным покровом, очерченной характерными кривыми снижения, является основным в воспроизведении процесса таяние-сток.

Отсутствие данных о температуре и осадках для высот более 800 м, даёт возможность применения модели только в двух подбассейнах, для которых имеется необходимый минимум данных. Другой трудностью явилось отсутствие данных о средних ежедневных расходах в природном режиме, зная тот факт, что Арджеш, а также и большинство его притоков имеют сток в благоустроенном режиме.

Учитывая вышесказанное, для применения модели были выбраны бассейн р. Доамней, с закрывающим створом в Дырмэнешти и бассейн р. Капра, с закрывающим створом в конце озера Видрару (в природном режиме стока). Часть полученных результатов представлена в табл.2.

Можно было бы получить большую точность данных, если бы были данные температуры и осадков для каждого уровня высоты.

Кроме этого, для оптимизации операции модели необходимо получение данных с ЛАНДСАТ для всего ряда траекторий спутника за зимне-весенний период, их быстрая-обработка для актуализации кривых истощения снежного покрова.

Попытка применения модели доказала эффективность воздушных данных и спутниковых данных по площади покрытия снегом и её динамике, что не тресует большого числа образцов с почвы, особенно, в период таяния снега.

На основе полученных результатов продолжают эксперименты в бассейне р. Гистрица, карпатский бассейн, характерный для восточной области страны (Ардеш-бассейн, характерный для южной зоны страны).

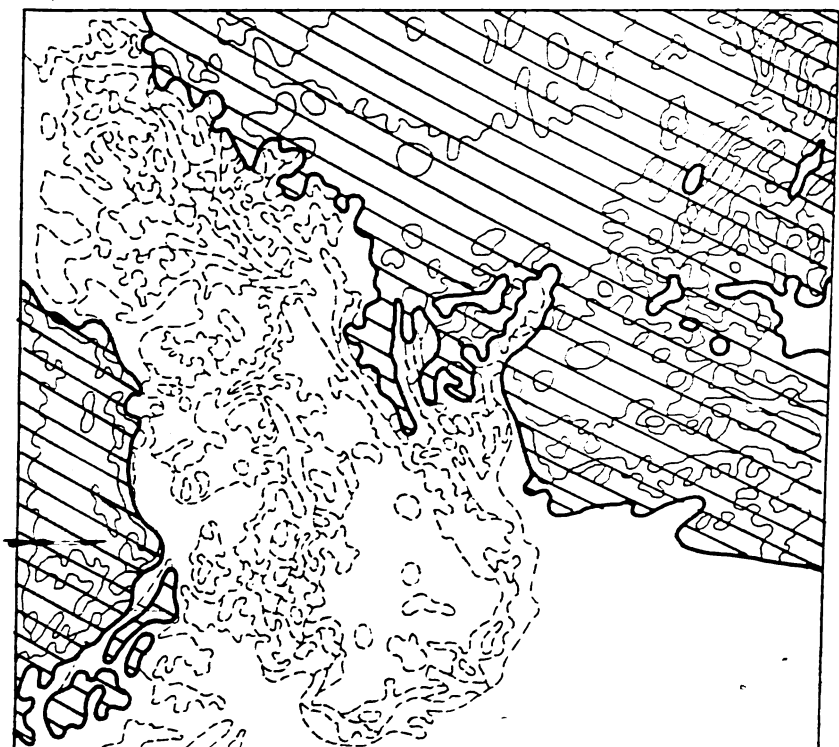
4. ВЫВОДЫ

Можно сказать, что использование дистанционной информации для наблюдения за развитием снежного покрова и для получения некоторых параметров моделей прогноза стока талого снега, безусловно имеет ряд достоинств, связанных с качеством и количеством данных наблюдений, а также быстротой и эффективностью.



Хотя в этой фазе информация, связанная с гидрологией снега, полученная по самолётным и спутниковым снимкам, ограничивается только величинами площади, можно считать, что полное использование настоящего потенциала, относительно оперативной техники обработки и анализа, сможет улучшить деятельность в области наблюдения и прогноза явления, связанных с таянием снега.

Эксплуатация этого потенциала тресует увеличения потока дистанционной информации, а также лучшей корреляции с наземными данными.

Моделирование процесса таяния снега-стока можно улучшить использованием дистанционных данных, учитывая тот факт, что они являются данными, полученными в реальное время, для динамических условий, как протекают процессы в природных условиях.



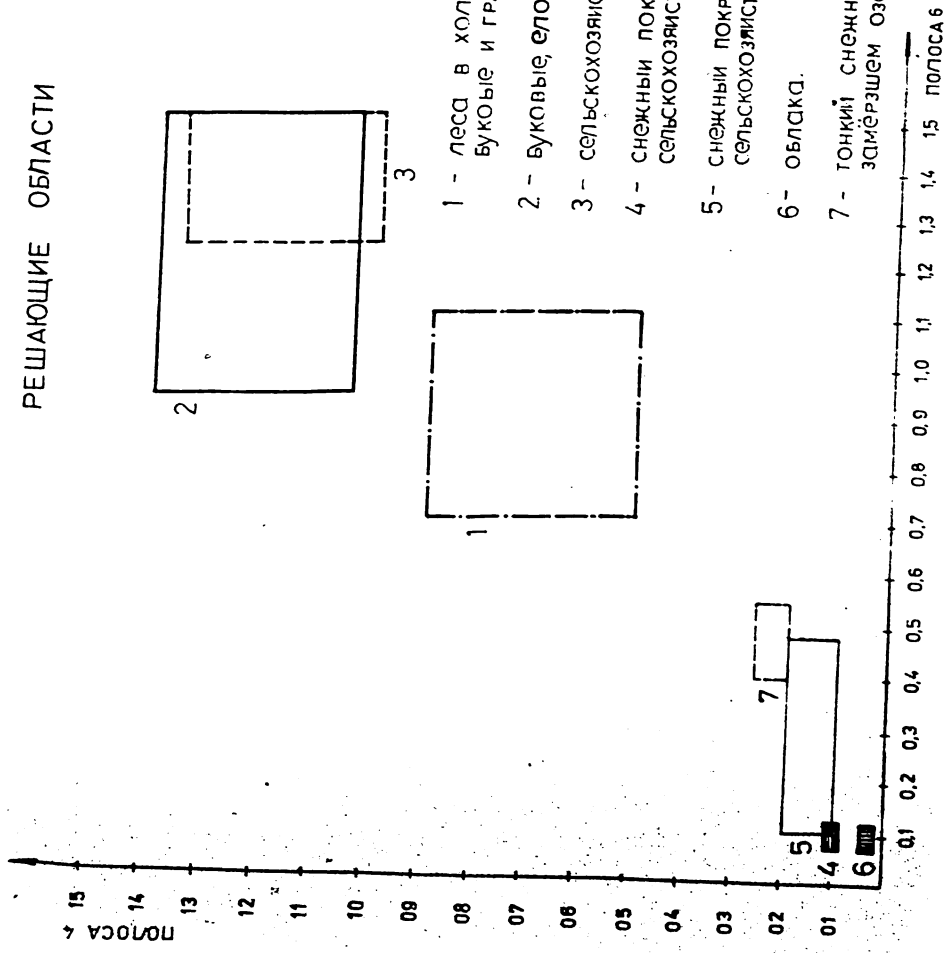
КАДР 196/29 за 27.02.1976г. ПОЛОСА 5

снег  облака 

Поле облачности, ограниченное северностью,
покрыто снежным покровом.

рис. 1

РЕШАЮЩИЕ ОБЛАСТИ

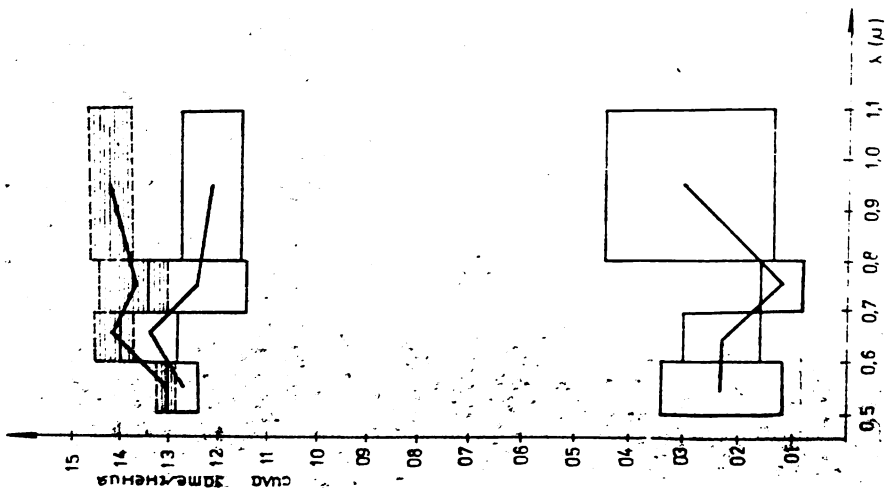
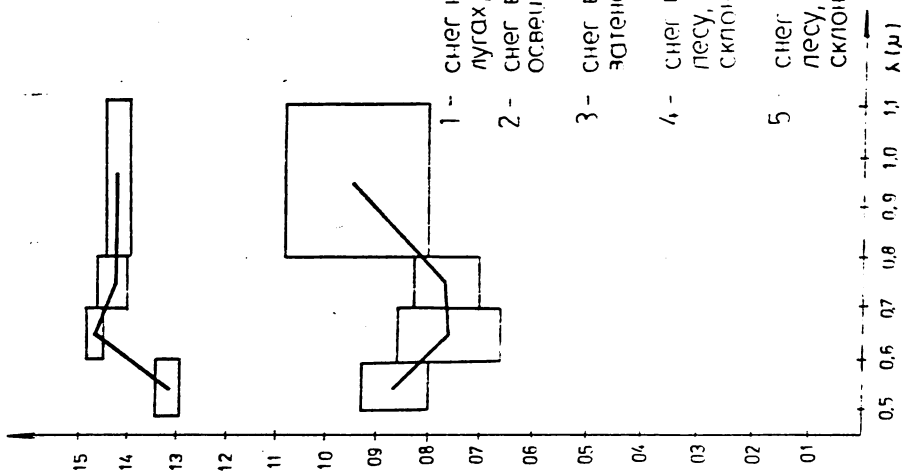


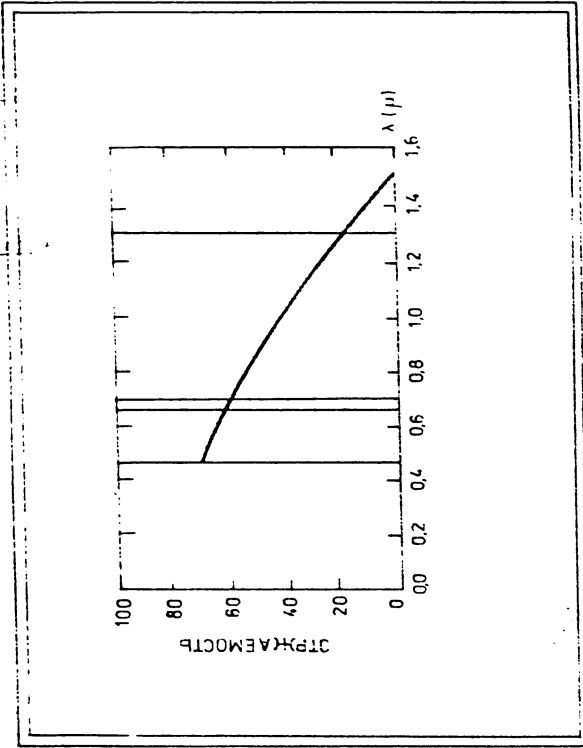
1 585 -

- 1 - леса в холмистых областях, буквые и грабовые;
- 2 - буквые, еловые и сосновые леса
- 3 - сельскохозяйственные угодья
- 4 - снежный покров высотой 16-20 см над сельскохозяйственных угодьях
- 5 - снежный покров высотой 6-10 см над сельскохозяйственных угодьях
- 6 - облака.
- 7 - тонкий снежный покров над замерзшем озере.

рис. 2

МНОГОСПЕКТРАЛЬНЫЕ КРИВЫЕ





Снижение отражаемости таящего
 снега в полюсе ик близкой
 (по Мёллеру, 1977)

рис.3

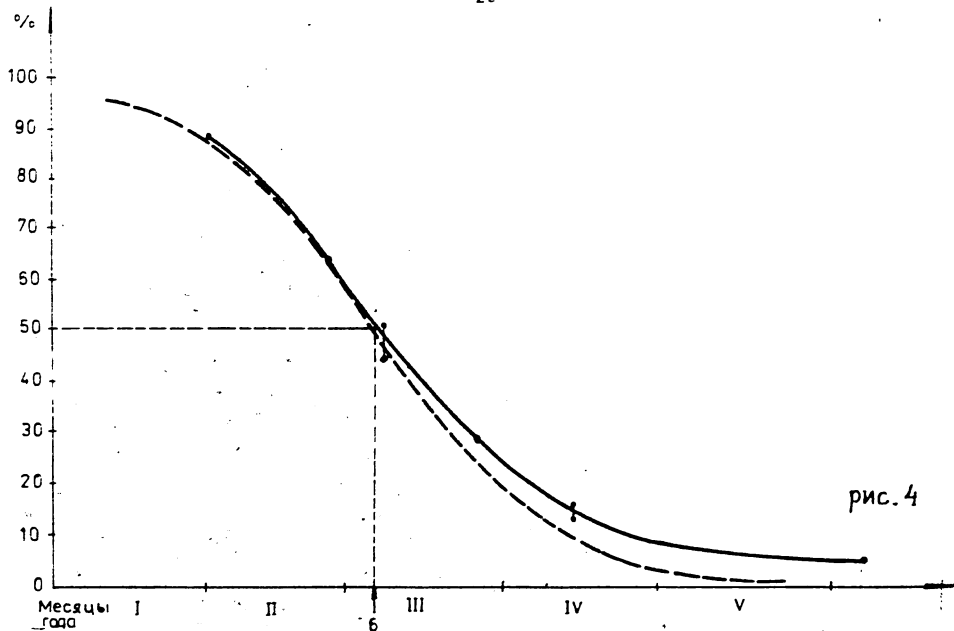
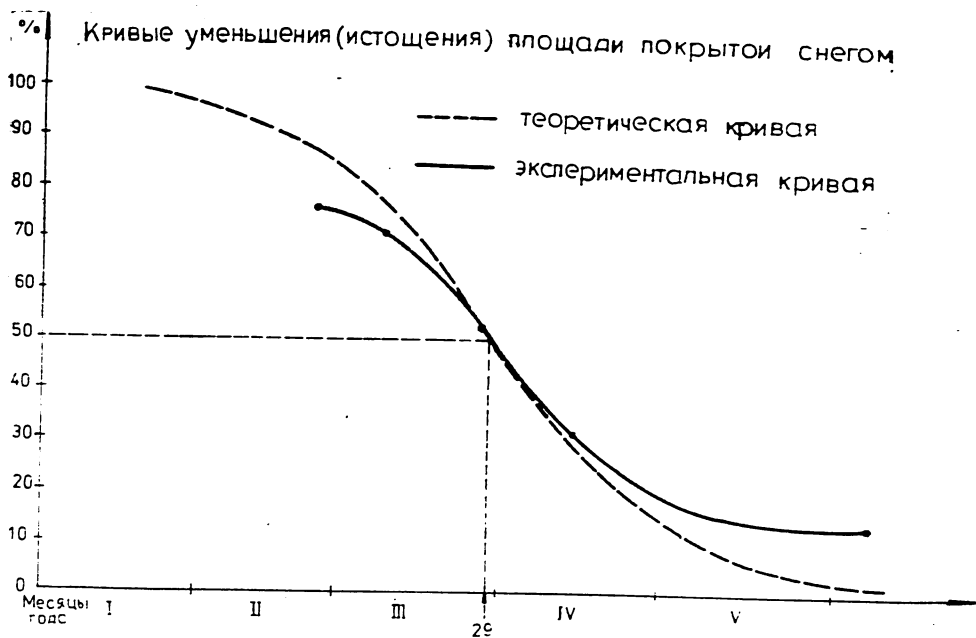


рис. 4

Таблица 1. Значения альбедо и потока отраженной радиации по полдням отыскам (Февраль и март)

