

Sekcia - Секция - Sektion 2

1. АНДЖЕЛИЧ, М. - ЛАЗОВИЧ, М.: К вопросу о применении самонастраивающегося предитора для краткосрочного гидрологического прогнозирования
2. BARTÁK, Z.: Regime der Sohneedecke im Einzugsgebiet und ihre Betriebsauswertung
3. ВАРТА, П. – ХАРКАНИ, К. – СЕЛЛЕШИ-НАДЬ, А.: Разложение и прогноз расхода воды главной реки по притокам с использованием линейной модели руслового стока
4. BECKER, A. - SCHMAHL, S.: Adaptive Version des nichtlinearen Stufenmodells mit Zusatzspeicher zur verbesserten Hochwasservorhersage
5. BECKER, A. - SZÖLLÖSI-NAGY, A. - AMBRUS, S. - ILSE, J. - HARKANYI, K.: Nichtlineares Stufenmodell für Durchflussvorhersagen mit linearen Speichersequenzen als Teilmodell
6. BECKER, A. - MARTINKA, K. - POLTE, B. - GABRIŠ, P.: Erprobung des nichtlinearen Stufenmodells RIMO für Durchflussvorhersagen an der Donau
7. BUCHTELE, J. - MAJER, P.: Abflussimulationen, die das API-Modell und die Tagesgradmethode auswerten
8. BUCHTELE, J. - MAJER, P. - VRABEC, M.: Veränderlichkeit der Impulsantwort zur Simulation von Durchflussganglinien
9. ЧИЖОВА, М.: Определение входных данных для моделей дождевого стока
10. ДЕМИДОВ, В.Н. – МОТОВИЛОВ, Ю.Г.: Физико-математическая модель формирования талодождевого стока
11. ДРОБОТ, Р.: Оценка параметров метода Масингама дебегания поводковых волн при линейном программировании
12. FRANKE, V.: Hydrometeorologische Methoden zur Verbesserung der BKF-Niederschlagsvorhersage für die Anwendung in einem Flussgebietsmodell
13. ХАРАНГОЗО, М. – МАРФАИ, Л.: Гидрологический метод прогноза максимальных уровней воды сложных паводочных волн на нижнем и среднем участках реки Тиса
14. HOFFMEYER-ZLOTNIK, H.J. - BECKER, A. - WERNSTEDT, J.: Eine prozessadäquate Modellalternative zum Muskingum-Modell
15. HOLLE, F.K. - LUDWIG, K.: Hochwasserabflussvorhersage in Flussgebieten mit Regelungssystemen
16. IHRINGER, J.: Anwendung der Kalman-Filter-Technik auf die kurzfristige Abflussvorhersage
17. ИРИЗ, Л. – СЕЛЛЕШИ-НАДЬ, А. – ШУХОВОДСКИЙ, А.В.: Численный анализ чувствительности и устойчивости параметров дискретной линейной модели каскада
18. ЯНКОВИЧ, Д. – СТАНИЧ, М.: Влияние способов тарирования нелинейной модели МАНС-II на качество прогнозов
19. KAKOS, V.: Zur Problematik von hydrosynoptischen Vorhersagen auf dem Gebiet der ČSR
20. КАПОТОВА, Н.И. – КОНДРАТЬЕВ, С.А. – ЛИВАНОВА, Н.А.: Прогноз гидрографа дождевого стока с использованием радиолокационной информации об осадках
21. KONTUR, I.F.: Korrelationsfunktionen von Summen- und Differenzenzeitreihen
22. КОРЕНЬ, В.И. – ЧЕРНОВА, Н.П.: Расчет (прогноз) трансформации расходов (уровней) воды на приточных участках рек

23. КОВАЧ, Ш.: Исследование связи между точностью прогностических зависимостей определенных вычислением регрессии, и заблаговременностью прогноза
24. KUNSCH, I. - MINÁRIK, B.: Vorhersage in Abschnitten mit bedeutendem aber nicht gemessenem Nebenfluss
25. ЛЫЛО, В.М. – ПОПОВ, Е.Г. – ХАРЧЕНКО, П.Ю.: Гидрологическое обеспечение декомпенсированного регулирования стока паводкозащитными водохранилищами
26. МЕКИШ, Э.: Численная краткосрочная модель количественного прогноза осадков для прогноза стока
27. MESSAL, H. - BECKER, A. - SZÖLLÖSI-NAGY, A.: Lineares Speicherkaskadenmodell mit Erfassung von Rückstaueffekten und verallgemeinerte Lösungsdarstellung
28. МУХИН, В.М.: Опыт применения компонентного анализа в гидрологических прогнозах
29. ПАНЕНКА, И. – ПОДГОРСКИ, Д.: Анализ причин неуспешного прогноза внезапного повышения уровня реки Дунай (Рождество 1983 г.)
30. ПЕТКОВИЧ, Т.В. – ГАВРИЧ, М.М.: Краткосрочные прогнозы расходов воды на основе запасов воды в речной сети
31. ПОДАНИ, М.: Связь между точностью-заблаговременностью-эффективностью гидрометеорологических прогнозов
32. ПРОХАСКА, С.Й. - ВАРТОШ, В.И.: Сопоставленный анализ трех моделей для краткосрочного прогнозирования речного стока
33. РОШКА, П. - ДЖЕРДЖЕСКУ, Д. – ВАСЕНЧУК, Ф. – МЭРЕШОЮ, Д.: Исследование некоторых типических синоптических ситуаций, определяющих максимальные осадки в гидрографических бассейнах юга Румыни
34. POTTER, F. – KOMAH, T. – KYIMPYAN, B.: Исследование добегания и компановки паводковых волн в гидрографических бассейнах
35. SEIFERT, A. - WERNSTEDT, J.: Ein Vergleich von Vorhersagemodellen für die Wasserbewegung in langsam und schnell fliessenden Flussläufen
36. СОСЕДКО, М. Н.: Оценка составляющих водного баланса при математическом моделировании процессов формирования дождевого стока
37. SVOBODA, A. - TURČAN, J.: Ein hydrologisches Vorhersagesystem in dem tschechoslowakischen Teil des Bodrog-Einzugsgebietes
38. SZOLGAY, J.: Modellierung von Flussstrecken mit Zuflüssen mit der linearen Speicherkaskade
39. SZÖLLÖSI-NAGY, A. - AMBRUS, S.Z.: Hydrologische Vorhersagen unter Berücksichtigung des Rückstaueffekts aufgrund der Impulsantworten der linearen Diffusionsgleichung
40. ШЕРБАН, П.: Метод получения единичного мгновенного гидрографа
41. ШЕРБАН, П.: Обобщение уравнения единичного мгновенного переменного гидрографа
42. DRAKO, J.: Die Vorhersageversion des nichtlinearen Schwellenmodells
43. DREHER, J.E. – GUTKNECHT, D. – KRESSER, W.: Kurzfristige Abflussvorhersagen mit Hilfe der robusten Regression
44. МИГИНА, В.: Условия зависимости расходов для оптимального гидрометрического прогноза

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 1 К ВОПРОСУ О ПРИМЕНЕНИИ
САМОНАСТРАИВАЮЩЕГОСЯ ПРЕДИКТОРА
ДЛЯ КРАТКОСРОЧНОГО ГИДРОЛОГИЧЕС-
КОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Анджелич, М. - Лазович, М.