№	поток отражен- ной ради- ации (кал/см ² мин)	Альбе- до по вер- тика- льной поверх- ности	Свдоц в гра- дусах	Экспо- зиция скло- на	Высота солнца ()	Высота сне- жного по- крова (см)	Покрывито облаками	Замечания
1	0.370	47	10	0	33	12 - 18	7/9	Влажный снег, покрытый ледяной коркой
2	0.350	57	5	0	32	9 - 14	7/8	" "
3	0.320	60	12	0	30	16 - 20	7/8	" "
4	0.735	84	22	11В	32	15 - 119	необлачно задулованно	Слажавшийся снег, с ледяной коркой
5	0.537	55	19	ВСВ	36	23 - 30	1/8 (слабый туман)	" - + ветер
6	0.527	53	19	ВСВ	36	26 - 34	1/8	" - + ветер
7	0.462	66	5	0	26	34 - 50	(безоблачно)	Слажавшийся снег
8	0.530	71	0	-	29	45 - 54	3/8 (дымка)	Замороженный снег + слабый ветер
9	0.760	71	5	ВСВ	34	38 - 40	5/8	" "
10	0.880	74	0	-	35	30 - 32	6/8	" "
11	1.464	88	0	-	34	25 - 30	полное	Теплый снег; преимущественно дождь, солнце
12	0.740	60	0	-	28	25 - 30	" "	Теплый снег, слабое солнце
13	0.393	72	0	-	30	25 - 30	" "	" - + сильный ветер
14	0.105	27	0	-	32	2 - 3	" "	" "
15	0.085	30	0	-	30	2 - 3	" "	Теплый снег; листьями на траве
16	0.110	27	0	-	23	-	" "	" "
17	0.070	30	0	-	23	-	7/8 (дымка) 7/8 (дымка)	Лёд (заморожен плохо) Ледяной туман, окруженное туманом снегом

Таблица II. Расчёт расходов пролёзов по модели Мартинекса (интервал прогноза I день) для бассейнов рек Ргул Доамней, гидрометрический пост Дырмэншти) и Капра (гидрометрический пост Капра)

Гидрографический бассейн	Дата	P (см)	T (°C)	T _в (°C)	A (см/°C) %	С	К	Q расч. (м ³ /с)	Q изм. (м ³ /с) (м ³ /с)	%
Ргул Доамней	09.03	0.05	3.0	0.09	70	0.3	0.85	12.9	8.7	
	10.03	0.22	3.0	0.09	69	0.9	0.85	12.9	10.1	+2.8 27
	11.03	0.31	3.5	0.10	69	0.4	0.75	14.5	12.2	+2.3 19
	12.03	-	-	-	-	-	-	24.9	26.4	-1.5 5.6
	18.03	0.63	1.5	0.10	62	0.3	0.8	-	17.5	
Капра	19.03	0.32	4.5	0.10	62	0.35	0.8	19.9	21.6	-1.7 7.8
	20.03	-	-	-	-	-	-	29.7	24.6	+5.4 22
Капра	10.03	0.0	4.0	0.09	100	0.3	0.8	1.99		
	11.03	0.0	4.2	0.10	100	0.4	0.75	4.01	3.08	+0.9 30
	12.03	-	-	-	-	-	-	7.02	7.91	-0.9 11
	05.05	1.4	3.7	0.15	38	0.4	0.8	5.05		
	06.05	1.3	3.0	0.15	38	0.4	0.8	7.10	6.02	+1.1 16
Капра	07.05	1.1	3.4	0.15	37	0.4	0.75	7.50	8.84	-1.3 15
	08.05	-	-	-	-	-	-	9.98	10.6	-0.6 6

P - средние осадки по бассейну а - фактор град./день С - коэффициент стока Q - расход
T - средняя температура по бассейну А - площадь, покрытая снегом К - коэффициент регрессии - ошибка

VIII.

ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

**EINSCHÄTZUNG GENAUIGKEIT DER HYDROLOGISCHEN
VORHERSAGEN**

ASSESSMENT OF HYDROLOGICAL FORECASTING ACCURACY

1950

1950

1950

1950

1950

МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ДОСТОВЕРНОСТИ ВВУТРИРЯДНЫХ СВЯЗЕЙ В ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАКРОПРОЦЕССАХ

Шелутко Владислав Аркадьевич, Гутниченко Вера Георгиевна
Ленинградский гидрометеорологический институт, Ленинград, СССР

Рассматривается один из важнейших и спорных вопросов современной гидрологии, связанный с оценкой достоверности внутриврядных связей в геофизических макропроцессах. На основе моделирования методом Монте-Карло построены доверительные интервалы выборочных значений корреляционных функций при различных уровнях значимости для математических моделей по схеме случайной величины и простой цепи Маркова. Для непосредственной оценки достоверности внутриврядных связей предлагаются два метода. Первый из них основан на расчете и анализе числа попаданий ординат корреляционных функций группы рядов наблюдений исследуемого процесса в критическую область гипотез об отсутствии внутриврядных связей или наличии связей только смежных значений. Второй метод основан на анализе гистограмм значений ординат корреляционных функций множества рядов наблюдений. Оба предлагаемые метода являются достаточно объективными, основываются на числовых показателях и позволяют получить обоснованные данные о достоверности внутриврядных связей вообще для данного рассматриваемого процесса.

METHODS OF RELIABILITY ESTIMATION OF IN-ROW RELATIONS IN GEOPHYSICAL LARGE-SCALE PROCESSES

The paper studies one of the most important and controversial problems of hydrology connected with the reliability of in-row relations in geophysical large-scale processes. The application of Monte-Carlo method of simulation made it possible to construct confidence intervals of correlation functions selective values at different significance levels for mathematical models by the random quantity scheme and Markov's simple chain. Two methods of direct reliability estimation of in-row relations are proposed. The first one is based on the computation and analysis of number hit ordinate of correlation functions of group series observations of the process under investigation into critical region of absence in-row relations or availability of only contiguous values hypothesis. The

second method is based on the analysis of the histograms of correlation functions of ordinates values of the cloud of observation rows. Both methods are sufficiently objective, they base on numerical indexes and allow to get valid data concerning the reliability of in-row relations in general for the process under investigation.

DIE METHODEN DER EINSCHÄTZUNG DER SICHERHEIT DER INNEREN REIHENZUSAMMENHÄNGE IN GEOPHYSISCHEN VORGÄNGEN

Betrachtet wird eine der wichtigsten und umstrittensten Fragen der modernen Hydrologie die mit der Einschätzung der Sicherheit der inneren Reihenzusammenhänge in geophysischen Vorgängen verbunden ist. Auf Grund der Modellierung mit der Monte-Carlo Methode wurden Sicherheitsintervalle für Stichprobenwerte der Korrelationsfunktionen bei verschiedenen Signifikanzniveaus für mathematische Modelle nach dem Schema zufälliger Groben und der einfachen Markowkette. Um unmittelbar die Sicherheit der inneren Zusammenhänge werden zwei Methoden vorgeschlagen. Die erste beruht auf der Berechnung und Analyse der Anzahl der Ordinaten der Korrelationsfunktionen einer Gruppe von Beobachtungsreihen des zu untersuchenden Vorganges, welche in den Ablehnungsbereich der Hypothese über das Fehlen der inneren Reihenzusammenhänge oder über die Anwesenheit der Zusammenhänge nur anliegender Werte fallen. Die zweite Methode beruht auf der Analyse von Staffeln Bildern der Ordinatenwerke der Korrelationsfunktionen einer Menge von Beobachtungsreihen. Beide Methoden sind objektiv genug, sie beruhen auf Zahlenmerkmale und ermittelte begründete Angaben über die Sicherheit der inneren Reihenzusammenhänge im allgemeinen für einen gegebenen Vorgang.

Методы и результаты исследования геофизических макропроцессов во многих отношениях определяются характером их внутрирядных связей. Так, если внутрирядные связи отсутствуют, то в целях исследования используется аппарат теории случайной величины; при наличии связи между смежными значениями стока, разделенными периодом в 1,2 максимум 3 года, обычно используется математический аппарат простой цепи Маркова; и наконец, при наличии связи между значениями стока, разделенными периодом большим, чем 3 года, может быть использован математический аппарат сложной цепи Маркова. В качестве основной характеристики внутрирядной связи в практике гидрологических исследований обычно используется выборочная корреляционная функция $\tilde{z}(\tau) / I$. Как правило, значения $\tilde{z}(\tau)$, рассчитанные по временным рядам значений геофизических макропроцессов при сдвигах τ от 1 до 30 лет редко превосходят 0,3-0,4. Так как объем информации по конкретным рядам крайне ограничен, то ошибки расчетов значений $\tilde{z}(\tau)$ могут быть очень большими. Указанное обстоятельство в значительной степени осложняет анализ внутрирядных связей и является причиной различных мнений об их достоверности вообще.

В соответствии с принятой в гидрологических исследованиях терминологией внутрирядные связи считаются достоверными, если их появление не может быть разумно объяснено флуктуацией выборочных оценок при равенстве действительных значений $Z(\tau)$ нулю.

Методы оценок достоверности внутрирядных связей по корреляционным функциям, используемые в настоящее время, к сожалению, имеют серьезные недостатки, приводящие во многих случаях к неопределенности результатов исследования, а следовательно и к появлению противоречивых мнений о структуре геофизических макропроцессов. Так, во-первых, методы построения доверительных интервалов выборочных значений корреляционных функций, особенно простой цепи Маркова, являются приближенными. Во-вторых, используемые характеристики корреляционных функций описывают какую-либо одну их сторону и не учитывают другие. Наконец, при оценке достоверности существующими методами в стороне остается тот факт, что $Z(\tau)$ представляет собой последовательность коэффициентов корреляции при различных сдвигах τ и поэтому оценка её должна производиться по отношению к группе испытаний, количество которых равно m , где m — максимальный временной сдвиг.

Учитывая перечисленные недостатки в данном случае предлагаются новые методы оценки достоверности внутрирядных связей, основное назначение которых заключается в выявлении общего отличия характера внутрирядных связей исследуемых процессов и выборок значений случайной величины и простой цепи Маркова.

В первом методе в качестве числовой характеристики внутрирядной связи используется число попаданий значений корреляционной функции $Z(\tau)$ ($\tau=1, 2, \dots, 30$ лет) в критическую область (в дальнейшем для краткости — число выбросов), построенную для гипотез H_0 (отсутствие внутрирядной связи) и H_{02} (отсутствие внутрирядной связи при $\tau > 3$ лет). В отличие от других эта характеристика дает представление о всей совокупности значений $Z(\tau)$. В качестве критерия достоверности гипотез H_0 и H_{02} используется равенство математических ожиданий и согласие законов распределения числа выбросов значений корреляционных функций исследуемых процессов и рядов значений случайной величины и простой цепи Маркова.

Учитывая недостатки принятых аналитических методов построения доверительных интервалов, в данном случае для их построения использовался метод статистических испытаний (метод Монте-Карло) [3]. При этом принималось $\bar{x}=0$, $\sigma_x^2=1$, $C_y^2=2C_y$ и $4C_y$. Длина выборок назначалась равной 60, 70, 80 и 100 лет. Для каждой математической модели

(случайный ряд и простая цепь Маркова), а также значения τ и z , ($z = 0; 0,3; 0,6$), где z значение $z(\tau)$ при $\tau=1$, моделировалось 5000 выборов, по которым затем рассчитывались корреляционные функции. Полученная совокупность эмпирических корреляционных функций использовалась для построения кривых обеспеченностей выборочных значений $z(\tau)$ при всех τ . В соответствии с назначенным уровнем значимости α в 5 и 10% по кривым обеспеченностей определялись значения $z^*(\tau)$ обеспеченностей в 2,5; 5,0; 95,0; 97,5, по которым затем строились доверительные границы ординат корреляционных функций для различных τ . Сопоставление полученных доверительных границ $z^*(\tau)$ с их значениями, рассчитанными аналитическим методом, показало, что при $z=0$ они практически совпадают, а при $z=0,3$ и $0,6$ они совпадают при больших значениях τ ($\tau \geq 20$ лет) и несколько различаются при $\tau < 20$ лет. Различие доверительных границ объясняется, по-видимому, тем, что в аналитических формулах не учитывается отрицательное смещение ординат выборочных корреляционных функций и асимметричность их распределения относительно среднего значения.

Теоретическое число выбросов ординат выборочных корреляционных функций значений случайной величины и простой цепи Маркова может быть рассчитано исходя из следующих простых соображений. Пусть α - уровень значимости или иначе вероятность попадания значений $z^*(\tau)$ в критическую область при равенстве действительных её значений нулю (при $\tau=1,2,\dots,30$ или $\tau=4,5,\dots,30$, соответственно для ряда значений случайной величины и простой цепи Маркова). Каждое значение $z^*(\tau)$ рядов значений случайной величины и простой цепи Маркова (при $\tau > 3$ лет) может быть представлено как результат независимых испытаний $/I/$. Отсюда вероятность попадания в критическую область k и больше значений может быть определена по формуле

$$P_{k,m} = 1 - \sum_{j=0}^{k-1} P_{j,m} = 1 - \sum_{j=0}^{k-1} C_m^j \alpha^j (1-\alpha)^{m-j} \quad (1)$$

Графическое изображение функции $P_{k,m}$ для двустороннего уровня значимости в 10% в виде кривой обеспеченностей представлена на рис.1. Значения математического ожидания

$$m_k = \sum_{k=1}^{\infty} k P_{k,m} \quad (2)$$

и дисперсии

$$D_K = \sum_{K=1}^c (K - m_K)^2 P_{K,m} \quad (3)$$

числа попаданий в критическую область ординат $Z(\tau)$ ряда значений случайной величины при уровне значимости в 10% для $m=30$ представлены в таблице

Характеристика распределения числа выбросов K в критическую область при $\alpha=10\%$

Законы распределения	m_K	D_K	t^*	$t_{KP}^{(1)}$	F^*	$F_{KP}^{(1)}$
средний годовой сток						
теоретический	2,98	2,62				
по всем рядам	3,87	3,46	4,46	1,67	1,32	1,39
по однородным рядам	4,10	3,73	4,94	1,68	1,42	1,44
по неоднородным рядам	3,07	1,53	0,22	1,69	1,71	2,06
максимальный сток						
теоретический	2,98	2,62				
по всем рядам	3,60	4,31	2,10	1,67	1,65	1,42
по однородным рядам	3,82	4,65	2,42	1,68	1,77	1,46
по неоднородным рядам	2,73	2,02	0,58	1,80	1,29	2,41

1) t_{KP} и F_{KP} — соответственно статистики распределения Стьюдента-Госсета и Фишера при двустороннем уровне значимости в 10%

В качестве иллюстрации оценка числа выбросов проведена нами по 66 наиболее продолжительным рядам среднего годового и 64 рядам максимального стока. При этом определение числа выбросов производилось по доверительным интервалам гипотез H_{01} и H_{02} корреляционной функции каждого ряда, построенным описанным выше способом при двустороннем уровне значимости в 10% в соответствии с величиной Z_c . На основе полученных данных рассчитано число рядов, корреляционные функции которых имеют K выбросов ($K=0,1,2,\dots$) в критическую область и эмпирическая обеспеченность отдельных значений K . Оценка значимости среднего значения \bar{K} относительно математического ожидания m_K показала (табл.), что их расхождение существенно даже при уровне значимости $\alpha=0,1\%$, то есть весьма существенно. Для анализа согласия

законов распределения выбросов по рядам стока и их моделям на рис. I, наряду с теоретическими, представлены эмпирические кривые обеспеченностей числа выбросов в критическую область по рядам среднего годового стока при $\alpha=10\%$. Проверка согласия этих кривых с помощью критерия Пирсона χ^2 показала, что вероятность совпадения кривых обеспеченностей составляет менее $0,1\%$. Таким образом, проверка различий средних значений и законов распределения числа выбросов по рядам стока и его моделям показала, что гипотезы H_{01} и H_{02} для рядов среднего годового стока с большой степенью достоверности опровергаются.

Если исключить из исходных ряды неоднородные по среднему значению и дисперсии, то значения \bar{K} и D_K возрастают. Более существенным становится и их расхождение с величинами m_K и D_K (табл.). Возросло также различие эмпирических и теоретических кривых обеспеченностей (рис. I). Так, оценка согласия кривых обеспеченностей значений K корреляционных функций однородных рядов с теоретическими показала, что их расхождение существенно при уровне значимости $0,1\%$.

Результаты расчетов для аналогичной оценки внутрирядной связи в процессах максимального стока представлены в табл. Анализ значимости среднего значения $-\bar{K}$ относительно m_K и согласия эмпирических $P_{m,K}^*$ и теоретических $P_{m,K}$ кривых обеспеченностей (рис. I), выполненный по всем и только по однородным рядам полностью согласуется с результатами анализа среднего годового стока, правда, при несколько более высоких уровнях значимости. Однако и в этом случае расхождение характеристик выбросов рядов стока и названных математических моделей остаётся весьма существенными.

Таким образом, результаты оценки внутрирядной связи процессов среднего годового и максимального стока по числу попаданий ординат корреляционных функций в критическую область гипотез H_{01} и H_{02} показали, что выборочные корреляционные функции рядов среднего годового и максимального стока существенно отличаются от выборочных корреляционных функций случайного ряда и простой цепи Маркова. Это различие становится особенно существенным для однородных рядов стока.

Второй метод оценки достоверности дальних внутрирядных связей заключается в построении гистограмм значений корреляционных функций при сдвигах $\tau > 3$ лет совокупностей исследуемых рядов стока (для краткости назовем эти гистограммы эмпирическими) и сопоставлении

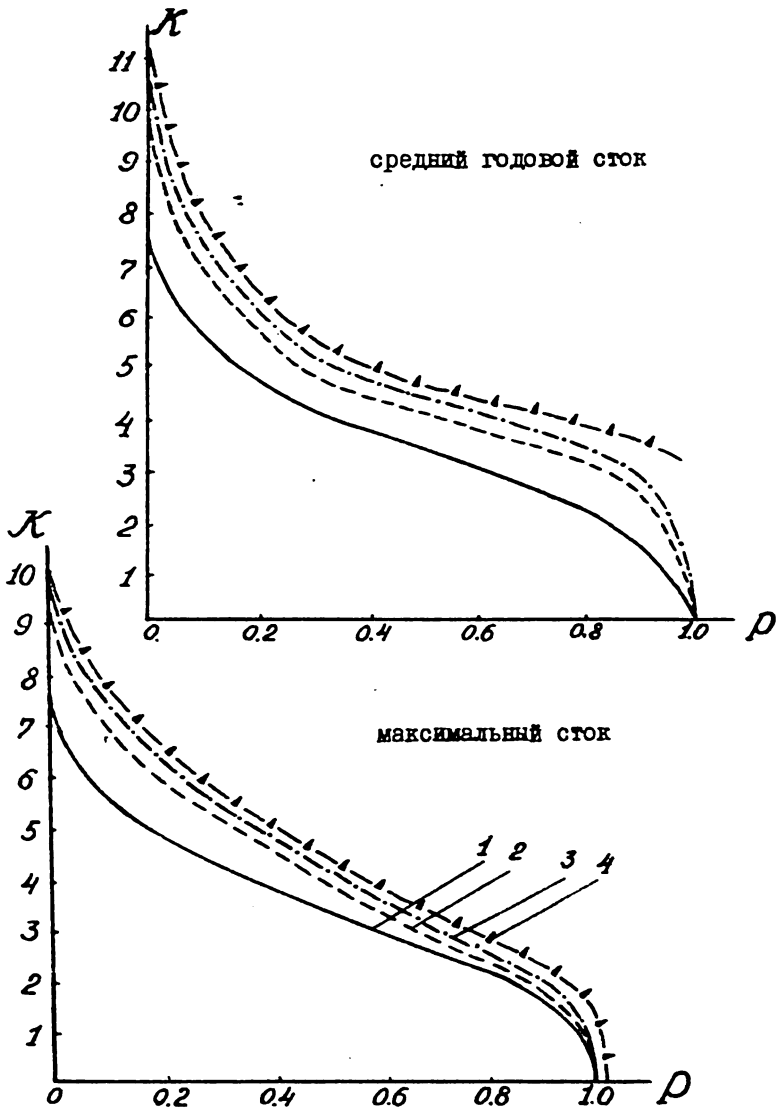


Рис. I Теоретические (1) и эмпирические (2—по всем рядам, 3—по однородным рядам, 4—по однородным рядам при $t_e > 6$) кривые обеспеченностей числа попаданий значений корреляционных функций в критическую область

их с гистограммой выборочных значений корреляционных функций, построенной по выборкам той же продолжительности при равенстве действительных значений $Z(\tau)$ нулю (назовем эту гистограмму теоретической). Если окажется, что эмпирическая гистограмма существенно отличается от теоретической (гистограммы нормального закона распределения / I,4 /), то нулевая гипотеза опровергается и следовательно, действительные значения корреляционных функций при $\tau > 3$ не равны нулю. В качестве исходных данных использовались названные выше однородные ряды стока с продолжительностью периода наблюдений больше 60 лет. Общий объем статистической совокупности значений корреляционных функций при $\tau > 3$ лет как для рядов среднего годового, так и максимального стока составил 1377 коэффициентов корреляции.

Построение эмпирических гистограмм осложняется тем, что ординаты корреляционных функций рассчитываются по выборкам различного объема $-n'$ ($n' = n - \tau$), то есть точность расчета их неодинакова. Для учета этого обстоятельства были построены графики зависимости $Z^*(\tau) = f(n')$, причем в значение n' вводилась поправка на связь смежных значений стока / 2 / при $z_j = 0,3$ равная 0,94, и доверительные границы при уровнях значимости соответствующих значениям коэффициентов корреляции (обозначим их через z_{α}) $-0,50; -0,45; \dots; 0; \dots; 0,45; 0,50$ при n' равном 25 лет для среднего годового и 30 лет для максимального стока. Определение эмпирической вероятности значений $Z^*(\tau)$ между доверительными границами для каждого j интервала $-D_j^*$ производилось по отношению числа значений ординат корреляционных функций в j -том интервале к общему количеству точек, равному 1377. Значения теоретической вероятности $-D_j$ в предположении, что действительные значения корреляционной функции при $\tau > 3$ лет равны нулю, рассчитывались как разность уровней значимости соответствующих граничных значений $z_{\alpha j}$.

По полученным значениям D_j и D_j^* в соответствии с указанными выше условными градациями значений $Z(\tau)$ были построены теоретические и эмпирические гистограммы распределения выборочных корреляционных функций среднего годового и максимального стока (рис.2). Численная оценка расхождения теоретических и эмпирических гистограмм по критерию согласия Пирсона χ^2 показала, что вероятность совпадения теоретических и эмпирических гистограмм в обоих случаях меньше 0,1%. То есть, исходя из нулевой гипотезы H_0 об отсутствии

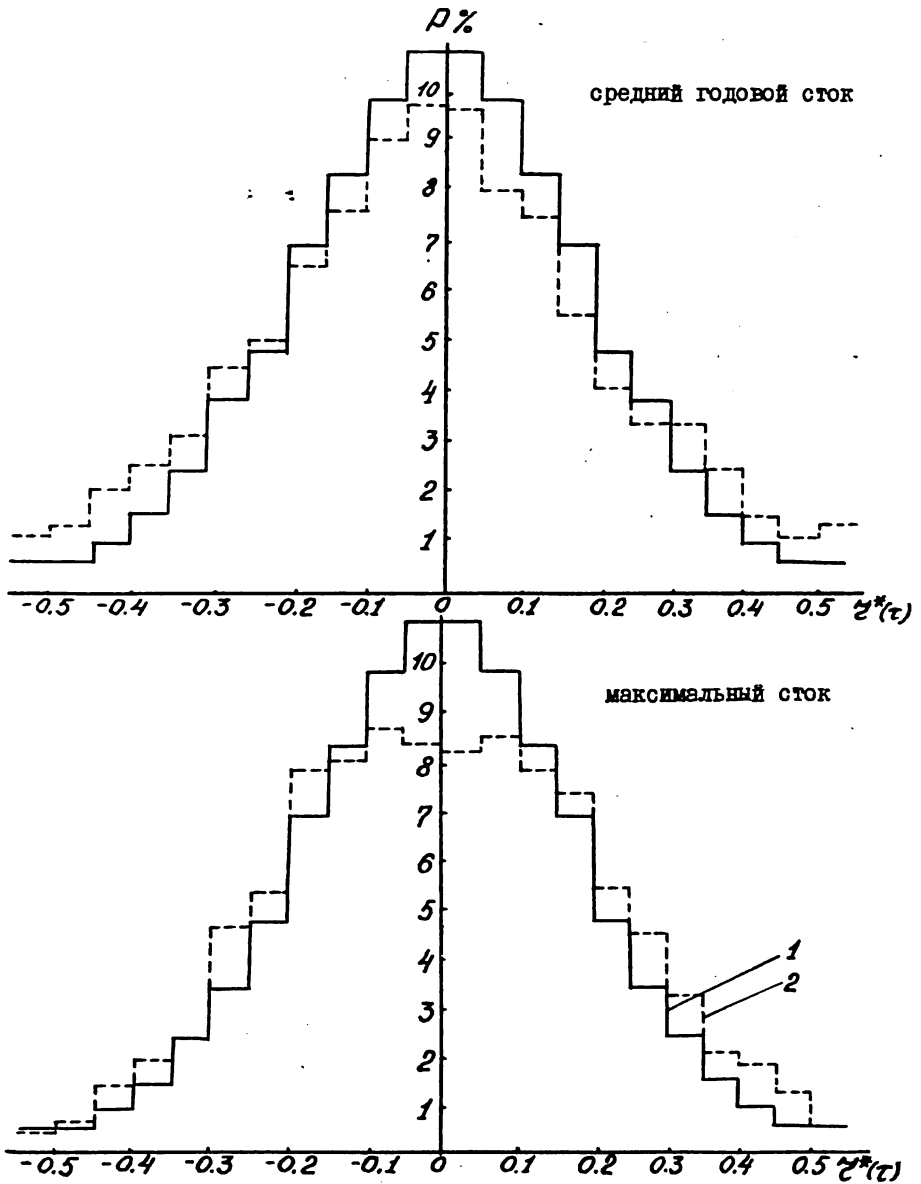


Рис.2 Гистограмма теоретического (1) и эмпирического (2) распределения ординат выборочных корреляционных функций при $\tau > 3$ лет

внутрирядной связи при $\tau > 3$ лет для среднего годового стока и $\tau > 0$ для максимального стока, получаются практически невозможные события. Это говорит о том, что сама гипотеза, по-видимому, неверна и с большой степенью достоверности может быть опровергнута. Отсюда следует вывод о том, что в общем действительные значения корреляционных функций при $\tau > 3$ лет не равны нулю, то есть для рядов среднего годового и максимального стока присуще наличие дальних внутрирядных связей

Таким образом, результаты проведенных исследований предложенными методами на примере среднего годового и максимального стока показали, что гипотезы об отсутствии дальних внутрирядных связей в этих процессах с большой степенью достоверности опровергаются. Выяснилось также, что на характер дальних внутрирядных связей значительное влияние оказывает неоднородность исходных рядов наблюдений.

Литература

1. Дженкинс Г., Ватс Д. Спектральный анализ и его приложения. - М. Мир, 1971, вып. 1. - 316 с., вып. 2 - 287 с.
2. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии. - Л.: Гидрометеоздат, 1974. - 424 с.
3. Сванидзе Г. Г. Математическое моделирование гидрологических рядов. - Л.: Гидрометеоздат, 1977. - 296 с.
4. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики. - М.: Наука, 1969. - 512 с.

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ И
ТОЧНОСТЬЮ МОДЕЛЕЙ АВТОРЕГРЕССИОННОГО ТИПА
СО СКОЛЬЗЯЩИМ ОСРЕДНЕНИЕМ ARMA

Иштван Контур, Будапештский политехнический университет
Будапешт, Венгрия

ON THE RELATION BETWEEN FORECASTING
LEAD TIME AND ACCURACY FOR ARMA MODELS

The paper deals with the problem of determining a relation between the lead time and accuracy of forecasts, as with increasing lead time accuracy decreases, and vice versa. This relation is given for autoregressive moving average ARMA forecasting models. It is shown that this relation is a unique function of the ARMA parameters, or which is the same, of the autocorrelation function of the time series. Examples for the daily data of Bodrog and monthly mean flow data of Tisza, respectively, are given.

DIE BEZIEHUNG ZWISCHEN VORHERSAGEZEITVORSPRUNG
UND GENAUIGKEIT BEI ARMA MODELLEN

Der Artikel betrachtet eine der öfters vorgekommenen Fragen, wie ändert sich die Genauigkeit (zuverlässigkeit) der Vorhersagen, wenn der Vorhersagezeitvorsprung verlängert wird. Im Artikel wird dieses Problem am Beispiel der ARMA (Autoregressions-Gleitmittel; von dem englischen Autoregressive Moving Average) Modelle. Es wird gezeigt, daß die Beziehung zwischen Zeitvorsprung und Genauigkeit der Vorhersagen ist die eindeutige Funktion der Parameter des ARMA-Modelles, oder kann - gleiche Weise - aus der Autokorrelationsfunktion der Zeitreihe direkt berechnet werden. Numerisches Beispiel wird für die tägliche Wasserstände des Bodrog-Flusses und die durchschnittliche Monatsdurchflüsse der Theiss beigefügt.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе внимание сосредоточено на исследовании влияния увеличения заблаговременности прогнозирования на точность и надежность прогнозов. Поэтому нет необходимости останавливаться на методах оценки параметров моделей типа ARMA. В авторегрессионных схемах (модели типа AR) параметры определяются применением метода наименьших квадратов по нормальному уравнению значений коэффициентов автокорреляции [1, 3].

СРЕДНЕЕ КВАДРАТИЧНОЕ ОТКЛОНЕНИЕ ОШИБКИ ПРОГНОЗОВ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ЗНАЧЕНИЯХ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТИ

Пусть задача заключается в предвычислении значения z в момент времени t с заблаговременностью ℓ , т.е. в определении $\hat{z}_t(\ell)$. Фактическое значение z в момент времени $(t+\ell): z_{t+\ell}$. Разница этих двух значений является ошибкой прогноза

$$e_t(\ell) = z_{t+\ell} - \hat{z}_t(\ell)$$

В частном случае, если $\ell = 1$, то $e_t(1) = a_{t+1}$ и в данном случае ошибки прогноза нескорректированы. С другой стороны, если заблаговременность прогнозов больше одного временного шага, то ошибки уже скоррелированы между собой независимо от того, исходим ли из момента времени выпуска прогнозов ($e_t(\ell), e_{t+j}(\ell)$) или в заданный момент выпуска прогнозов исследуем прогнозы различной заблаговременности ($e_t(\ell), e_t(\ell+j)$) [1]. $z_{t+\ell}$ может быть записано в форме бесконечной суммы случайных членов:

$$z_{t+\ell} = (a_{t+\ell} + \psi_1 a_{t+\ell-1} + \dots + \psi_{\ell-1} a_{t+1}) + (\psi_{\ell} a_t + \psi_{\ell+1} a_{t-1} + \dots) = e_t(\ell) + \hat{z}_t(\ell) \quad (2)$$

где первая сумма ℓ членов дает ошибку прогноза в момент времени t и с заблаговременностью ℓ . Математическое ожидание и дисперсия данного значения описывается как

$$E\{e_t(\ell)\} = 0 \\ \sigma_{e_t}^2(\ell) = (1 + \psi_1^2 + \psi_2^2 + \dots + \psi_{\ell-1}^2) \sigma_a^2 \quad (3)$$

Таким образом, имеем в явной форме зависимость между заблаговременностью ℓ и средним квадратичным отклонением прогнозов $\sigma_{e_t}^2(\ell)$

После этого предстоит определить значения $\psi_1, \psi_2, \dots, \psi_{k-1}$. Реализация прогнозов различной заблаговременности осуществляется по процедуре, описанной Боксом-Дженкинсом [1]. Здесь рассматриваем лишь зависимость между заблаговременностью и точностью. Анализ этой зависи-

ности приобретает особую важность при сравнении различных моделей относительно заблаговременности прогнозирования. Большой интерес представляет также исследование поведения модели при возрастающей заблаговременности, исследование хода роста ошибок. На основании такого анализа можно судить о том, что до какой заблаговременности модель ARMA дает результаты, еще пригодные для практического применения. $\hat{z}_t(l)$

Известно, что доверительный интервал прогнозного значения пропорционален среднему квадратичному отклонению ошибок:

$$P\{z_{t+l}^{(-)} < z_{t+l} < z_{t+l}^{(+)}\} = 1 - \epsilon \quad (4)$$

где:

$$z_{t+l}^{(+)} = \hat{z}_t(l) + U_{\epsilon/2} \left[1 + \sum_{j=1}^{l-1} \psi_j^2 \right]^{1/2} S_a$$

где $U_{\epsilon/2}$ — значение стандартного нормального распределения в точке и S_a — оценка σ_a .

Приведенная формула выражает обеспеченность события: фактическое значение z_{t+l} остается в заданных пределах $1 - \epsilon$. Таким образом, доверительный интервал прогнозов можно определить в зависимости от заблаговременности прогнозов. Размер доверительного интервала пропорционален величине

$$\left[1 + \sum_{j=1}^{l-1} \psi_j^2 \right] \quad (6)$$

Из зависимостей (3) и (6) видно, что ошибка прогнозов монотонно возрастает с увеличением заблаговременности (при положительных и отрицательных значениях ψ_j , сумма их квадратов и корень квадратный из этой суммы возрастают). Также совершенно очевидно и теоретически доказано, что при увеличении заблаговременности среднее квадратичное отклонение ошибок $\sigma_e(l)$ приближается к среднему квадратичному отклонению прогнозируемого процесса σ_2 .

ПРИМЕРЫ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ

Для анализа зависимости между заблаговременностью и точностью приводятся два примера. По заказу Научно-исследовательского центра водного хозяйства (ВИТУКИ) исследовались суточные прогнозы уровней воды реки Бодрог [5]. Второй пример относится к реке Тисе, где предметом предсказания были аномалии месячных объемов стока: отклонения от среднего многолетнего месячного значения. Автокорреляционная функция для Бодрога определялась по 365 данным, а для реки Тисы — по 120.