Banská Bystrica 21.-24. august 1984

2 - 1 - 1

К ВОПРОСУ О ПРИМЕНЕНИИ САМОНАСТРАИВАЮЩЕГОСЯ ПРЕДИКТОРА
ДЛЯ КРАТКОСРОЧНОГО ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Михайло Анджелич
Мирьяна Лазович
Союзный гидрометеорологический институт, Белград, СФРЮ

I. Введение

В рамках теории управления системами Wittenmark /1974/ разработал самонастраивавшийся предиктор / Self-Tuning Predictor /, представляющий собой, в действительности, стохастическую прогностическую модель, обладающую свойством самонастраивания /оценивания/ своих параметров, рекурсивно во времени, а затем прогнозирование будущих состояний системы.

Примеры применения этой модели в гидрологии для прогнозирования речного стока уже хорошо известны и детально описаны в работах Ganendra /1977, 1979/, Ambrus /1979, 1980/, Ambrus и Szabolcsi-Nagy /1981/, Andjelic и Lazovic /1983/ и других.

Исходя из того, что теоретические основы самонастраивавшегося прогностического алгоритма уже хорошо известны, в настоящей статье излагаются основные соотношения и шаги алгоритма, а упор делается на результаты и опыт его применения на югославском секторе Дуная и участке р. Великой Моравы.

2. Основные рекурсивные соотношения самонастраивавшегося предиктора

Если процесс речного стока можно описать стохастической моделью ARMA типа, тогда из нее можно выработать такую самонастраивавшуюся прогностическую модель, которая в

каждом дискретном моменте времени t дает оценку вектора своих параметров - $\hat{a}(t)$ и прогноз расхода или уровня воды на входном створе участка, $\hat{y}(t+k/t)$, с заблаговременностью k шагов.

Целая процедура вычислений выполняется рекурсивно в следующие четыре шага:

1. шаг. На основании данных наблюдений за расходами или уровнями воды - $y(t)$, в момент времени t вычисляется ошибка прогноза

$$\epsilon(t) = y(t) - y(t/t-k) \quad /1/$$

где $\epsilon(t)$ - ошибка прогноза в момент времени t , $y(t)$ - расход /уровень/ воды в момент времени t в прогностическом профиле /наблюденный/ и $\hat{y}(t/t-k)$ - прогноз расхода /уровня/ воды в момент времени t , выпущенный в момент времени $t-k$. Затем формируется новый вектор входных данных $x(t)$:

$$\begin{aligned} x(t) = & [\hat{y}(t+k-1/t-1), \hat{y}(t+k-2/t-2) \dots \hat{y}(t+k-p/t-p), u(t), \\ & u(t-1) \dots u(t-r), v(t), v(t-1) \dots v(t-z), \epsilon(t), \\ & \epsilon(t-1) \dots \epsilon(t-s)] \end{aligned} \quad /2/$$

где $\hat{y}(t+k-p/t-p)$ - последних p прогнозов расходов или уровней воды в выходном створе, $u(t-r)$ - последних r значений расходов или уровней воды, наблюденных на входном створе, $v(t-z)$ - последних z расходов или уровней воды, наблюденных на входном створе, на притоке /если рассматривается приточный участок реки/, $\epsilon(t-s)$ - ошибки за последние s выпущенных прогнозов, p, r, z, s - величины, определяющие порядок стохастической самонастраивющейся модели и в тоже время число и тип переменных входного вектора $x(t)$.

2. шаг. Производится улучшение оценки вектора параметров модели рекурсивным способом наименьших квадратов:

$$\hat{a}(t) = \hat{a}(t-1) - P(t-1) x(t) [I - x^T(t) P(t-1) x(t)]^{-1} [x^T(t) \hat{a}(t-1) - y(t)] \quad /3/$$

где $\hat{a}(t)$ - новая /улучшенная/ оценка вектора неизвестных при условии постоянных параметров модели в момент времени t ; $P(t)$ - ковариационная матрица ошибок оценки параметров модели, T - обозначение транспонированной матрицы вектора.

3. шаг. Производится улучшение весовой, т.е. ковариационной матрицы ошибок оценки параметров модели:

$$P(t) = P(t-1) - P(t-1) x(t) [I + x^T(t) P(t-1) x(t)]^{-1} x^T(t) P(t-1) \quad /4/$$

4. шаг. Вычисляется прогноз выходного расхода или уровня воды в момент времени t , в k шагов вперёд на основе оценки вектора параметров $\hat{a}(t)$ и известного вектора входных данных, используя выражение

$$\hat{y}(t+k/t) = x^T(t) \hat{a}(t) \quad /5/$$

3. Результаты применения модели

Описанный выше алгоритм экспериментально применён для краткосрочного прогнозирования уровней или расходов воды на следующих участках рек в Гославии:

- участок Дуная между водомерными постами Бездан и Богоево /прогностический створ/ со значительным притоком /р. Драва, в.п. Дони Михолци/,
- участок Дуная между водомерными постами Богоево и Нови Сад /прогностический створ/ и
- участок реки В.Моравы между в.п. Багрдан и Любичевским мостом.

На рис. I дана схема расположения рассматриваемых участков.

Для приточного участка Дуная и для участка на р.Великой Мораве экспериментальное применение модели произведено в двух вариантах: с расходами и уровнями воды как входными данными. Для бесприточного же участка, только с уровнями

воды. Во всех случаях модели предназначены для прогнозирования с заблаговременностью в 1 и 2 суток.

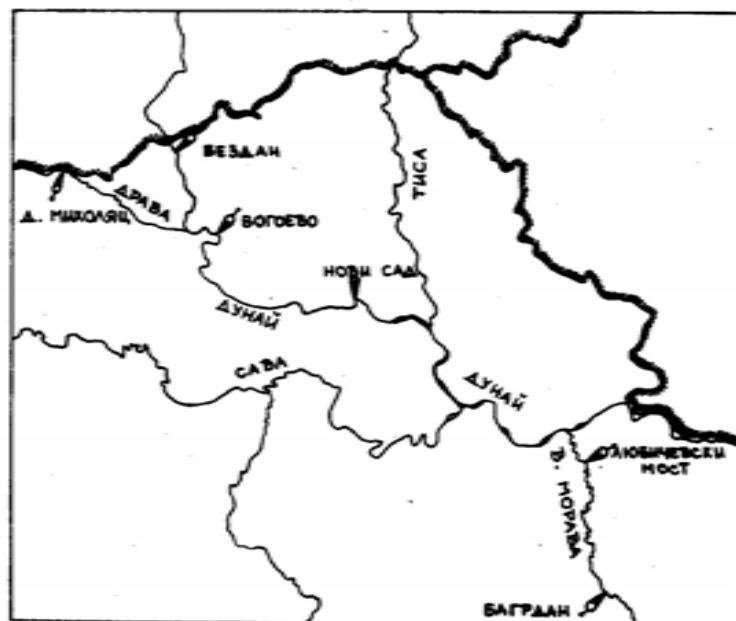


Рис. I Схема югославского участка Дуная с главными притоками и расположение рассматриваемых участков

Вопрос выбора оптимального порядка модели, дающей прогнозы с минимальным стандартным отклонением, насколько известно, теоретически пока не решен. Поэтому величины r , r , z и ϵ определяются анализом результатов нескольких вариантов, задавая для каждого варианта другие значения. Таким способом порядок моделей для всех участков и периодов заблаговременности определялся и в настоящей работе.

В таблице I представлены следующие статистики ошибок прогнозов $\bar{\epsilon}$, полученные применением самонастраивющейся

модели: среднее значение - $\bar{\epsilon}$, стандартная ошибка - $\bar{\sigma}_\epsilon$, индекс корреляции между наблюденным и спрогнозированным значениями - R и индекс определенности, эффективности - η /дальнее о индексе η можно посмотреть, например, Andjelic, Jankovic, 1982/.

Табл. I. Статистики ошибок прогнозов самонастраивющейся модели /для $k=1$ и 2 сут./, для рассматриваемых участков

РЕКА прогностический профиль	ЗАБЛАГО- ВРЕМЕННОСТЬ [сут.]	ПЕРИОД ТАР./ПРОВ. [год]	$\bar{\epsilon}$ [м]	$\bar{\sigma}_\epsilon$ [см]	R	η
Дунай	1	1966	0,78	4,84	0,999	0,95
Богојево	2	1966	0,32	14,57	0,993	0,84
Дунай	1	1966	0,43	4,52	0,999	0,95
Нови Сад	2	1966	- 0,14	14,21	0,995	0,85
В. Морава	1	1975/77	- 3,10	10,64	0,994	0,83
Лючичевский мост	2	1975/77	0,64	19,83	0,985	0,76

В таблице даны только результаты применения модели с уровнями в качестве входных данных и для тех значений r , r , z , ϵ , для которых получены наилучшие прогнозы /хотя и нельзя утверждать, что выбран оптимальный порядок моделей/.

На рис. 2. даются сопоставленные графики наблюденных и прогнозированных значений уровней воды в профиле в.п. Богојево. Этот рисунок показывает более наглядно, чем статистики из табл. 2, какой точности прогнозов можно достичь для приточного участка Дунала, применением рассматриваемой модели для периодов заблаговременности 1 и 2 суток.

На основе имеющегося опыта в применении самонастраивющейся модели, включая и результаты настоящей работы, можно сделать следующие выводы:

а. Рассматриваемая стохастическая модель дает неожиданно хорошие результаты для прогноза с заблаговременно-

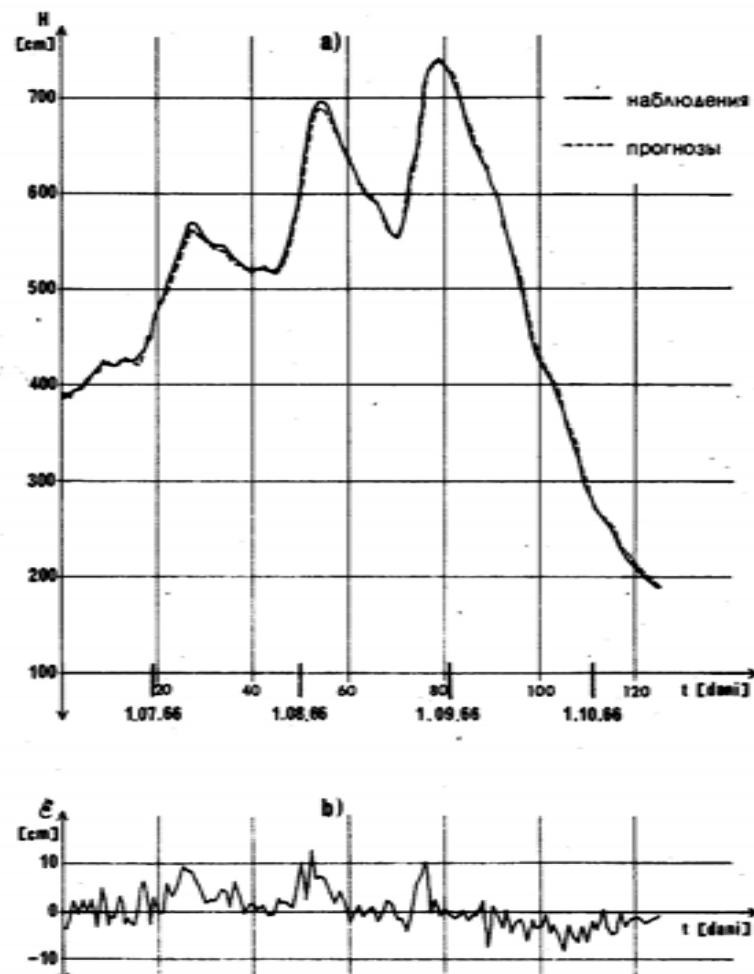


Рис. 2. а) Сопоставленные графики наблюденных и прогнозированных уровней воды на в. п. Богоево за период 14.06 - 16.08.1966 г., для $k=1$ сут.

б) Временной график $\varepsilon(t)$, для $k=1$ сут.

тью I-и сутки, лучше некоторых детерминистических или детерминистико - стохастических моделей. Это уже нельзя утверждать для заблаговременности более одних суток /к примеру, можно сопоставить результаты из настоящей работы с результатами, которые получили Andjelic i Szöllösi-Nagy /1980/ и Andjelic и Janković /1982/.

б. Применением рассматриваемой модели можно приблизительно с одинаковой эффективностью прогнозировать расходы или уровни воды на приточных и бесприточных участках рек.

в. Модель очень простая и удобная для применения, ибо не требует большого объема машинной памяти и может применяться на микро ЭВМ. Алгоритм обеспечивает быстрое достижение стабильности оценок, после 40 - 50 рекурсивных шагов процесс самонастройки практически сходится.