Таблица 1

М о д е л ь	Водрог - Фелшеберецки				Тиса - Сегед	
	$\Gamma_1=0.986$	$\Gamma_2=0.962$	$\sigma_1=145$ см	$\sigma_2=250$ м/с	$\Gamma_1=0.7065$	$\Gamma_2=0.3349$
	ϕ_1	ϕ_2	ϕ_1	ϕ_2	ϕ_1	ϕ_2
			σ_a			σ_a
AR 1	0.986	-	24.178	0.7065	-	176.928
AR 2	1.34757	-0.3667	22.492	0.9381	-0.32828	167.178
ARMA 1,1	0.9756	-	-0.450	22.070	0.474	-0.545
						163.037

В приведенных примерах рассматривались модели AR(1), AR(2) и ARMA (1,1). В связи с физической необоснованностью не было возможности применять модель со скользящим осреднением. Для расчета параметров необходимо знать коэффициенты автокорреляции γ_1 и γ_2 . В таблице 1 приводятся значения γ_1 и γ_2 , а также параметры ϕ и θ трех моделей, которые служили основой последующих расчетов. Значения $\sigma_e^2(\lambda)/\sigma_z^2$ изображены на рисунках 1 и 2, соответственно для рек Бодрог и Тиса. По графику $\sigma_e^2(\lambda)/\sigma_z^2$ хорошо видно, что если λ стремиться к бесконечности, то значение соотношения приближается к единице. На рисунках 1 и 2 также прослеживается поведение различных моделей. Модели имеют различные средние квадратичные отклонения ошибок $\sigma_e(\lambda)$ для различных значений заблаговременности λ . Из графика соотношения $\sigma_e^2(\lambda)/\sigma_z^2$ также видно, что данный тип изображения дает возможность определить то значение заблаговременности, выше которого уже не имеет смысла использовать данную модель из-за роста недостоверности результатов.

Соотношение $\sigma_e^2(\lambda)/\sigma_z^2$ тесно связано с так называемым индексом корреляции, который является обычным показателем эффективности линейных моделей.

ЛИТЕРАТУРА

- 1] BOX, G.E.P. - JENKINS, G.M.: Time Series Analysis Forecasting and Control Holden - Day, San Francisco 1970. pp. 553.
- 2] KONTUR, I.: Idősor vizsgálati módszerek hidrológiai alkalmazása. Doktori disszertáció 1975. pp. 135. Kézirat
- 3] KONTUR, I. - KORIS, K. - WINTER, J.: Hidrológiai számítások. Egyetemi jegyzet. Tankönyvkiadó. 1980. pp. 684.
- 4] KONTUR, I.: Előrejelzés időbelőnyének és pontosságának összefüggése. MHT. II. Országos vándorgyűlése. Pécs, 1981. július 1-2.
- 5] Bodrog előrejelzése. Témajelentés. BME Vizgazdálkodási Tanácsék, 1980.
- 6] KONTUR, I.: Lead Time v.s. Accuracy in Hydrology Forecasting. Periodica Polytechnica, 1982. (Megjelenés alatt)

Р. Бодрог - с. Фелшсберецки

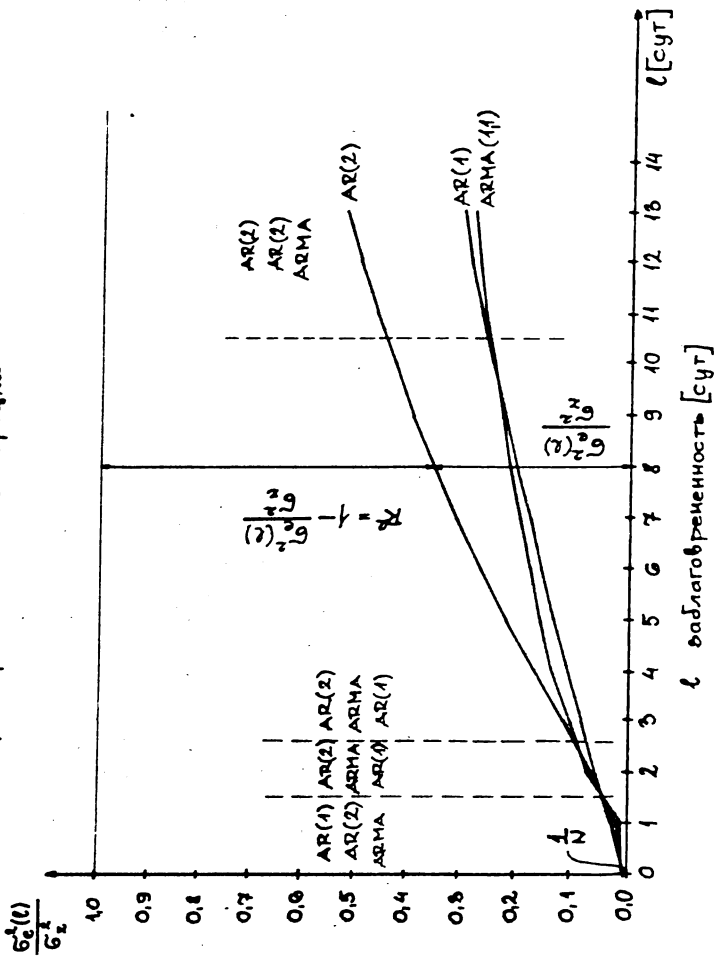


Рис. 4.

Р. Туца - г. Сегед

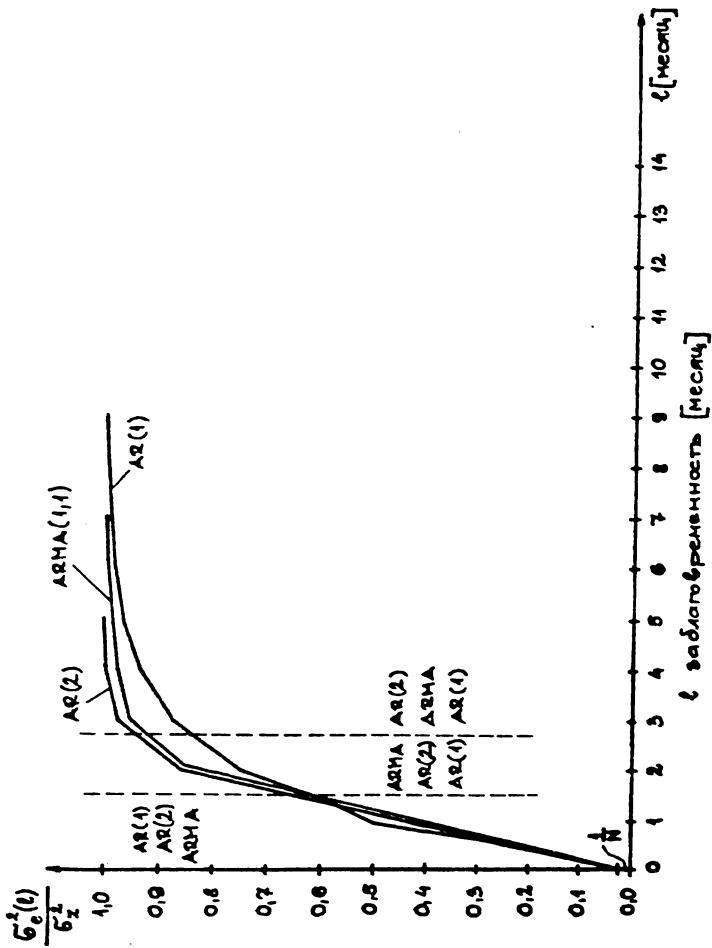
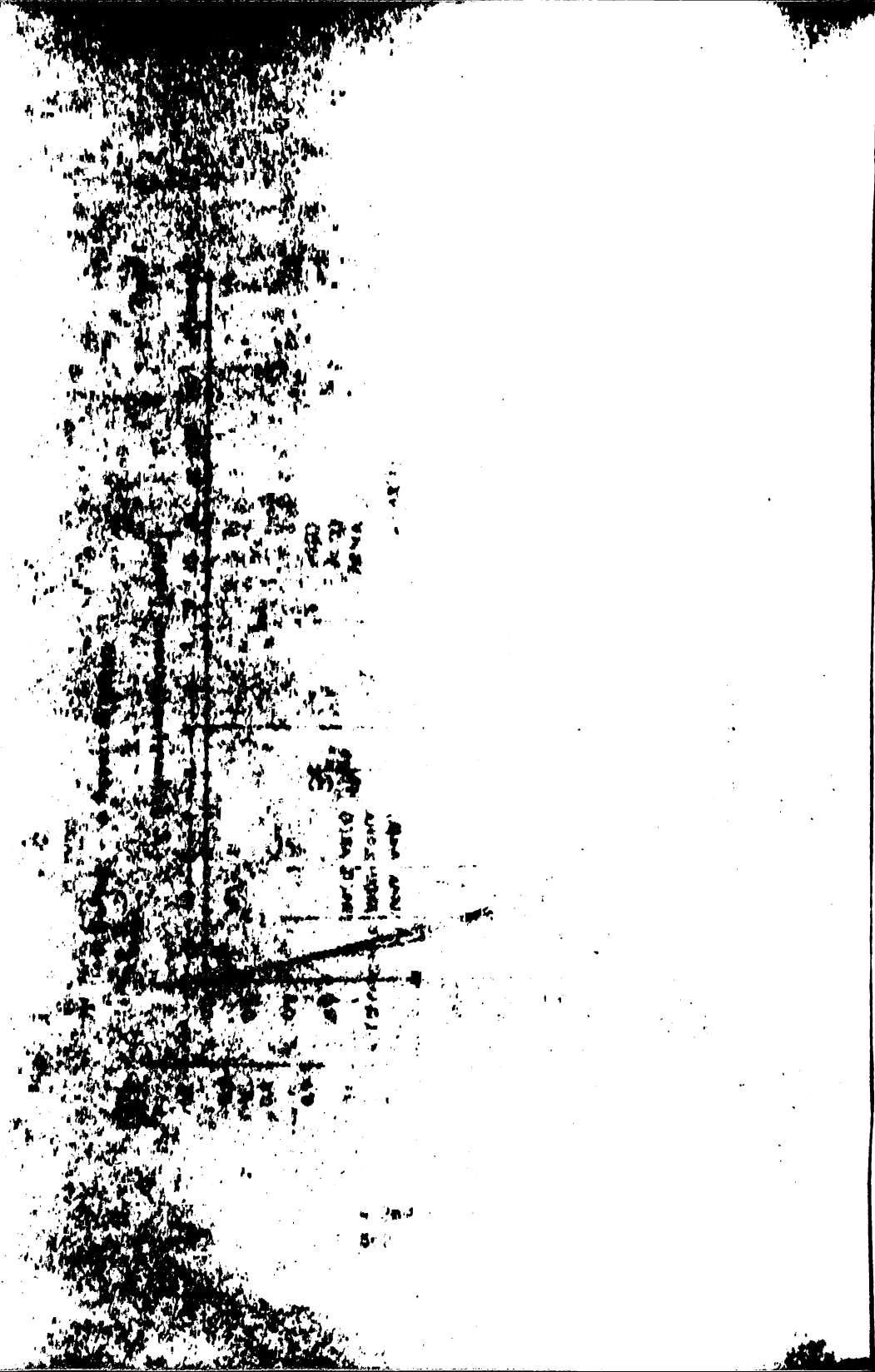


Рис. 2.



FEHLERFORTPFLANZUNG BEI VORHERSAGEN MIT
MODULAR NACHEINANDER GEFÜGTEN
STOCHASTISCHEN MODELLEN

Sándor Ambrus und András Szöllösi-Nagy, Forschungszentrum
für Wasserwirtschaft (VITUKI), Budapest, Ungarn

PREDICTION ERROR PROPAGATION IN MODULARLY
CONNECTED STOCHASTIC MODELS

One of the crucial problems of modularly connected hydrological forecasting models is the determination of the laws of error propagation. A simulation analysis was carried out on the purely stochastic adaptive "self-tuning" algorithm for the Budapest-Baja reach of the Danube. It is concluded that the most efficient way for several days ahead forecasts is to predict water level differences. The numerical investigation of error propagation was done by superimposing generated white noise with known statistics on the input sequence. If the noise variance exceeds 50 per cent of the input variance than the input sequence is disregarded and autoregressive effects are considered only. The paper presents the relationship between the input error variance and the prediction error variance.

ОЦЕНКА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОШИБОК МОДУЛЯРНО
СВЯЗАННЫХ СТОХАСТИЧЕСКИХ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ
МОДЕЛЕЙ

Одной из основных проблем модулярных структур является вопрос закономерностей распространения ошибок. Симуляционные испытания проводились на стохастической адаптивной модели на участке реки Дунай между Будапештом и Байей. Установлено, что наиболее эффективным методом прогноза уровней воды на несколько дней вперед является прогноз изменения уровней на заданный период продолжительностью в несколько дней. Прогноз по нескольким ступеням каждый раз с благоприятностью 1 сутки не дал эффективного результата. Исследования распространения ошибок проводилось по синтетическим рядам, полученных путем суперпозиции исходного ряда и различных рядов белого шума с известными статистическими параметрами. По данной модели отсеиваются ряды, содержащие белый

шум с дисперсией больше 50%-ой дисперсии ряда, поскольку они не содержат полезной информации. При этом учитывается только автокорреляционные составляющие. Дается зависимость между дисперсией исходного ряда и дисперсией ошибок прогноза.

Einleitung

Im Rahmen des Zielprogrammes "Weiterentwicklung hydrologischer Vorhersageverfahren" des Ungarischen Staatsamtes für Wasserwesen sind seit dem Programmanfangsjahr 1979 mehrere Methoden für Wasserstands- und Durchflugvorhersage an den ungarischen Flüssen (Donau, Theiss, Sajó, Hernád, Raab, Zala, usw.) ausgearbeitet worden, unter der Leitung des Forschungszentrums für Wasserwirtschaft (VITUKI), zum Teil an der Technischen Universität zu Budapest und zum Teil bei den Wasserwirtschaftsdirektionen im ganzen Lande.

Die meisten Vorhersageverfahren basieren aber auf der gleichen Grundlage: auf dem Zusammenhang zwischen den Beobachtungen beim Unterpegel (wofür die Vorhersagen gemacht werden) und einem (oder mehreren) Oberpegel oder Niederschlagsmeßstationen. Es werden manchmal auch weitere Daten, wie z.B. die Abflugwerte beim Unterpegel (als Autoregressionsglied), Zuflüsse, usw. berücksichtigt. Die allerwichtigsten Informationen für die Vorhersage stammen aber von dem Oberpegel (oder der Niederschlagsmeßstation). Deshalb ist die Zeitverschiebung (Laufzeit) zwischen den zwei Meßstationen (Pegeln) von großer Bedeutung: sie bildet eine natürliche Grenze für die Länge des Vorhersagezeitvorsprungs. Obwohl es unser Ziel ist, eine zuverlässige Vorhersage mit dem möglichst größten Vorhersagezeitvorsprung anzugeben, stellt es sich aber schnell heraus: ein Vorhersagezeitvorsprung, länger als die Laufzeit zwischen den zwei Pegeln ist unrealistisch.

Das Problem ist also die Verlängerung des Vorhersagezeitvorsprungs ohne die Güte der Vorhersagen zu vermindern. Es gibt grundsätzlich zwei Lösungen:

- a) einen höher liegenden Oberpegel auszuwählen, um die Laufzeit zu verlängern
- b) "zuverlässige" vorhergesagte Werte des nächstliegenden Oberpegels als Eingangsdaten für den Unterpegel zu benutzen.

Da bleibt noch die Frage, ob diese Daten mehr Information beinhalten, als die der Grundmodelle. Sie wird im Artikel durch numerische Tests untersucht.

In Tabelle 1. sind alle Ergebnisse, die mit den verschiedenen Modellen ermittelt worden sind, zusammengestellt.

DAS GRUNDMODELL, DER SELF-TUNING PREDICTOR (STP)

Der Algorithmus des STP-Modells ist bekannt (WITTENMARK [4]), und in der Hydrologie schon öfters angewandt worden (GANENDRA [3]), AMBRUS [1]). Das ist ein diskretes Zeitreihenmodell vom Typ einer Differenzgleichung, dessen Parameter mit der Methode der Kleinsten Quadraten rekursiv optimiert werden. Der rekursive Algorithmus besteht aus den folgenden vier Schritten:

- 1) Messung im Zeitpunkt t ermöglicht die Berechnung der Vorhersagefehler in diesem Zeitpunkt (Fehler der k -schrittiger Vorhersage für t)

$$e(t) = y(t) - \hat{y}(t|t-k) \tag{1}$$

mit $\hat{y}(t|t-k)$ Vorhersage der $y(t)$ im Zeitpunkt $(t-k)$
 $e(t)$ Vorhersagefehler

- 2) Erneute Anpassung des Parametervektors des STP

$$\hat{a}(t) = \hat{a}(t-1) - P(t-1)\underline{x}(t)[1 + \underline{x}^T(t)P(t-1)\underline{x}(t)]^{-1} * [\underline{x}^T(t)\hat{a}(t-1) - y(t)] \tag{2}$$

mit \underline{a} Parametervektor (unbekannt)

- $\hat{a}(t)$ Schätzung des \underline{a} im Zeitpunkt t
- $P(t)$ Schätzung der Kovarianzmatrix der Vorhersagefehler im Zeitpunkt t
- $\underline{x}(t)$ Datenvektor im Zeitpunkt t

3) Berechnung der neuen Kovarianzmatrix P

$$P(t) = P(t-1) - P(t-1)\underline{x}(t)[1 + \underline{x}^T(t) \cdot P(t-1)\underline{x}(t)]^{-1} \underline{x}^T(t)P(t) \quad (3)$$

4) Vorhersage mit den angepaßten Werten für k Schritte im Voraus

$$\hat{y}(t+k|t) = \underline{x}^T(t)\underline{a}(t) \quad (4)$$

Zuerst wurde das Modell mit den Abweichungen der Meßwerte von dem mehrjährigen Durchschnitt durchgerechnet, mit

$$\begin{aligned} \hat{y}(t+k|t) = & a_1 \hat{y}(t+k-1|t-1) + \dots + a_p \hat{y}(t+k-p|t-p) + \\ & + b_1 u(t) + \dots + b_r u(t-r+1) + \\ & + c_1 \varepsilon(t) + \dots + c_s \varepsilon(t-s+1) \end{aligned} \quad (5)$$

mit $u(t)$ - Werte am Oberpegel,

p, r, s - Modelldimensionen; hier in den angewandten Modellen

REZUME $par = s = 3$.