г. Для применения модели принципиально нет разницы по отношению к форме входных данных /расходы или уровни воды/. Между тем, опыт показывает, что нестабильность алгоритма чаще обнаруживается в случае, когда расходы воды используются в качестве входных данных.

д. Возможность же прямого прогнозирования уровней воды часто делает рассматриваемую модель очень удобной для применения, особенно для профилей рек, где расходы воды не измениются.

Благодарность

Рассматриваемая модель стоит на расположении как один из компонентов ГОМС проекта ВМО, а разработана в институте ВИТУИ из Будапешта. Авторам настоящей работы доставляет большое удовольствие поблагодарить коллег S. Ambus и A. Szöllösi - Nagy , сотрудников института ВИТУИ, которые в персональных контактах дали им очень полезные советы, от-

носительно некоторых аспектов практического применения самоастраившегося предиктора.

Литература

- Ambrus, S. (1979): Water Level Prediction via the Self-Tuning Method. X Conference of Danubean Countries on Hydrological Forecasting, Wien.
- Ambrus, S. (1980): Real-time Forecasting of Discharges on Danube River Using Self-Tuning Predictor Algorithms. Proc. Oxford Symp. on Hydrological Forecasting, IAHS publ. 129, Oxford.
- Ambrus, S., Szöllösi-Nagy, A. (1981): A Comparison Between the Efficiencies of Real Time Adaptive and Traditional Forecasting Methods on the River Danube. Proc. International Conference on Numerical Modelling, Bratislava.
- Andjelić, M., Szöllösi-Nagy, A. (1980): On the use of stochastic - structural models for Real time forecasting of river flow on the River Danube. Proc. Oxford Symp. on Hydrological Forecasting, IAHS Publication No. 129, Oxford.
- Andjelić, M., Janković, D. (1982): Rezultati primenjenia dveh prognostičkih modeli na reke Velikoi Morave. XI Konferencia pridunajskih stran po hidrologičeskim prognozam, Buharest.
- Andjelić, M., Lazović, M. (1983): Na primeni jednog samopodešavajućeg stohastičkog modela za kratkoročno prognoziranje vodostaja. Zbornik radova sa jugoslovenskog simpozijuma o inženjerskoj hidrologiji, Split.
- Ganendra, T. (1977): The Self-Tuning Predictor. Proc. Ist International Workshop, Wallingford, England.
- Ganendra, T. (1979): Real-time Forecasting and Control in Operation of Water Resource Systems. PhD Thesis, University of London.
- Wittenmark, B. (1974): A Self-Tuning Predictor, IEEE Trans. on Automatic Control, Vol. AC-19, No.6.

К ВОПРОСУ О ПРИМЕНЕНИИ САМОАСТРАИВШЕГОСЯ ПРЕДИКТОРА ДЛЯ КРАТКОСРОЧНОГО ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

В настоящей работе кратко описаны основные шаги и рекурсивные соотношения самоастраившегося предиктора, разработанного в рамках теории управления системами. Упор делается на аспекты его практического использования для краткосрочного прогнозирования уровней или расходов воды на примере его применения на двух участках югославского сектора Дуная и одном участке реки В.Моравы. Полученные результаты, такие как и опыт предшествующих работ, показывают, что эту модель можно успешно применять для краткосрочного гидрологического прогнозирования.

EINE ERFAHRUNG IN DER VERWENDUNG DES SELBSTEINSTELLPREDIKTOR FÜR DIE KURZFRISTIGE WASSERVORHERSAGE

In diesem Bericht beschreibt man kurz die Grundschrifte und die rekursive Relation des Selbsteinstellprediktor -- entwickelten im Rahmen der Theorie der Systemsteuerung. Besonders man analysiert Aspekt der praktischer Anwendung dieses Modell für die kurzfristige Wassertand-und Abflussvorhersage an zwei Sektoren an Donau und an einem Sektor an Velika Morava. Darstellt man die erworbene Erfahrung und das erworbene Ergebnis.

Es geht hervor, dass dieses Modell sehr erfolgreich für die Abflussvorhersage anwendbar ist, wenn Prognoseperiode nicht zuviel lang ist.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN

* * * * *

2 - 2 REGIME DER SCHNEEDECKE IM
EINZUGSGEBIET UND IHRE
BETRIEBSAUSWERTUNG

Barták, Z.

REGIME DER SCHNEEDECKE IM EINZUGSGEBIET UND IHRE BE-
TRIEBSAUSWERTUNG

Ing. Zdeněk Barták
Tschechisches Hydrometeorologisches Institut, ČHMÚ,
Zweigstelle Plzeň

Eine der Hauptaufgaben der operativen Hydrologie ist die regelmässige Auswertung der Abflussituation und die Vorhersage deren Weiterentwicklung. Als Grundlage dient die vollkommene Kenntnis des aktuellen Standes und der ursächlichen Hauptfaktoren, deren Vorhersage ermöglicht, die Vorausprungszeit zu verlängern. Im Winterzeitraum spielt auf diesem Gebiet die Schneedecke, resp. ihre Wasserakkumulation eine bedeutende Rolle. Die Kenntnis der Flächen- und Höhenverteilung des Schnees im Einzugsgebiet ist ein wichtiges Hilfsmittel sowohl für Bedarfe der Verwalter bedeutender Wasserwirtschaftsspeicher, als auch für den hydrometeorologischen Dienst bei Prognosen von Schneeschmelze-Hochwasserganglinien.

Im vorliegenden Beitrag sind Ergebnisse und Erfahrungen kurz zusammengefasst, die das ČHMÚ an einigen in Westböhmen entlang der Wasserscheidenlinie der Donau und der Elbe gelegenen Einzugsgebieten sammelte.

1. LÖSUNGSVERFAHREN

Die Berechnungen der Wassermenge in liegender Schneedecke können im wesentlichen nur auf Grund der direkten Messungen durchgeführt werden. Die auf Flugzeug- oder Satellitenaufnahmen begründeten Methoden werden inzwischen für Betriebszwecke in der ČSSR nicht benutzt.

Bratislava 21.-24. august 1984

In der Praxis wird die Schneesituation ausgewertet:

- a) aus Daten, die in regelmässigen vom ausgewählten Melde- netz der Niederschlagsstationen eingesandten Wochenberichten enthalten sind,
- b) nach Ergebnissen von Terrain-Expeditionsmessungen.

ad a) Grunddaten sind: die Höhe der Schneedecke und ihr meistens nur an einem Ort festgelegtes Wasseräquivalent. Wenn auch diese Messungen eine Reihe von subjektiven und objektiven Fehler haben und eine beträchtliche Variabilität bei der Schneeverteilung nicht begreifen können, bringen sie für grosse territoriale Komplexe bei der nicht zu komplizierten Morphologie des Terrains und der genügenden Stationsdichte für die Praxis nutzbare Ergebnisse. Die eigene Berechnung kann danach für das ganze Gebiet gleichzeitig vorgenommen werden, und zwar durch einfaches Mittel von gemessenen Werten auf Grund des arithmetischen oder gewogenen Mittels, evtl. durch verhältnismässig mühevoll Methode von Isolinien. Bei der ziemlich grossen Höhengliederung des Gebiets ist es zweckmässiger, nach einzelnen Zonen zu verfahren, deren Seehöhen nach 100 bis 200 Metern zunehmen.

Die beschriebene Berechnungsmethode wird bereits lange Jahre für das Einzugsgebiet des Flusses Berounka benutzt, in dessen Gebiet von ca. 9000 km^2 mehr als 50 Meldestationen gelegen sind.

ad b) Der Berechnung liegen Ergebnisse von ausführlichen Terrainerkundungen zugrunde. Die Expeditionsmessungen bieten praktisch nur einzige Möglichkeit in Fällen an, da es sich um kleine aber wasserwirtschaftlich ausserordentlich wichtige Einzugsgebiete

handelt, z.B. Wasserleitungsspeicher, die sich auf kleinen Flüssen in Gebirgsgebieten befinden, wo die Wassermenge der Schneeschmelze den wesentlichen Teil des ganzjährigen Abflusses bildet.

Dieses Lösungsverfahren wird für ca. 80 km^2 grosses Einzugsgebiet der Talsperre Nýrsko (der Fluss Úhlava) im Böhmerwald benutzt. In diesem Gebiet wird bereits von der Winterzeit 73/74, d.i. mehr als 10 Jahre, eine systematische Erkundung durchgeführt, die auf der regelmässigen Messung im ausgewählten Netz von Messstellen aufgebaut ist. Das Messstellensystem wurde hier so vorgeschlagen, dass es für das gegebene Territorium voll repräsentativ war, d.i. dass einzelne Lokalitäten die Schneeverhältnisse des angrenzenden Territoriums bezeichneten und dass das Ganze eine optimale Schneedatenmenge unter Berücksichtigung von beeinflussenden Hauptfaktoren bildete. Die sind: Seehöhe, Orientierung des Hanges, Vegetationsdecke und Erreichbarkeit in jeder Situation. In acht Höhenzonen (100 m-Intervall) wurde insgesamt 20 Messstellen ausgewählt, in denen immer in 20 Punkten die Höhe der Schneedecke und in jedem fünften zwischenliegenden kann das Gewicht der entnommenen Schneeprobe bestimmt wird. Die Auswertung wird auf Grund der klassischen Methode vorgenommen, die aus Mittelwerten der Schneedeckenhöhe und der Schneedichte an einer Messstelle, in entsprechender Höhenzone und deren Gesamtsummenhäufigkeit hervorgeht. Da die Terrainmessungen in allen Richtungen genug anspruchsvoll sind, waren Bestrebungen, das Messstellensystem so zu reduzieren, dass die repräsentative Auswahl mit

einem annehmbaren Fehler einige mit der ganzen Schneedatenmenge vergleichbaren Ergebnisse anbieten können. Die Testung von Messstellen, resp. Bestimmung der Reihenfolge deren Bedeutsamkeit wurde aus insgesamt 44 Fällen mittels Regressionsanalyse nach dem in software der Rechenanlage ICL 1903 T gespeicherten Standardprogramm durchgeführt.

Die untersuchte Beziehung

$$V = \sum_{i=1}^n k_i P_i \quad /1/$$

V Wassergehalt in Tausend. m^3

P_i mittleres Wasseräquivalent der Schneedecke in mm in i-tiger Messstelle

k_i Regressionskoeffizienten

brachte annehmbare Ergebnisse bereits bei der Einreichung von vor allem in höheren Lagen des Einzugsgebiets gelegenen 3-4 Messstellen. Die von der 10-jährigen Reihe abgeleiteten Beziehungen wurden während der vergangenen Winterzeit 83/84 überprüft. Die Berechnungen des ganzen Systems und der optimalen Schneedatenmenge von 4 Messstellen unterschieden sich einander um mehr als 12 % nicht.

2. METHODIK UND BEISPIEL DER BETRIEBSBERECHNUNG

Die oben beschriebenen Berechnungen stellen die äußersten Grenzen möglicher Lösungen dar, die für das Einzugsgebiet von ca. 1600 km^2 (Talsperre Hracholusky - der Fluss Mže) direkt nicht benutzt werden könnten. Deshalb wurde eine kombinierte Methode vorgeschlagen, deren Hauptsaite ist, das Territorium für zwei selbständige Gebiete zu verteilen, und zwar:

- a) Gebiet ohne Wald, mit Angaben von 19 Stationen des Meldungsnetzes,
- b) bewaldetes Gebiet, mit Ergebnissen von Terrainmessstellen.

Der Hauptgrund dieser Verteilung war die unterschiedliche Bildung der Schneedecke und ihre Änderungen während des Winterzeitraums besonders bei Frühjahrschmelze. Es sind auch solche Fälle bekannt, wo in höheren bewaldeten Zonen am Ende des Winters ziemlich grosse Schneemenge lag, wenn auch das Stationsnetz in dieser Zeit bereits "Null" meldete.

- Die eigene Methode besteht in
- Festlegung der mittleren Höhe H und des Wasseräquivalentes der Schneedecke H_{sn} und ihrer Dichte $\bar{\rho}$ in jeder Höhenzone
 - Aufzeichnung von Werten $\bar{\rho}$ und H in eine graphische Darstellung zur entsprechenden Seehöhe von Messstellen
 - Ausgleichung von empirischen Linien, die die Veränderlichkeit von H und $\bar{\rho}$ mit Seehöhe durch Korrelationskurven darstellen, die die Variabilität der "Schneedecke" bei beschränkter Anzahl von Messstellen ausgleichen
 - Bestimmung der Mittelwerte von $\bar{\rho}$ und H für jede Höhenzone und von denen dann mittlere Wasseräquivalente von H_{sn}
 - Berechnung des Gesamtwassergehalts nach der Beziehung

$$V = \frac{F}{1000} \cdot \sum_{i=1}^n a_i \cdot H_{sni} \quad /2/$$

V Wassergehalt in Mill. m^3

F gesamte Fläche des waldlosen resp. bewaldeten Einzugsgebietsteils in km^2

a_i Koeffizienten, die der perzentuellen Ver-

tretung der i-tigen Zonenfläche entsprechen
 H_{ani} .. mittlere Wasseräquivalente der Schneedecke
 der i-tigen Zone

Die Bewertung der Schneelage in ca. 2-3 Wochenintervallen während zwei vergangener Winterzeiträume bestätigte, dass es möglich ist, Berechnungen des Wassergehalts in der Schneedecke im Betrieb bei verhältnismässig niedrigen Anschaffungskosten praktisch umgehend durchzuführen. Die Betriebsorganisation des Wasserwerkes wird wichtige Grundlage für die rationelle Wasserbewirtschaftung vorliegen, vor allem nach dem Aualeeren des Wasserspeichers vor der Frühjahrsschneeschmelze.