DIE VERLÄNGERUNG DER ZEITSCHRITTE DER DISKRETISIERUNG

Die Idee der Verlängerung stammt von der Tatsache, daß die Effektivität der einschrittigen Vorhersage immer viel größer gewesen ist, als die der mehrschrittigen. Davon ausgehend konnte man 2-3-mal längere Zeitschritte nehmen und immer einschrittige Vorhersagen machen.

Bei der Verlängerung der Zeitschritte wird Gl. (5) folgenderweise modifiziert:

$$\begin{aligned} \hat{y}(t+k|t) = & a_1 \hat{y}(t|t-k) + a_2 \hat{y}(t-k|t-2k) + a_3 \hat{y}(t-2k|t-3k) + \\ & + b_1 u(t) + b_2 u(t-k) + b_3 u(t-2k) + \\ & + c_1 \varepsilon(t) + c_2 \varepsilon(t-1) + c_3 \varepsilon(t-2) \end{aligned} \quad (6)$$

(in der Fehlerreihe wird keine Schrittverlängerung gemacht, weil das Modell in jedem einzelnen Zeitpunkt erneuert werden muß).

Die Berechnungen mit dem Modell wurden für die Budapest-Baja Donau-Strecke ausgeführt. Die Verlängerung der Zeitschritte bringt augenscheinlich keine Verbesserung in den Vorhersagen. Das ist aber auch nicht verwunderlich, denn das Modell arbeitet rein statistisch, und verwendet (im optimalen Falls) alle (numerischen) Informationen der Eingangsdaten. Mit der Zeitschrittverlängerung benutzen wir dieselben Daten - nur nicht alle. Das heißt, daß der Ausgang damit auch nicht verbessert werden kann.

Und bei der Zeitschrittverlängerung haben wir den Oberpegel nicht verschoben: für eine bessere Vorhersage würden wir den morgigen Wasser-

stand brauchen - oder eine Vorhersage für ihn. Deshalb werden als nächstes Experiment 1-tägige Vorhersagen der verschiedenen Pegel kettenweise nacheinander gekoppelt.

FEHLERFORTPFLANZUNG BEI KETTENWEISE NACHEINANDER GEKOPPELTEN EINTÄGIGEN VORHERSAGEN

^{TITL} Das Wesen der Idee ist die Verlängerung der Zeitreihen des Pegels mit vorhergesagten Daten, damit immer nur eintägige Vorhersagen gemacht werden müssen. Das einzige Problem ist, daß die Fehler der Vorhersagen ^{AUT} im Voraus nicht bekannt sind, und können darum entweder als Null angenommen werden, oder mit einem einfachen Autoregressionsmodell beschrieben werden.

Bei der zweitägigen Vorhersage am Unterpegel werden also die eintägigen vorhergesagten Werte der Unter- und Oberpegel benutzt. Die mehrtägigen Vorhersagen am Unterpegel sind also von den eintägigen stark abhängig. Aus Gl. (5) ergeben sich somit die Gleichungen (7) und (8), wobei o den oberen, m den mittleren und u den unteren Pegel kennzeichnet.

$$\begin{aligned} \hat{y}_m(t+1|t) = & a_1' \hat{y}_m(t|t-1) + a_2' \hat{y}_m(t-1|t-2) + a_3' \hat{y}_m(t-2|t-3) + \\ & + b_1' y_o(t) + b_2' y_o(t-1) + b_3' y_o(t-2) + \\ & + c_1' \epsilon_m(t) + c_2' \epsilon_m(t-1) + c_3' \epsilon_m(t-2) \end{aligned} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \hat{y}_u(t+2|t) = & a_1'' \hat{y}_u(t+1|t-1) + a_2'' \hat{y}_u(t|t-2) + a_3'' \hat{y}_u(t-1|t-3) + \\ & + b_1'' \hat{y}_m(t+1|t) + b_2'' y_m(t) + b_3'' y_m(t-1) + \\ & + c_1'' \epsilon_u(t) + c_2'' \epsilon_u(t-1) + c_3'' \epsilon_u(t-2) \end{aligned} \quad (8)$$

usw. (Die'-Zeichen bedeuten nur, daß sie zu zwei verschiedenen Modellen gehören.)

Mit dem Modell sind Berechnungen für die Donau-Strecke Bratislava-Komárom-Budapest-Baja gemacht worden: 1 tägige für Komárom, 2 tägige für Budapest und 3 Tägige für Baja. Die Ergebnisse sind aber wieder nicht besser geworden. Die bei der Vorhersage des Oberpegels begangenen Fehler pflanzen sich fort in die Vorhersage des Unterpegels, und diese Superposition der Fehler bringt am Ende keine Verbesserung. Die Ursache: Die oberen Flußstrecken sind nicht gut zu beschreiben, zwischen Bratislava und Komárom ändert sich der Wasserlauf sehr stark, und es können dort keine effektiven Vorhersagen gemacht werden. Die viel besser beschreibbaren unteren Strecken "erben" dann die großen Fehler von oben.

Die Verbesserung durch die Zusatzinformationen der verschiedenen Oberpegel wird durch den sich fortpflanzenden Vorhersagefehler wieder zunichte gemacht.

Wenn aber die obere Strecke auch relativ gut vorherzusagen ist, lohnt es sich, die zwei Strecken kettenweise nacheinander zu koppeln, wie z.B. in der Vorhersage auf der Komárom-Budapest-Baja Donaustrecke. Die zweitägige direkte Vorhersage für Baja ist nicht so gut, wie die gekoppelte.

TRANSFORMATIONEN DER DATENREIHE

Bisher sind alle Modelle mit solchen Beobachtungen durchgerechnet worden, die mit dem mehrjährigen Durchschnitt vermindert worden waren. Die Ursache dieser Transformation ist, daß die minimal-Varianz-Modelle im Allgemeinen zum Durchschnitt konvergieren, besonders, wenn der Durchschnitt im Vergleich mit den Abweichungen relativ groß ist. Adaptive statistische Modelle sind viel mehr zur Vorhersage sich dynamisch verändernder Zeitreihen geeignet. Deshalb sind die Abweichungen vom mehrjährigen Durchschnitt mit dem Modell viel besser vorherzusagen.

Es gibt aber eine noch bessere Transformationsmöglichkeit: stattdessen der täglichen Wasserstände die täglichen Wasserstandsveränderungen vorherzusagen. Die Idee ist auch aus physikalischen Gründen sinnvoll: die Wasserstandsänderungen am Ober- und Unterpegel sind in einem nahen Zusammenhang. Eine positive Änderung am Oberpegel (Hochwasser) wird auch am Unterpegel mit einer positiven Änderung beantwortet (nach der entsprechenden Laufzeit). Nach dem Scheitel am Oberpegel folgen auf einmal negative Werte, die in der Vorhersage auch eine Verminderung bewirken.

Für eine k-tägige Vorhersage wird Gl. (5) umgeschrieben:

$$\hat{y}_k(t+k|t) = a_1 \hat{y}_k(t+k-1|t-1) + a_2 \hat{y}_k(t+k-2|t-2) + a_3 \hat{y}_k(t+k-3|t-3) + \\ + b_1 u_k(t) + b_2 u_k(t-1) + b_3 u_k(t-2) + \\ + c_1 \varepsilon(t) + c_2 \varepsilon(t-1) + c_3 \varepsilon(t-2) \quad (9)$$

mit $y_k(t) = y(t) - y(t-k)$ und $u_k(t) = u(t) - u(t-k)$

Es wird also mit dem Modell die Zeitreihe k-tägiger Differenzen vorhergesagt, d.h. die Differenzenzeitreihe der Wasserstände. Es wird also angenommen, daß diese Differenzen und die Meßwerte miteinander in linearer Beziehung stehen. Es ist auch annehmbar, daß die Modellparameter der originalen und der Differenzenzeitreihe ineinander explizit umgerechnet werden können. Das haben wir aber noch nicht genauer überprüft.

Die Resultate der Vorhersagen sind für $k=1$ besser, aber für mehrere Tage nicht mit dem Originalmodell zu vergleichen. Die mehrtägigen Differenzen sollen also nicht direkt vorhergesagt werden.

Eine gute Möglichkeit ist, weitere eintägige Differenzen vorherzusagen, und die Ergebnisse aufzusummieren, und zwar folgenderweise:

$$\begin{aligned} \hat{v}_1(t+k|t) = & a_1 \hat{y}_1(t+k-1|t-1) + a_2 \hat{y}_1(t+k-2|t-2) + \\ & + a_3 \hat{y}_1(t+k-3|t-3) + \\ & + b_1 u_1(t) + b_2 u_1(t-1) + b_3 u_1(t-2) + \\ & + c_1 \varepsilon(t) + c_2 \varepsilon(t-1) + c_3 \varepsilon(t-2), \end{aligned} \quad (11)$$

wobei $y_1(t+k) = y(t+k) - y(t+k-1)$ die eintägige Veränderung vom $(k-1)$ -ten auf den k -ten Tag ist. Daraus können die mehrtägigen Differenzen einfach bestimmt werden:

$$\overset{\text{REINNE}}{y}_k(t+k) = \sum_{i=1}^k y_1(t+i)$$

Die mit diesem Modell erzielten Resultate sind unvergleichbar besser, als alle vorhergegangenen. Durch die Summation der vorhergesagten Werte ergibt sich auch der Vorhersagefehler als algebraische Summe der einzelnen Fehler.

Sie können als die Resultierende mehrerer Zufallsvariablen abgeschätzt werden, vorausgesetzt, daß die eintägigen Fehlerzeitreihen als Zufallsvariablen behandelt werden können - ihre Autokorrelationsfunktionen bestätigen das.

Für zwei Tage ist der Mittelwert

$$m_r = m_1 + m_2 \quad (12)$$

mit m_1 eintägige, m_2 zweitägige (einschrittige),

m_r resultierende Mittelfehler.

Die Varianz kann als vektorielle Summe ermittelt werden:

$$\sigma_r^2 = \sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \text{cov}(\varepsilon_1, \varepsilon_2) \quad (13)$$

mit $\sigma_1^2, \sigma_2^2, \sigma_r^2$ Varianzen, $\text{cov}(\varepsilon_1, \varepsilon_2)$ Kreuzkovarianzen (wenn die zwei Zufallsvariablen unabhängig d.h. orthogonal sind, verschwindet die Kreuzkovarianz).

Es wurden die ein- und zweitägigen Fehlerreihen auf der Budapest-Baja Strecke durch Gl. (13) untersucht, so $\text{cov}(\varepsilon_1, \varepsilon_2) = -42,2 \text{ cm}^2$.

relativ. Die zwei Fehlerreihen sind also voneinander nicht unabhängig, sogar einander entgegengesetzt: die Fehler der vom ersten auf den zweiten Tag berechneten Vorhersagen werden mit den Fehlern der eintägigen verbessert. Die 1-, und 2-tägigen Vorhersagen sind auf Abb. 1 und 2. zu sehen. Für drei Tage vorher sind die Vorhersagen noch immer relativ gut aber für vier Tage nicht mehr.

DIREKTE UNTERSUCHUNG DER FEHLERFORTPFLANZUNG DURCH EINE AUF DIE EINGANGSZEITREIHE ÜBERLAGERTE STÖRUNG (WEIßES RAUSCHEN)

Es wurden die Eigenschaften des stochastischen Modells, sowie die der Fehlerfortpflanzung durch die Addition eines weißen Rauschens mit gegebener Streuung (in Prozentender Eingangsdaten-Streuung) zu der Eingangszeitreihe auf der Budapest-Baja Donau-Strecke untersucht. Die modifizierten Eingangsdaten wurden mit

$$u(t) = U(t) - \bar{U} + p\sigma_u e(t)$$

ermittelt, mit

σ_u Streuung der Meßreihe von Budapest

$p(\%)$ Faktor der Streuung des weißen Rauschens in Prozenten der Streuung der Zeitreihe von Budapest

$e(t)$ weißes Rauschen (unabhängige Zeitreihe) mit Streuung 1 und Erwartungswert 0.

Die Streuung der Störungszeitreihe ist in Prozenten (1, 5, 10, 20, 50, 100 %) der Streuung der budapester Wasserstandszeitreihe gewählt worden. Abb. 3. zeigt die Varianz der Vorhersagefehler als Funktion der Streuung des auf die Eingangszeitreihe überlagerten weißen Rauschens. Es ist zu sehen, daß das statistische Modell auf die Varianz der Eingangsdaten sehr sensitiv ist. 1 % weißes Rauschen beeinflusst die Vorhersage am Unterpegel noch nicht. 5 % Varianz verursacht schon eine zweimal so großen Fehlervarianz, und 10 % eine noch einmal so große. Die weitere Steigerung der auf den Eingangsdaten überlagerten unabhängiger Zufallsreihe verursacht eine weitere Vergrößerung in der Fehlerreihe, aber nur bis zu 50 % Varianz. Die Fehlervarianz mit einem 50 %-igen weißen Rauschen ist 145 cm^2 , das Vierfache der Varianz ohne Störung. Mit 100 % Störung ist die Fehlervarianz 149 cm^2 . Augenscheinlich ist die Differenz zwischen den zwei Varianzen sehr klein, es wurde aber auch mit F-Test gezeigt, daß sie mit 0.1 % Risiko als nicht signifikant angenommen werden kann. Die Modellparameter als Funktionen der Störungsvarianz sind

auf Abb. 4. zu sehen. Aus der Abbildung ist ersichtlich, daß das statistische Modell die Autoregressionsparameter automatisch vergrößert und die Kreuzregressionsparameter eliminiert, wenn die Varianz der Störung am Oberpegel größer wird. Das Modell "erkennt" also, daß die Zeitreihe des Oberpegels immer weniger Information enthält, und eliminiert ihren Einfluß in der Vorhersage: beim störungslosen Modell ($p=0$) sind $a_1 = 0.7$, $b_1 = 0.6$. Im Falle $p = 100\%$ wird $a_1 = 1.7$, $b_1 = 0.02$.

ZUSAMMENFASSUNG, SCHLUßFOLGERUNGEN

Das zu untersuchende Hauptproblem des Artikels war, ob und wie die Fehlerfortpflanzung entlang eines Flusses verkleinert werden kann.

Einerseits verteidigt sich das angewandte Modell - der rein statistische STP - automatisch gegen größere Störungen in den Eingangsdaten mit der ^{REZUMÉ} adäquaten Modifizierung der Systemparameter. Andererseits kann der resultierende Vorhersagefehler bei richtiger Köpplung von Teilmodellen und der Anwendung optimaler Zeitreihenentransformationen deutlich verringert werden. Die beste Version des Vorhersagesystems, das auch die Fehlerfortpflanzung vermindert, ist die Vorhersage täglicher Wasserstandsänderungen, wobei die mehrtägigen Vorhersagen durch einfache Addition gemacht werden können.

Eine weitere Aufgabe, die noch zu lösen ist, ist die Untersuchung der Relation zwischen den Parametern des originalen und des Differenzzeitreihenmodells, und die Entscheidung, ob es eine explizite Relation zwischen den Parametern gibt.

LITERATURVERZEICHNIS

- [1] AMBRUS, S.Z.: Anwendung des "Self-Tuning Predictors" bei Wasserstandsvorhersagen, X. Konferenz der Donauländer über hydrologische Vorhersagen, Konferenzbericht, Wien, 1979. Nr. 1. (Ausgabe: IHP, UNESCO)
- [2] AMBRUS, S.Z.: Vorhersage hydrologische Zeitreihen mit adaptiven Algorithmen (auf ungarisch), Doktorarbeit, Technische Univ. Budapest, 1981.
- [3] GANANDRA, T.: A Self-Tuning Predictor applied to river flow forecasting, Real-Time Forecasting/Control of Water Res. Systems, IIASA Proceedings Series, Pergamon 1980. pp. 139-149.
- [4] WITTENMARK, B.: A Self-Tuning Predictor, IEEE Transactions on Automatic Control 1974, Vol. AC-19. No. 6. pp. 848-851.

Tabelle 1.