SCHLUSS

Im vorliegenden kurzen Beitrag sind einige Berechnungsmethoden des Wassergehalts in der Schneedecke so beschrieben, wie sie in der Praxis benutzt werden. Die erreichten Ergebnisse sowohl der langfristigen systematischen Untersuchung (Talsperre Nýrsko), als auch zweijährige Erfahrungen mit der kombinierten Berechnungsmethode (Talsperre Hracholusky) zeigten, dass es möglich ist, wichtige in der wasserwirtschaftlichen Praxis nutzbare Angaben auf verhältnismässig einfache Weise zu bekommen.

Wenn auch die angeführten Lösungen bedeutende Informationen anbieten, kann man die Schneaproblematik in den untersuchten Gebieten nicht für gelöst halten. Die Hauptfrage - die Vorhersage der Abflussmenge bzw. ihrer Zeitabläufe - ist bisher nicht befriedigend beantwortet und bildet deshalb den Gegenstand der weiteren Untersuchung. Ihr Endziel sollte das Finden solchen Berechnungsverfahrens evtl. eines betrieblich nutzbaren Modells sein, das auf Grund der Kenntnis der Schneesi-

tuation und der vorausgesetzten Entwicklung der Niederschlagstätigkeit sowie des Temperaturregimes ermöglichte, den Wasserzufluss in angeführte Wasserspeicher vorherzusagen.

РЕЖИМ СНЕЖНОГО ПОКРОВА И ЕГО ПРАКТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА

В статье кратко описаны способы расчета запаса воды в снежном покрове так, как они применяются в ЧГМИ для некоторых водосборных бассейнов, находящихся вдоль водораздела между Дунайом и Лабой.

Точка зрения оперативного использования является главным критерием для метода решения, который от самого простого, т.е. средних значений по сводкам репрезентативной сети точек (крупные водосборные бассейны) вплоть до самого сложного - снегомерные экспедиции - учитывает требования практики, т.е. знания о распределении снега по площади и высоте в водосборном бассейне и о запасе воды в снежном покрове. Более подробно описан комбинированный способ расчета (станции, гидрометрические створы), выбранный и в опытном порядке примененный в водохозяйственно-репрезентативном бассейне площадью 1600 км².

REGIME DER SCHNEEDECKE IM EINZUGSGEBIET UND IHRE BETRIEBSAUSWERTUNG

Der Beitrag beschreibt kurz Berechnungsmethoden des Wassergehalts in der Schneedecke, wie sie im ČHMÚ für einige entlang der Wasserscheidenlinie der Donau und der Elbe gelegenen Einzugsgebiete benutzt werden.

Der Standpunkt der operativen Ausnutzung ist ein Hauptkriterium für die Lösungsmethoden, die von der einfachsten, d.h. Mittelwerte von Meldungen des repräsentativen Punktnetzes (große Einzugsgebiete), bis an die anspruchsvollste - Schneemessexpeditionen - den Bedarf der Praxis verfolgt, die Flächen- und Höhenverteilung des Schnees im Einzugsgebiet und seine Wasserakkumulation zu erkennen. Ausführlicher ist eine kombinierte Berechnungsmethode (Stationen, Messstellen) beschrieben, die erwähnt und mit Erfolg an einem wasserwirtschaftlich bedeutenden Einzugsgebiet von 1600 km² Fläche überprüft wurde.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII

КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 3 РАЗЛОЖЕНИЕ И ПРОГНОЗ РАСХОДА
ВОДЫ ГЛАВНОЙ РЕКИ ПО ПРИТОКАМ
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЛИНЕЙНОЙ МОДЕЛИ
РУСЛОВОГО СТОКА

Варта, П. - Харкани, К. -
Сёллёши-Надь, А.

2 - 3 - 1

РАЗЛОЖЕНИЕ И ПРОГНОЗ РАСХОДА ВОДЫ ГЛАВНОЙ РЕКИ ПО ПРИТОКАМ
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЛИНЕЙНОЙ МОДЕЛИ РУСЛОВОГО СТОКА

Петер Барта, Корнел Харкани, Андраш Сёллёши-Надь
Научно-исследовательский центр водного хозяйства, Будапешт

Топология любой речной системы может быть представлена специальным классом графов, а именно, ориентированным деревом (Штальдер, 1957). Если речная система разделена водомерными постами на участки, то топология полной системы составлена из комбинаций графов двух типов. Граф первого типа является элементарной моделью двух последовательных бесприоточных участков, а граф второго типа соответствует топологии приточного участка (рис. 1).

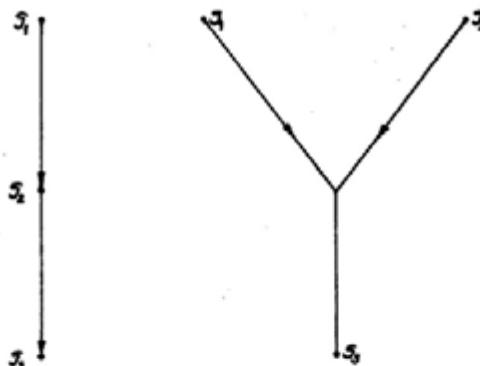


Рис. 1. Элементарные графы речной сети для последовательного соединения бесприоточных участков (1), для приточного участка (2)

В настоящей работе показано, что приближенное решение уравнений неустановившегося движения даст возможность для

расчета стока во всей речной системе, если топология этой системы будет представлена топологической системой, которая содержит графы только первого типа.

1. Модель беспроточного участка

Приближенное уравнение Сен-Венана дано Калининым-Милюковым (1958) с введением понятия характерного участка. Этот принцип приводит к такой же модели каскада линейных водохранилищ, которая была предложена Нэем (1957) для описания стока с речных водосборов. Выход такой системы (расход воды в замыкающем створе) обычно определяется интегралом свертки (интеграл Диамеля). Идентичная репрезентация модели может быть представлена с применением метода описания динамических систем в пространстве состояний (Сёллэми, 1981а), что облегчает применение вычислительной техники в расчетах.

Для расчетов с применением ЭВМ непрерывная модель не применима, тем более, что исходные данные тоже относятся к дискретным интервалам времени. Однако дискретную модель нельзя представить простой перепиской непрерывной модели в дискретную форму. При использовании интеграла Диамеля для решения модели каскадов импульсно-переходная функция может быть представлена приближенно в форме (Барта, Сёллэми, 1982):

$$h_t = \frac{\frac{1}{\Gamma(n)} \left(\frac{t + 0,5\Delta t}{K} \right)^{n-1} \frac{1}{K} e^{-\frac{t + 0,5\Delta t}{K}}}{\sum_{t=0}^{\infty} \left[\frac{1}{\Gamma(n)} \left(\frac{t + 0,5\Delta t}{K} \right)^{n-1} \frac{1}{K} e^{-\frac{t + 0,5\Delta t}{K}} \right]} \quad (1)$$

Хотя с использованием формулы (1) может быть достигнута достаточная для гидрологических расчетов точность, эта модель не является адекватным дискретным представлением непрерывной модели линейных каскадов. Как это было доказано в работе Сёллэми (1981б), следующая дискретная модель в пространстве состояний является адекватной репрезентацией непрерывной модели каскада линейных водохранилищ, т.е. значения в дискретных моментах времени совпадают и соблюдается уравнение неразрывности.

Предположим, что из непрерывного ряда наблюдений входа (расход воды верхнего створа) и выхода (расход воды в замыкающем створе) каскада линейных водохранилищ выбираем пробы в разных интервалах времени $\Delta t > 0$, получая ряд дискретных значений для входа u_t и выхода y_t системы. Дискретная модель каскада в этом случае представляется в пространстве состояний уравнениями

$$x_{t+\Delta t} = \Phi(\Delta t)x_t + \Gamma(\Delta t)u_t \quad (2)$$

$$y_t = H x_t \quad (3)$$

где общий элемент матрицы (пак) перехода состояний $\Phi(\Delta t)$

$$[\Phi(\Delta t)]_{ij} = \begin{cases} \frac{(k\Delta t)^{i-j}}{(i-j)!} e^{-k\Delta t}, & i \geq j \\ 0, & i < j \end{cases} \quad (4)$$

и влияние входа на вектор состояний выражается вектором-столбцом $\Gamma(\Delta t)$, общий элемент которого

$$[\Gamma(\Delta t)]_i = (1 - e^{-k\Delta t}) \sum_{j=0}^{i-1} \frac{(k\Delta t)^j}{j!} / k \quad (5)$$

при этом вектор выхода

$$\mathbf{H} = [0, 0, \dots, k] \quad (6)$$

Для одного участка речной системы между расходом верхнего створа (u_t) и расходом в нижнем створе (y_t) связь определяется уравнениями (2) и (3), т.е. связь между входом и выходом определяется линейным оператором L параметрами n, k .

2. Модель приточного участка

Граф второго типа (рис. 1) является элементарной моделью топологии приточного участка, где каждая ветвь имеет собственную динамику.

Предполагая, что динамика каждой ветви линейная и в дискретном случае представлена в пространстве состояний уравнениями (2) и (3), где матрицы Φ , Γ , H вида (4), (5) и (6) определяются характерными для каждого участка параметрами. Выход Y_1 на участке с входным створом S_1 определяется трансформацией

$$Y_1 = L(n_1, k_1)u_1 \quad (7)$$

на участке с входным створом S_2

$$Y_2 = L(n_2, k_2)u_2 \quad (8)$$

где u_1 и u_2 - соответственно расходы во входных створах.

Выход (расход) на третьем участке ниже слияния одновременно является выходом всей системы

$$Y = L_3(n_3, k_3)[Y_1 + Y_2] \quad (9)$$

т.е. с учетом (7) и (8)

$$Y = L_3(n_3, k_3)[L_1(n_1, k_1) + L_2(n_2, k_2)] \quad (10)$$

Поскольку все операторы в (10) линейные, применен закон дистрибутивности (Шварц и Фридланд, 1965) и уравнение может быть представлено в виде:

$$\begin{aligned} Y &= L_3(n_3, k_3)L_1(n_1, k_1)u_1 + L_3(n_3, k_3)L_2(n_2, k_2)u_2 = \\ &= L_{31}u_1 + L_{32}u_2 \end{aligned} \quad (11)$$

Это означает, что выход системы может быть расчитан на основе изолированной трансформации входов, как это представлено на рис. 2.

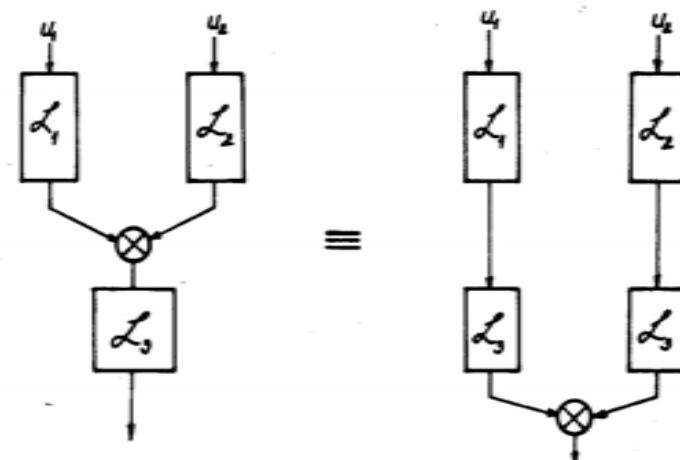


Рис. 2. Принцип тождественного преобразования приточного участка

3. Модель речной системы

Для построения модели речной системы необходимо выбрать расчетные створы так, чтобы топология системы скла-

дывалась из графов первого или второго вида, т.е. другими словами, речная система с выбранными расчетными створами содержала только бесприоточные участки или участки с одним притоком.

Система, удовлетворяющая этим требованиям, составлена для реки Тисы. В нее входит 22 каскада линейных водохранилищ (рис. 3).

Общее число параметров в этом случае 44. Однако идентификацию параметров можно и целесообразно проводить по участкам. В этом случае одновременно нужно найти только два параметра (n , k). Для идентификации параметров модели Тисы применялся метод сеток, разработанный Харкани (1982). Критерием оптимизации служила сумма квадратов отклонения расчитанных расходов от фактических.

Для определения влияния отдельных притоков систему каскадов, представленную на рис. 3, заменили эквивалентной системой каскадов, изображенной на рис. 4. Как это было доказано выше, эта система, состоящая из участков первого типа (бесприоточных), в замыкающем створе дает тот же выход, который можно получить из оригинальной модели.

С помощью разработанной трансформации модели для каждой узловой точки модели можно расчитать или прогнозировать:

- расход воды в данном створе;
- расход воды, разложив по притокам вышележащей части речной системы;
- изолированный расход воды любого притока.

На рис. 5 представлен гидрограф стока за 1980 год в замыкающем створе Сегед, разложив его по притокам. Гидрографы отдельных притоков накладываются друг на друга таким образом, что после слияния нижележащего притока Маром верхняя огибающая представляет полный расход в створе Сегед.