Statistische Eigenschaften der Vorhersagen

Woher Wohin	Nr.	Abb.-Nr.	Zeitvor- sprung	Modell	$\bar{\varepsilon}$ [cm]	σ [cm]	σ^k [cm]	R	r
Budapest- Baja	1		1	$y(t) = y(t) - \bar{y}$	0.08	18.01	20.25	0.999	0.978
	2		2		0.05	385.4	37.42	0.980	0.853
	3		3		0.67	1286.0	51.96	0.932	0.724
Budapest- Baja	4		2	mit verlähn- gerten Zeit- intervallen	-0.01	392.0	37.42	0.979	0.850
	5		3		0.14	1331.0	51.96	0.929	0.713
Preßburg- Komárom- Bp.-Baja	6		1	Kettenweise gekoppelt	-0.14	72.6	18.97	0.992	0.895
	7		2		-0.08	505.6	36.06	0.957	0.773
	8		3		0.08	1298.0	51.96	0.931	0.721
Budapest- Baja	12		1	K-tägige Differenzen	0.09	16.12	20.25	0.999	0.980
	13		2		0.02	452.1	37.42	0.977	0.825
	14		3		2.89	4963.0	51.96	0.701	0.000
Budapest- Baja	15	1	1	1-tägige Diff. k Schritte vorher	0.09	16.12	20.25	0.999	0.980
	16	2	2		0.09	148.1	37.42	0.992	0.946
	17	3	3		0.02	957.9	51.96	0.950	0.804
	18	4	4		0.01	2776.0	64.03	0.846	0.564

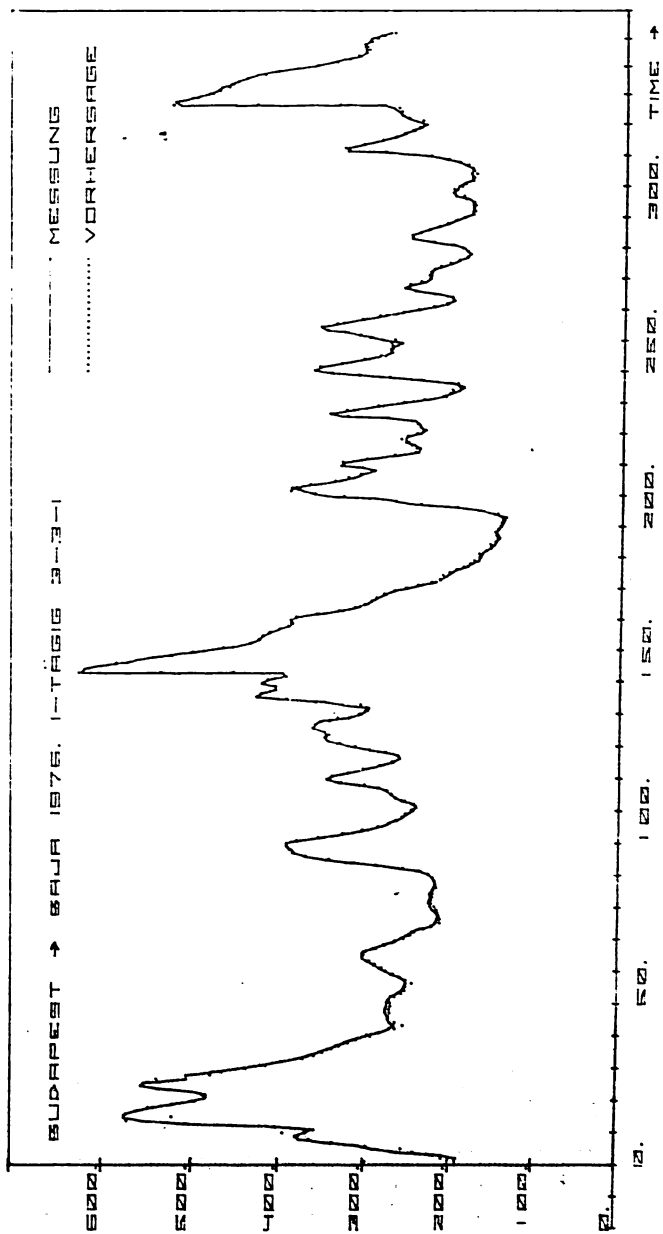


Abbildung 1. 1-tägige Vorhersage für Baja /Donau/

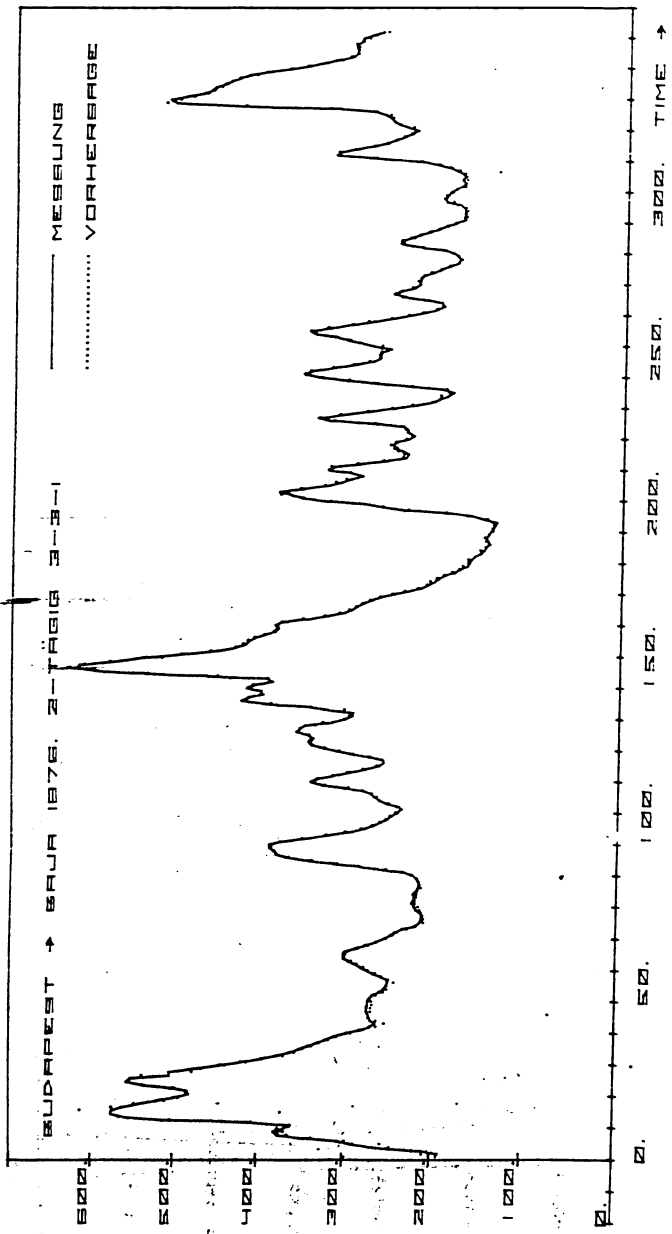


Abbildung 2. 2-tägige Vorherige für Paja /Donau/

Fehler varianz

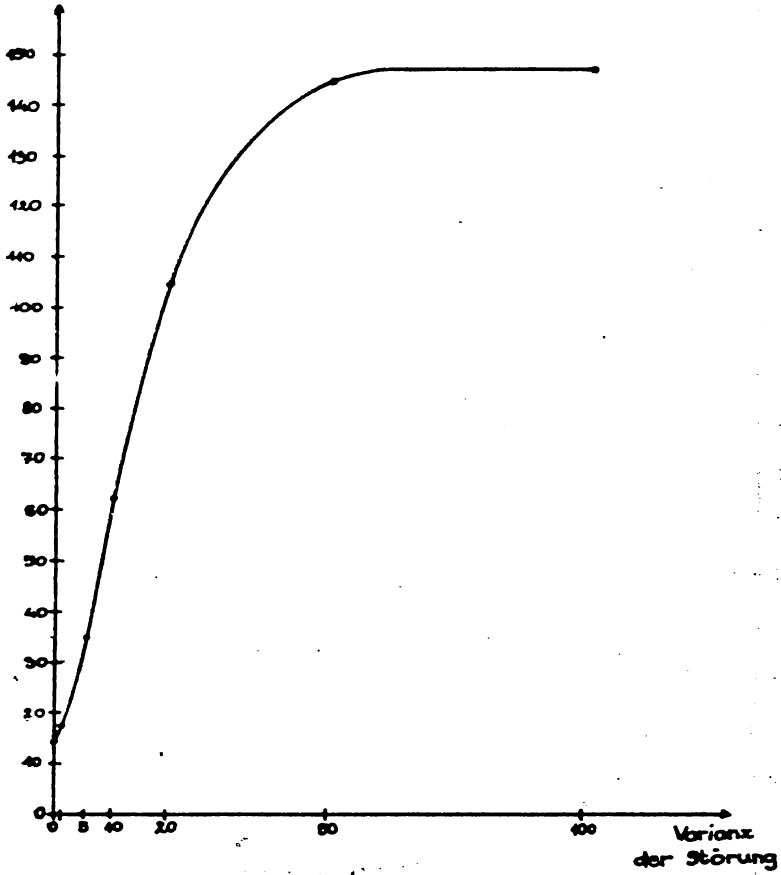


Abbildung 3. Vorhersagefehlervarianz als Funktion der Störungsvarianz

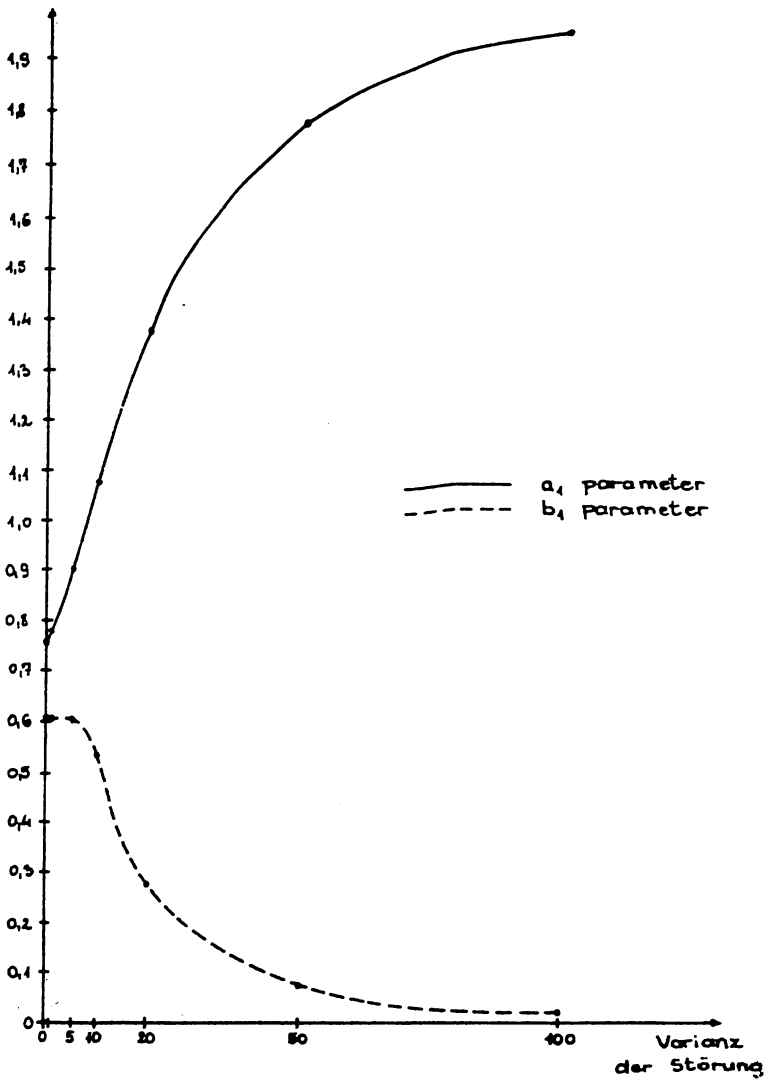


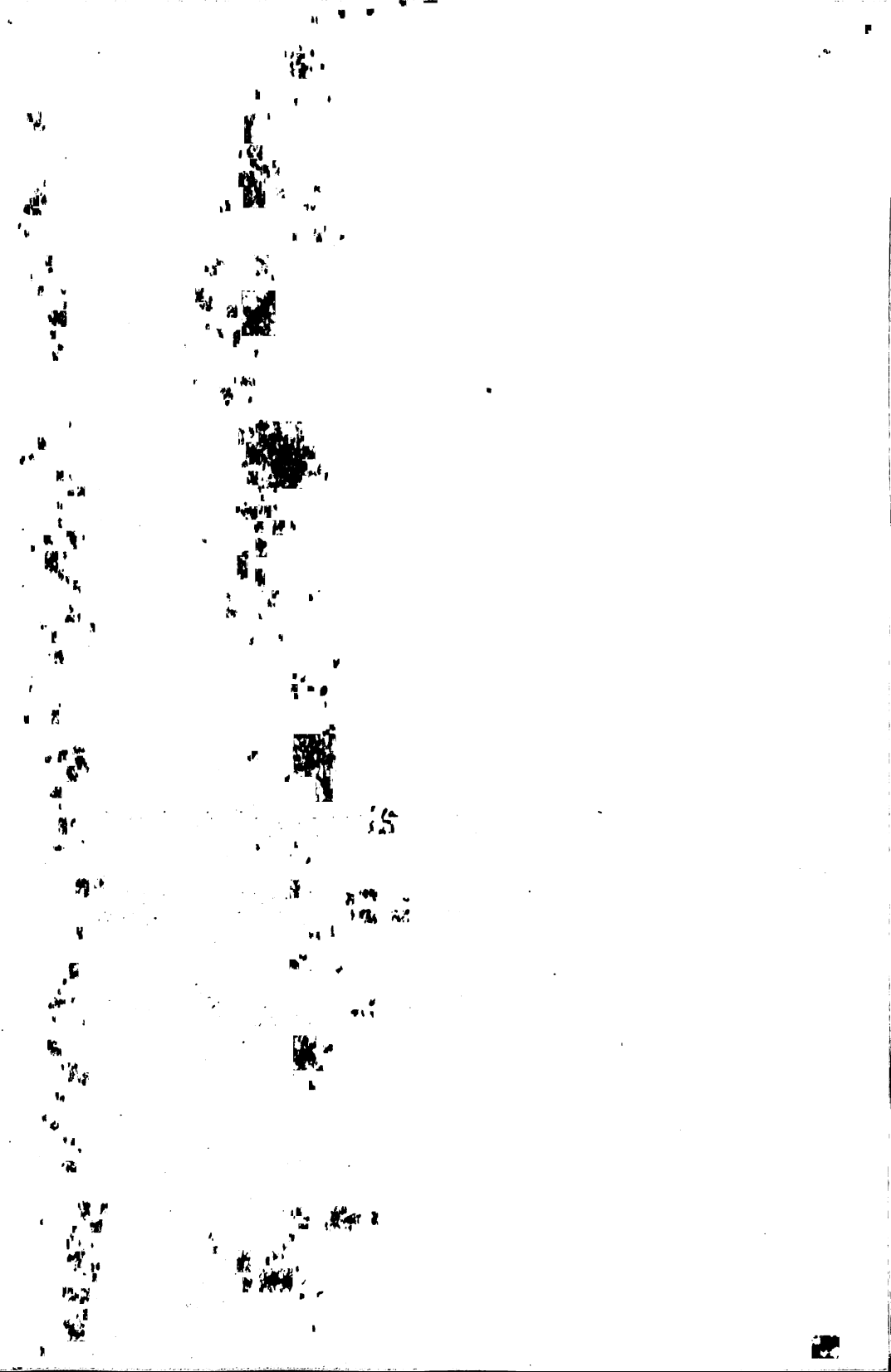
Abbildung 4. Modellparameter als Funktion der Störungsvarianz

IX.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РАСЧЁТА ЭКОНОМИЧЕСКОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

METHODISCHE GRUNDLAGEN FÜR DIE BERECHNUNG DER WIRTSCHAFTLICHKEIT DER HYDROLOGISCHEN VORHERSAGEN

METHODOLOGICAL COMPUTATION BASIS OF THE ECONOMIC EFFICIENCY OF HYDROLOGICAL FORECASTING



**ПРОГНОЗ СТОКА РЕК С УЧЕТОМ ВЛИЯНИЯ
ХОЗЯЙСТВЕННОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И ЕГО ЭКОНО-
МИЧЕСКАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ**

Сванидзе Г.Г., Сидорова Л.В., Цолая В.Ш.
Закавказский научно-исследовательский
институт Госкомгидромета, г.Тбилиси, С.С.С.Р.

**RIVER RUN-OFF PREDICTION TAKING INTO ACCOUNT THE INFLUENCE
OF ECONOMIC ACTIVITY AND ITS ECONOMIC EFFICIENCY**

SUMMARY

During the last years rivers of Transcaucasia are ~~funding~~ more increasing use in the national economy. According to the data of 1980 28% of their total run-off is used for economic needs. The draft from the Kura river for irrigation only makes up 50-60 m³/sec. The disregard of the draft in the forecast of real water storage supply leads to the errors in the forecast and hence it worsens the planning of water consumption for economic needs. Taking into account the draft during the precipitation increases the accuracy of the forecasting by 15-20% and hence increases the economic gain from it. Thus, for Mingetchauri hydroelectric station this gain makes up 10-11% of the mean annual electricity generation. The economic efficiency of the forecast in irrigated agriculture was determined on the basis of the dependence of different agricultural crops yield on the field water supply.

**WASSERMENGEPROGNOSE MIT BESTIMMUNG WIRTSCHAFTLICHEN
WIRKUNG UND SEIN OKONOMISCHES EFFEKT**

In den letzten Jahren finden die Transkaukasische Flüsse noch mehr gebrauch in den Volkswirtschaft. Nach Angaben des Jahres 1980 auf das Bedürfnis Volkswirtschaft gebraucht man 28% des Globalehflusses der Transkaukasischen Flüssen. Wasserentnahme für Bewässerung nur aus Fluss Kura bildet 50-60 m³/sek. Keine Bestimmung während Vorhersage faktischer Einmündung im Stauraum gibt Fehler bei Vorhersage, also, das verschlimmert planen gebrauch des Wassers für Volkswirtschaft. Die Bestimmung der Vorhersage auf Berechnung des Wasserentnahmes hebt die Genauigkeit Vorhersage auf 15-20%, das fördert der Erhebung ökonomischen Gewinn von Vorhersage. Für Mingetschauri Wasserkraftwerk dieses Gewinn bildet 10-11% von mitteljährige Ausarbeitung elektrische Energie. Ökonomisches effekt Vorhersagen in Irrigation bestimmt durch Abhängigkeit die Ernte, verschiedenen Landwirtschaftskultur durch einreichung des Wassers auf das Feld.

В экономике страны большую роль играют водные ресурсы. Достаточно сказать, что в народном хозяйстве республик Закавказья по данным 1980г. используется 19 км^3 воды, что составляет 28% суммарного стока всех рек Закавказья. В будущем в связи с дальнейшим развитием экономики объем использования водных ресурсов еще больше возрастает и к 1990г. достигнет 22 км^3 (33 %), а к 2000 г. увеличится еще на 15-17%.

Широкое использование водных ресурсов в различных отраслях народного хозяйства предъявляет все большие требования к рациональному и эффективному использованию этих ресурсов. Для этой цели построены и строятся десятки водохранилищ, что в свою очередь, требует разработки высококачественных прогнозов притока воды в них. Даже ошибка прогноза притока воды в водохранилище на 10% влечет за собой ошибку в водопотреблении в среднем на 15-17%, последствием чего является нарушение планов работы промышленных и коммунальных хозяйств, что наносит большой ущерб народному хозяйству.

Влияние хозяйственной деятельности на сток наглядно видно, из анализа элементов водного баланса водохранилища

$$Y + X = Y_1 + Y_{ин} + Y_{ис} \quad (I)$$

где Y - приток воды в водохранилище,
 X - осадки на его водное зеркало, Y_1 - сток из водохранилища,
 $Y_{ин}$ и $Y_{ис}$ - потери воды на инфильтрацию и испарение с водной поверхности.

В условиях Закавказья значение Y_1 и $Y_{ис}$ не играют существенной роли в водном балансе водохранилищ ввиду их небольших размеров; доля этих элементов баланса составляют 1-2% в приходной части и 6-7% - в расходной.

Так, например, приходная часть баланса Мингечаурского водохранилища за многолетний период состоит из суммарного притока - 12080 млн. м^3 и осадков на зеркало водохранилища - 158 млн. м^3 ; расходная часть баланса включает в себя: сток в нижний бьеф - 9703 млн. м^3 и потери на фильтрацию 18 млн. м^3 /1/.

Сток воды из водохранилища планируется в зависимости от возможного притока в конкретный интервал времени и от количества водопотребления. Наиболее сложно предусмотреть приток воды в водохранилище, так как он зависит от целого ряда факторов его формирования. Так, например, прогноз притока воды за весенний период основывается на учете, главным образом, зимних осадков или максимальных снегозапасов /2/, а приток за третий квартал - основной период вегетации

ного сезона - наводности предшествующего отрезка времени /3/.

Схема прогноза притока воды в водохранилище за вегетационный период в общем виде может быть выражена так

$$y = f(x_i), \quad (2)$$

где $i = 1, 2, \dots, n$, x_i - предшествующие факторы (n) его формирования. Однако применение такой схемы для вегетационного периода недостаточно, так как именно в этот период усиливается влияние хозяйственной деятельности на сток, который начинает использоваться не только в энергетике и водоснабжении, но и в орошении. Ввиду использования стока на орошение увеличиваются и потери стока, которые необходимо учитывать в прогностической схеме. Схема принимает вид

$$f = f(x) - \Delta, \quad (3)$$

где Δ - потери стока.

Определение последних является сложной задачей. В этом направлении в ЗакНИИ в 1978-1979 гг. проделана работа /4,5/, в которой на большом гидрологическом материале установлены потери стока путем использования формулы:

$$\Delta Q = Q_n - (Q_B + \sum Q_{пр}), \quad (4)$$

где Q_n и Q_B - расходы воды в конце и начале участка реки соответственно, $\sum Q_{пр}$ - сумма расходов воды притоков в пределах данного участка реки.

Границами выбранных участков являются гидростворы. Количество таких участков, например, на р. Куры 18, на р. Риони - 7 и т.д. Такое деление рек на мелкие участки позволяет судить об искусственном и естественном приращении стока и его потерях по длине реки. Так на участке р. Куры от с. Ликани до г. Тбилиси $\Delta Q = 21,6 \text{ м}^3/\text{с}$. Если этот участок разделить на четыре более мелких, то получаем разности между суммарным стоком и стоком на замыкающих створах: - 2,4; +17,4; -8,4 и + 15,0 $\text{м}^3/\text{с}$, т.е. естественное приращение стока составляет +32,4 $\text{м}^3/\text{с}$, а потери равны -10,8, таким образом $\Delta Q = 21,6 \text{ м}^3/\text{с}$. Безусловно, дальнейшая детализация рек выгодна, но мы вынуждены ограничиться наличием действующих гидростворов на реках.

Изложенным выше методом устанавливались общие потери стока р. Куры для различных створов. Анализ потерь воды в бассейне р. Куры свидетельствует о том, что эти потери связаны как с естественными

процессами, происходящими в бассейне (испарение с поверхности водохранилищ, просачивание речных вод в песчано-галечные отложения русел рек и др.), так и с искусственными. Расчет по фактическим данным показал, что на долю потерь за счет искусственного воздействия на сток приходится 92% общих потерь, при этом 65% - на орошение.

Учет этих потерь в прогностической схеме и влияние его на качество прогноза показаны на примере Шамхорского водохранилища, расположенного на р. Куры в 687 км от устья. Расчетным створом принят п. Хулуф. В ЗапНИИ разработана методика прогноза притока воды в Шамхорское водохранилище /3/, которая основана на данных о стоке за период 1950-1970 гг., когда хозяйственное использование воды рек было несколько меньше, чем в настоящее время. Так, за период с 1961 по 1980 гг. орошаемые площади по территории Грузинской ССР увеличились с 14 до 22%. Полученные прогностические зависимости были использованы для прогноза притока воды за период с 1970 по 1980 гг. (табл. I).

При этом прогностическая величина отличается от фактической от +52,0 м³/с (1974 г.) до -74,0 м³/с (1971 г.), средняя ошибка $\pm 39,0$ м³/с. Эта ошибка складывается из целого ряда факторов, в том числе и из потерь стока на орошение.

Потери на орошение для расчетного створа по вышеизложенной методике были определены равными $\approx 17,0$ м³/с, что составляет 6,3% от многолетней нормы стока.

Подтверждением полученных результатов являются работы, выполненные по вопросам влияния хозяйственной деятельности на сток р. Куры /6, 7/. В этих работах для определения влияния орошения на сток был проанализирован бытовой сток за многолетний период, при этом учитывалось, что примерно до 1949 г. сток р. Куры был естественным. Согласно исследованиям годовой сток у г. Тбилиси за период 1949-1974 гг. уменьшился на 7,7%, а вегетационный сток - на 5,4%. Особенно заметно снижается сток под влиянием орошения в маловодные годы - до 24,5%.

Результаты учета потерь стока в прогностической схеме приведены в той же таблице I. Предел ошибок прогноза уменьшился, средняя ошибка составляет $\pm 29\%$, точность методики повысилась до 82%. Особенно заметно сказалась корректировка стока на орошение при оценке эффективности прогноза. Известно, что в случае отсутствия методики прогноза при составлении планов использования воды ориентируются на норму стока, что дает отрицательные результаты в годы сильно отличные от лет средней водности. Чем меньше разность между фактическим расходом ($Q_{ф}$) и прогнозным ($Q_{пр}$) по сравнению с разностью между фактическим расходом ($Q_{ф}$) и нормой стока (Q), тем больший выигрыш в экономическом отношении дает гидрологический прогноз.

Таблица 1

ПРОГНОЗ ПРИТОКА ВОДЫ В ШАМХОРСКОЕ ВОДОХРАНИЛИЩЕ
ЗА III КВАРТАЛ

Годы	$Q_{\text{ф.шкв.}}$ м ³ /с	$Q_{\text{пр.шкв.}}$ м ³ /с	ΔQ м ³ /с	$Q_{\text{г.с.}}$ м ³ /с	ΔQ м ³ /с	ϑ	ϑ'
1970	142	116	26	98	44	0	+18
1971	106	180	-74	163	-57	+12	-5
1972	201	223	-22	206	-5	-11	-28
1973	146	182	-36	165	-19	+14	-3
1974	184	132	52	115	+69	+36	+53
1975	97,3	155	-58	136	-41	-12,7	-29
1976	219	237	-18	220	-1	-33	-50
1977 (180)	222	-42	205	-25	+30	+12	
1978 (181)	228	-47	211	-30	+34	+17	
1979	150	173	-23	153	-5	+5	-12
1980	126	118	8	101	25	-34	-17
		P=		P=			
		73%		82%		+40,5	-43,7

$$G_{\text{г.п.}} = 47,5 \text{ м}^3/\text{с}$$

$$\vartheta\% = 36\%$$

$$\bar{Q}_{\text{шкв.}} = 168 \text{ м}^3/\text{с}$$

$$\vartheta\% = 64\%$$

Число случаев, когда прогноз дает больший эффект, чем ориентация на норму, после учета потерь стока (Δ) резко возросло.

Таким образом, в результате учета Δ за рассматриваемый период точность прогноза повысилась на 10%, за весь период наблюдений — на 15–20%. Уточнение методики прогноза на 1%, как было установлено ранее /8/, повышает выработку электроэнергии на 2,5 млн. кВт. час. В нашем примере этот выигрыш составит 20 млн. кВт. час или около 2 млн. руб. в год.

Титл. В результате можно сделать вывод, что в районах со значительными орошаемыми площадями необходимо в прогностические схемы вводить поправку на потери стока, связанные с забором воды на орошение. При этом надо учитывать, что поправка будет меняться и по территории, и во времени. Так, например, для Мингечаурского водохранилища, которое принимает воды рек Алазани и Иори, где очень сильно развита ирригация поправка в прогнозной величине возрастает до 36 м³/с.

В течение какого-то отрезка времени, пока увеличение орошаемых площадей не превысит 10% от существующих в настоящий момент, поправка на потери стока будет оставаться постоянной.

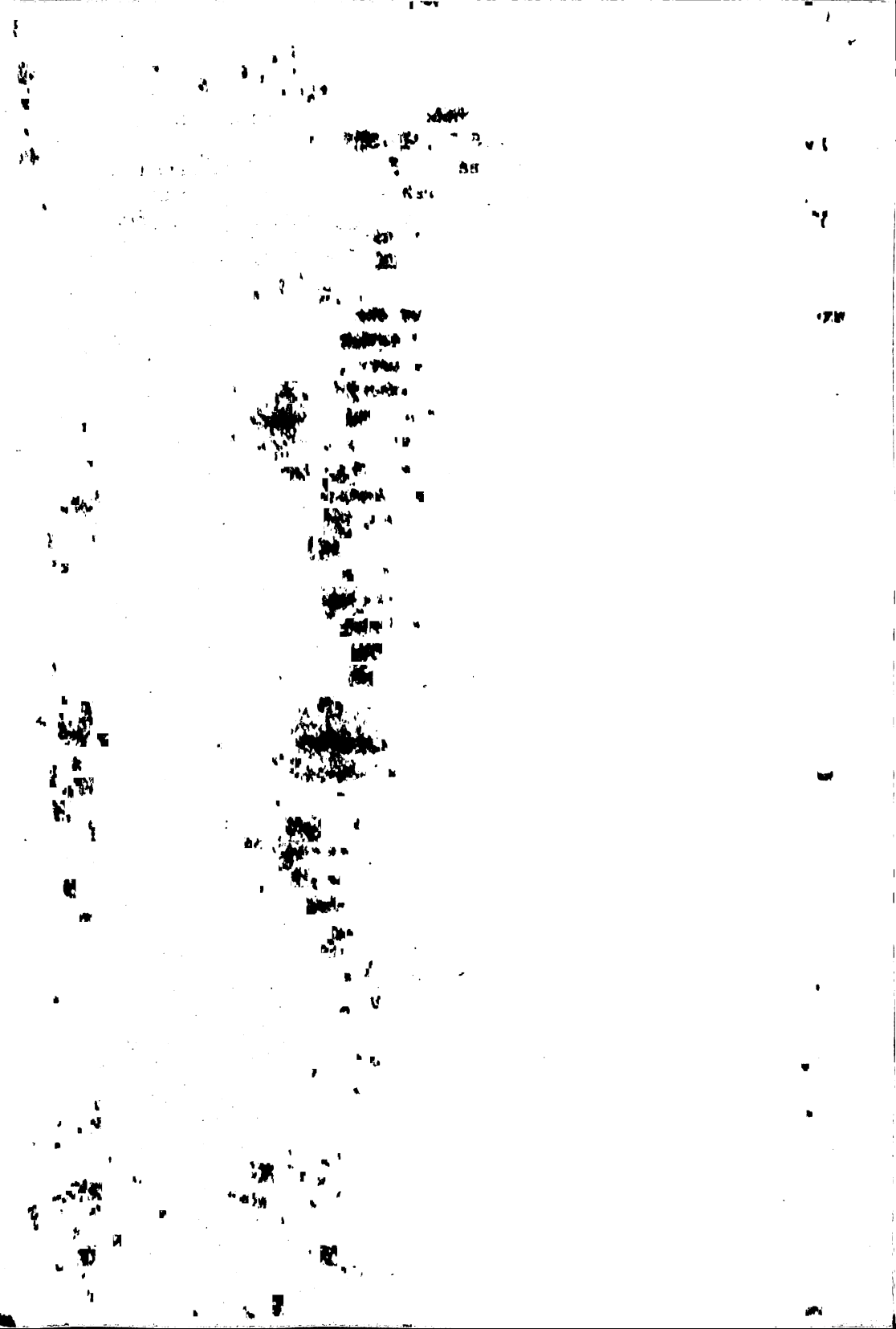
В будущем объем использования водных ресурсов в бассейне р. Куры возрастет, увеличатся орошаемые площади; потребность в воде станет еще больше. Следовательно, увеличатся потери стока и при разработке прогностических схем потребуется корректировка поправки, связанной с хозяйственной деятельностью человека.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ресурсы поверхностных вод СССР, том 9, вып. 4, Восточное Закавказье, Л., 1971.
2. Цомае В.Ш. К методике прогноза весеннего половодья на реках Грузии в зависимости от предшествующих гидрометеорологических факторов. — Тр. ТбилНИГМИ, вып. 4, Л., 1959.
3. Сидорова Л.В. Прогноз притока воды к Шамхорскому водохранилищу за период весеннего половодья. — Тр. ЗакНИГММ, вып. 62(68), Л., 1975.
4. Цомае В.Ш. Характеристика стока междуречий по длине рек Кавказа. — Тр. ЗакНИИ, вып. 72(78), Л., 1980.
5. Цомае В.Ш. Особенности изменения среднего месячного стока на участках между смежными постами по длине рек Кавказа и методика определения естественного стока. — Тр. ЗакНИИ, вып. 77(83), Л., 1982.
6. Глинская Л.В. Оценка влияния орошаемого земледелия на сток рек Восточной Грузии — Тр. ЗакНИГМИ, вып. 68(74), Л., 1979.

7. Шикломанов И.А. О влиянии орошения на годовой сток рек
Куры, Кубани. - Тр. ГГИ, вып. 208, Л., 1973.

— 8. Сванидзе Г.Г., Сидорова Л.В., Цомае В.Ш. Повышение точности
учета снегов запасов в горах для целей гидрологических прогнозов
X конференция придунайских стран по гидрологическим прогнозам.
Вена, 1979г



ВОПРОСЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ
ПРОГНОЗОВ В ВОДОХОЗЯЙСТВЕННОЙ ПРАКТИКЕ

К. т. н. Гриневич А. Г., ЦНИИИВР, Минск, СССР

ON USING HYDROLOGICAL FORECASTS IN WATER MANAGEMENT.
Economic efficiency of a flow regulation measure and, above all, of reservoir operation depends, to a large extent, on accurate and timely forecasts of the major water balance element, i.e. reservoir inflow. The requirements to accurate and regular performance of a forecasting scheme are increasing in response to current measures which are aimed to order all problems concerned with increasing the operative efficiency of available reservoirs. These include setting up of operational bodies for shared reservoirs in the system of the Ministry of Land Improvement and Water Economy.

In formulating measures concerned, in particular, with increasing the efficiency of regulated flow uses, emphasis is made on information provisions for both forecasting schemes and operative management of coastal areas.

The paper discusses uses of hydrological forecasts in the operational water management in consideration of feasible information provisions for the planned measures and efficient decision making as based on the operational forecasts.

Also, it's noteworthy that the above measures imply increase in the scope of forecast and diagnosis tasks which are of direct practical value in management of regulated flow because increasing the efficiency of total national resources in the reservoirs depends, essentially, on feasible forecasts of specific biological, geodynamic, ecological, and social problems.

PROBLEME DER NUTZUNG HYDROLOGISCHER PROGNOSEN IN DER PRAXIS DER WASSERWIRTSCHAFT

Zusammenfassung Die wirtschaftliche Bedeutung jeder beliebigen Maßnahme zur Abflußregelung und in erster Linie die Effektivität der Wasserspeichernutzung läßt sich in bedeutendem Maße durch die Rechtzeitigkeit und Genauigkeit der Voraussagen hinsichtlich des Hauptelements im wasserwirtschaftlichen Gleichgewicht) und zwar des Wasserspeicherzuflusses bestimmen. Die Anforderungen an die Genauigkeit und Klarheit des pronostischen Plans steigen im Zusammenhang mit den Maßnahmen, die heute zur Regelung aller Fragen getroffen werden, die die Erholung der Nutzugseffektivität von bestehenden Wasserspeichern betreffen, darunter die Schaffung der Dienste, die für die gemeinsame Nutzung der Wasserspeicher im System Minwodchos der UdSSR zuständig sind.

Bei der Erarbeitung von Maßnahmen zur Regelung der Nutzungseffektivität von regelbaren Gewässern wird heute besondere Aufmerksamkeit der Informationsversorgung sowohl prognostischer Pläne als auch operativer Maßnahmen zur Verschönerung der Oberzone an Wasserspeichern geschenkt.

Die Ausnutzung hydrologischer Voraussagen in der operativen wasserwirtschaftlichen Praxis wird sowohl aus der Sicht der Informationsversorgung der jeweiligen Maßnahmen als auch vom Standpunkt der Prozedur selbst aus betrachtet, die die Beschlußfassung auf Grund operativer hydrologischer Prognosen angeht.

Bemerkenswert außerdem ist, daß die Realisierung der oben erwähnten Maßnahmen die Erweiterung des prognostischen bzw. diagnostischen Aufgabenkreises mit sich bringt, der bei der wirtschaftlichen Nutzung regelbarer Gewässer vom praktischen Wert ist, weil die Erhöhung der Nutzungseffektivität aller Naturschätze der Wasserspeicher von der Möglichkeit zur Vorhersage biologischer, geodynamischer, ökologischer und sozialer Prozesse abhängig ist.

Интенсивное использование природных ресурсов в хозяйственных целях приводит, в частности, к широкому освоению речных бассейнов. Это освоение включает в себя, прежде всего, создание водохозяйственных систем различного масштаба, направленных на эффективное использование водных ресурсов в ряде отраслей народного хозяйства. Одним из основных элементов практически любой водохозяйственной системы являются водохранилища, позволяющие преобразовывать естественный водный режим реки применительно к запросам водопотребителей.

Развитие таких водоемких отраслей хозяйства как орошение сельскохозяйственных угодий, водоснабжение, энергетика и т.п. приводит к необходимости создания широкой сети водохранилищ того или иного хозяйственного назначения, различного масштаба преобразования речного стока и различного технологического типа.

Об интенсивности и масштабах работ по регулированию речного стока можно судить из следующих данных. В настоящее время в стране эксплуатируется более 2,6 тыс. искусственных водоемов полным объемом более 1 млн. м³ каждый. В зависимости от физико-географических особенностей региона и преобладающего вида хозяйственного использования зарегулированных вод, изменяется структура этого водохранилищного фонда и, следовательно, задачи соответствующего гидрометеорологического обслуживания и, прежде всего, вопросы предсказания общего или полезного притока к водохранилищам.

В одних районах водохранилищный фонд растет в основном за счет создания густой сети малых водоемов, обеспечивающих комплексное использование местного речного стока (Прибалтика, Белоруссия, Украина и пр.), в других районах резко увеличивается объем зарегулированных вод за счет создания больших водохранилищ комплексного назначения на крупных реках (Сибирь, Дальний Восток, Средняя Азия), в некоторых районах основное направление преобразования водных ресурсов заключается в разработке мероприятий по регулированию режимов озерных водоемов в целях теплоэнергетики, рыбного хозяйства, водоснабжения, рекреации и т.п.

В настоящее время уделяется значительное внимание повышению эффективности использования существующего водохранилищного фонда страны. Разрабатывается целый ряд мероприятий по повышению эффективности использования водохранилищ с учетом водоохраных требований, создаются специализированные службы эксплуатации водохранилищ, предусматривается соответствующее информационное обеспечение этих мероприятий, в том числе создание специальных форм отчетности по использованию зарегулированных вод. Значительное место в ряду этих мероприятий принадлежит разработке эффективных мер по практической реализации гидрологических прогнозов при назначении оперативных режимов работы водохранилищ и информационному обеспечению прогностических схем.

Кроме этого, необходимо отметить, что осуществление указанных мероприятий влечет за собой необходимость расширения круга прогностических и диагностических задач, имеющих непосредственное практическое значение при использовании в хозяйстве зарегулированных вод, так как повышение эффективности использования всех природных ресурсов водохранилищ естественно зависит от возможности предсказания тех или иных биологических, геодинамических, экологических и социальных процессов.

Для крупных рек вопросы гидрологического прогностического обеспечения разработаны достаточно подробно. По существу режимы работы всех значительных водохранилищ и их каскадов разрабатываются с учетом возможностей прогноза приточности к ним, это относится к таким каскадам комплексного назначения, как Волжско-Камский полным объемом порядка 165 км^3 , Днепровские водохранилища суммарным объемом около 44 км^3 , разработана методика автоматизированного прогноза по каскаду Сырдарьинских водохранилищ, несущих на себе значительную нагрузку по удовлетворению противоречивых требований энергетики, орошения и водоснабжения и т.д.

Однако, во многих районах страны нет возможностей создания крупных водохранилищ и их каскадов (либо эти возможности уже исчерпаны) и в перспективе намечается создание достаточно густой сети средних и малых водохра-

нилиц основную долю составляют водоемы объемом менее 100 млн. м³. Подобного типа водохранилища позволяют достаточно эффективно использовать местные водные ресурсы.

Система информационного обеспечения и гидрометеорологического обслуживания такого типа водохранилищ имеет ряд особенностей, связанных со сложностью получения исходной информации с естественных водных ресурсах малых рек, с чувствительностью бассейнов малых рек к любым антропогенным воздействиям, со сравнительно малыми периодами добегания и т. д.

Примером такого района, где достаточно густая сеть малых водоемов позволяет успешно обеспечивать потребности в воде целого ряда отраслей хозяйства, является Белорусская ССР. В настоящее время здесь эксплуатируется порядка 90 малых водохранилищ, в основном, комплексного назначения и осуществляющих сезонное регулирование стока. В целях упорядочивания всех вопросов, связанных с эксплуатацией этих водохранилищ, планируется создание в системе Минводхоза БССР несколько централизованных служб эксплуатации, объединяющих системы однородных водохранилищ, так например, предполагается создание "службы эксплуатации Полесских водохранилищ". Эти службы эксплуатации должны иметь непосредственную связь с прогностическими системами, так как с одной стороны они собирают, анализируют и представляют в соответствующие инстанции исходную гидрологическую информацию (величину приточности к водохранилищу, потери на фильтрацию и испарение с водной поверхности, объемы забора воды на хозяйственные нужды, величины сброса воды в водохранилища и т. п.), необходимую для использования в оперативной прогностической практике, а с другой стороны служба эксплуатации является потребителем гидрологических прогнозов приточности к водохранилищу, которые необходимы ей для определения эффективного режима работы водохранилища.

В настоящее время в Белорусском гидрометцентре разработана методика прогноза объема весеннего половодья по пяти наиболее крупным (в масштабе республики) и практически значимым водохранилищам. Одно из этих водохранилищ расположено в бассейне р. Неман, остальные - в бассейне р. Припять. Они предназначены обеспечивать водой следующих

потребителей: орошение сельскохозяйственных угодий, водоснабжение населения и промышленности, рыбное хозяйство, рекреация, а также необходимость срезки паводочных расходов в связи со значительной неравномерностью внутригодового распределения стока и, как следствие этого — значительными весенними разливами рек, приносящими убытки и усложняющими условия освоения ценных пойменных земель. Известно, что чем более напряженный водохозяйственный баланс водохранилищ, тем больший эффект можно ожидать от предсказания величины приточности к водохранилищу.

Рассмотрим имеющиеся прогностические схемы и их практические возможности при назначении режимов работы водохранилищ, не касаясь вопросов экономической количественной оценки эффективности использования прогнозов, которые имеют самостоятельные значения и должны быть основаны на построении платежной матрицы, что представляет собой задачу исключительной сложности (не столько в методическом смысле, сколько — в информационном) при наличии нескольких потребителей, особенно при противоположном значении водохранилища.

Наиболее крупное из рассматриваемых водохранилищ — Вилейское на р. Вилии (басс. р. Неман) создано для целей хозяйственно-бытового водоснабжения, орошения, водообеспечения рыбных прудов, рекреации и, кроме того, для осуществления межбассейновой переброски стока из басс. р. Неман в р. Свислочь (басс. р. Днепр) в связи с водообеспечением г. Минска. Полный объем Вилейского водохранилища 260 млн. м³, полезный — 235 млн. м³. Среднегодовое количество приточности к водохранилищу составляет 724,4 млн. м³, в том числе за половодье проходит 356 млн. м³. В расчетный год 95%-ой обеспеченности должен обеспечиваться попуск в нижний бьеф в размере 31,62 млн. м³. Наполнение водохранилища предусматривается в течение трех месяцев — март, апрель, май. В остальное время года осуществляется сработка.

Первый прогноз объема весеннего половодья выдается 1-2 марта на основании следующей информации: запас воды в снеге на 3-ю декаду февраля, запас воды в ледяной корке, осадки за зимний период от даты составления прогноза.

Обеспеченность полученных прогностических зависимостей составляет 81-88% при $r = 0,54 - 0,57$. Таким образом точность прогнозирования объема приточности за весеннее половодье к Вилейскому водохранилищу достаточно высокая и в принципе должна способствовать эффективности его работы в условиях напряженного водохозяйственного баланса. Однако сроки выпуска прогноза весеннего половодья не всегда удовлетворяют требованиям эффективного режима пропуска весеннего половодья через Вилейское водохранилище, т.к. информация о величине весеннего половодья необходима уже тогда, когда назначается график предполоводной сработки водохранилища, особенно при ожидаемой многоводной весне. А в отдельные годы в многолетнем разрезе весенний подъем начинается уже во второй половине февраля. В этих случаях прогноз об объеме весеннего половодья, выпущенный 1-2 марта, практически уже никак не может повлиять на назначение режима осуществления предполоводной сработки водохранилища и на пропуск половодья. В тех случаях, когда половодье запаздывает и запас воды в снеге по данным снегосъемок заметно увеличился (порядка 10% и более) предусмотрено уточнение первоначального прогноза весеннего притока к водохранилищу. При этом увеличивается не только максимальный запас воды в снеге, но и величина суммы осадков от даты перехода температуры воздуха через 0° до даты максимального запаса воды в снеге.

Анализ многолетних данных показал, что весеннее половодье по объему выше среднего значения обычно начинается во второй половине марта и заканчивается во второй половине мая и в этом случае, если первоначально выпущенный прогноз (1-2 марта) правильно ориентировал об ожидаемой водности, эффективность его может быть достаточно высокой.

Следующая группа водохранилищ, для которых в Белорусском гидрометцентре разработана методика прогноза объема весеннего половодья, представлена четырьмя водохранилищами комплексного назначения, расположенными в Белорусской части Полесья - Красная Слобода (полный объем - 69,5 млн.м³, среднемноголетняя приточность: за год - 94,5 млн.м³, за половодье - 55,0 млн.м³) Доктыши (полный объем - 50,2 млн.м³, среднемноголетняя приточность: за год

—118 млн.м³, за половодье — 53,5 млн.м³), Лубань (полный объем — 39,5 млн.м³, среднемноголетняя приточность: за год — 143 млн.м³, за половодье — 78,6 млн.м³) и Солигорское (полный объем — 55,9 млн.м³, среднемноголетняя приточность: за год — 288, млн.м³, за половодье — 152,3 млн.м³).

Гидрологический режим зарегулированных рек (р.р.Лань, Мороць, Случь, Оресса) характеризуется высоким и резким весенним подъемом, сравнительно низкой меженью с кратковременными дождевыми паводками. Весенний подъем начинается в конце февраля — начале марта, продолжается 15—20 дней, переход к межени обычно отмечается в конце июня, в июле. Продолжительность весеннего половодья обычно составляет 1,5—2 месяца.

В водохозяйственный комплекс, сформированный на базе исследуемых водохранилищ входят следующие потребители: орошение сельскохозяйственных земель, водоснабжение (промышленное и коммунальное), рыбное хозяйство и рекреация. Хотя доля этих потребителей различна для отдельных водохранилищ, однако режим их работы достаточно однородный и состоит из двух этапов — весеннего наполнения и сработки в течение остального времени года. Потребности в воде в маловодный период года полностью удовлетворяются при сезонном регулировании стока, когда наполнение водохранилища обеспечивается стоком весеннего паводка.

Особенность эксплуатации Полесских водохранилищ заключается в том, что они используются в комплексе с полносистемными рыболовными хозяйствами и срезка пика паводка осуществляется не только полезной емкостью самого водохранилища, но и емкостью нагульных прудов рыбхоза, которая часто соизмерима с полезным объемом водохранилища (кроме Солигорского, основное назначение которого — промышленное водоснабжение). Правилами эксплуатации водохранилищ предусмотрено наполнение водохранилища при полностью закрытых водосбросных отверстиях паводкового водосброса и идет при одновременном наполнении нагульных прудов рыбхоза. Удовлетворение потребностей орошения осуществляется только после сработки нагульных прудов.

В случае маловодной весны, при опорожнении нагульных прудов часть воды перекачивается в водохранилище. Прави...

лами эксплуатации предусмотрено, что в годы обеспеченности более низкой (по осадкам), чем расчетная, подача воды на орошение должна быть уменьшена пропорционально изменению полезной водоотдачи водохранилища.

Для назначения режима предпаводочной сработки и пропусков паводка необходимы прогнозы объема весеннего половодья. Режим работы водохранилища в маловодный период — года (по существу — режим его сработки) разрабатывается без учета предсказания меженного стока.

Предполоводная сработка осуществляется в течение месяца, причем полная сработка до уровня мертвого объема (УМО) предусматривается только при прогнозе многоводного весеннего паводка.

Стандартный срок выпуска прогноза объема весеннего половодья для рассматриваемых водохранилищ 1-2 марта. Кроме этого, методика предусматривает уточнение выпущенных прогнозов за счет учета суммы осадков, выпавших вплоть до 20-го и 31-го марта. В качестве предикторов для всех рек использованы: сумма осадков за зимний период и за период снеготаяния, сумма осадков за 2 месяца, предшествующих переходу температуры воздуха к отрицательным значениям (осенью), глубина промерзания грунта перед началом снеготаяния.

Точность полученных зависимостей находится в допустимых пределах и позволяет ими пользоваться в практических целях, однако также как в предыдущем примере возникает вопрос о своевременности получения информации о предстоящем половодье и возможностях учета прогноза при разработке оперативного режима работы водохранилищ, в особенности — необходимость производства предполоводной сработки и её глубина.

Учитывая достаточно однородный характер формирования весеннего половодья по территории Полесья и, в основном, единообразный режим работы Полесских водохранилищ, видимо, целесообразна выдача фоновых прогнозов для всей территории. Это позволило бы режим работы основной массы водохранилищ разрабатывать с учетом ожидаемой водности весеннего половодья. Этот вопрос достаточно актуальный, учитывая интенсивность роста водохранилищного фон-

да в данном районе.

Как уже упоминалось, сложность гидрометеорологического обслуживания водохранилищ, созданных на малых реках связана с чувствительностью малых бассейнов на антропогенные воздействия. В рассматриваемом регионе эти воздействия, в основном, обуславливаются осушительно-увлажнительными мероприятиями, которые, в частности, могут влиять на величины максимальных расходов воды весеннего половодья. В разрабатываемых в настоящее время правилах эксплуатации водохранилищ этим вопросам уделяется внимание, а в прогностических схемах должны вводиться соответствующие поправки, основанные на анализе однородности исходных гидрологических рядов.

Таким образом особенности гидрологического режима малых рек и информационное обеспечение эксплуатации средних и малых водохранилищ, созданных в бассейнах этих рек, приводит к необходимости решения следующих задач гидрометеорологического обслуживания: налаживание системы отчетности по использованию зарегулированных вод, разработка по однородным территориям фоновых прогнозов приточности к малым водохранилищам, оценка масштабов воздействия антропогенного воздействия на естественный гидрологический режим рек и введение соответствующих поправок в прогностические схемы, приведение в соответствие сроков выпуска прогнозов с этапами назначения режимов работы водохранилищ.

INSTITUT ZA VODOHROMNENI
JAROSLAV CERNIK
BIBLIOTEKA
№ 16463