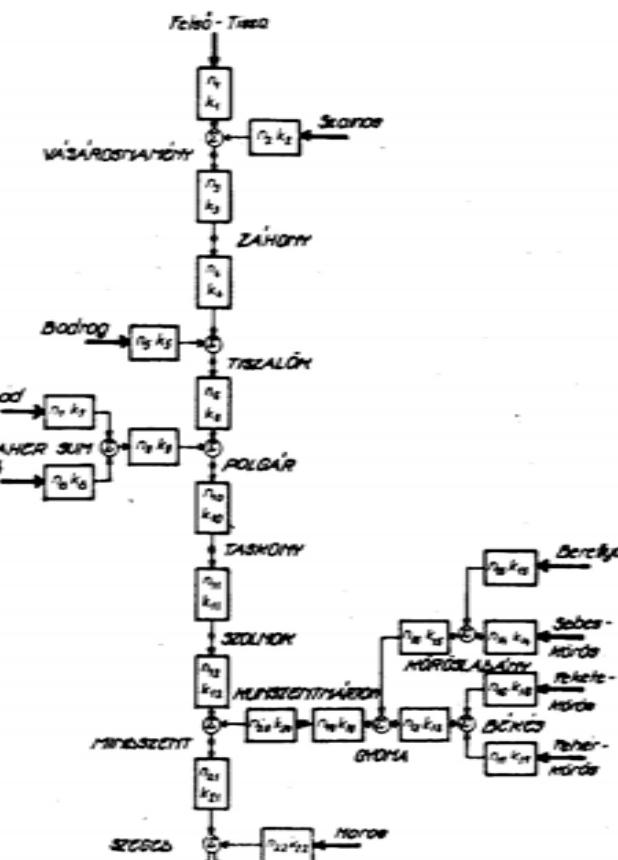


Рис. 3. Модель бассейна Тисы, составленная из комбинаций линейных каскадов

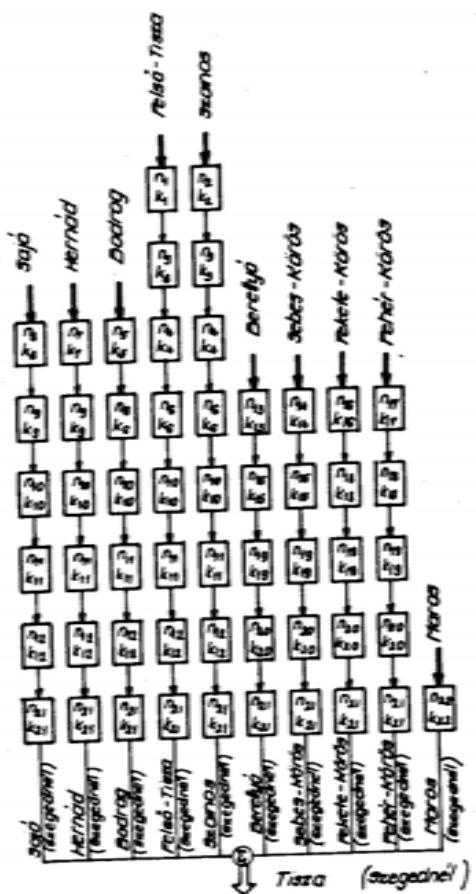


Рис. 4. Модель бассейна Тисы простой структуры, эквивалентная топологии системы, представленной на рис. 3

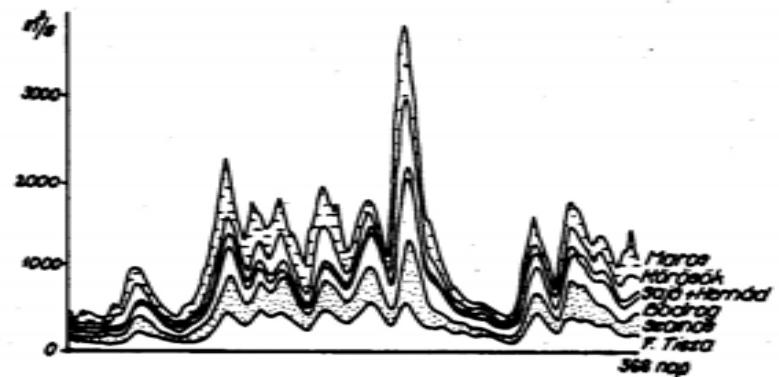


Рис. 5 . Разложение расхода воды в Тисе у Сегеда по притокам (1980 г.)

Естественно, с помощью модели можно также определить долю каждого притока в形成的 расходе в каждый момент времени.

На рис. 6 изображается участие притоков в формировании расхода воды в створе Сегед в 1980-ом году.

Разработанная модель может быть использована на любой речной системе с условием, что известны расходы в узловых точках системы. Для определения параметров достаточно проводить идентификацию на относительно коротких временных рядах расходов (0,5-1 год) с условием, что водность вы-

бранного периода такова, что покрывает большую часть амплитуды изменения расходов.

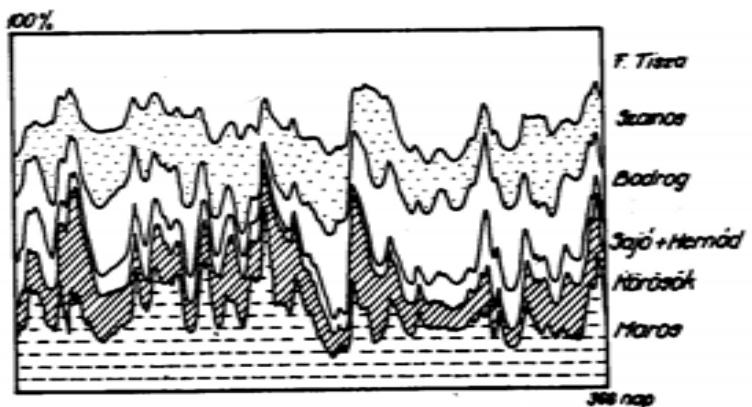


Рис. 6. Доли притоков в процентах в формировании расходов в створе Сегед

Определение составляющих стока (притоков) открывает широкие возможности при проектировании водохозяйственных мероприятий, противопаводковых мер или при устранении ущербов, причиненных аварийным загрязнением воды в речной системе.

Литература

1. КАЛИНИН, Г.П., МИЛОКОВ, П.И.: Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс, Труды ЦИП, вып. 66, 1958.
2. ХАНАЧЕК И., ХАРКАНИ К.: Сравнение методов оптимизации параметров дискретного каскада типа Нэш, XI Конференция придунайских стран по гидрологическим прогнозам, Бухарест, 1982.
3. NASH, J.E.: The form of the instantaneous unit hydrograph, Proc. IAHS Gen. Ass. Toronto, Vol.3.1957.
4. BARTHA P., SZÖLLÖSI-NAGY A.: A Tisza vizjárásának folyamatos előrejelzése a fokozatosan változó nem-permanentis vízmozgás egyenleteinek közelítő megoldásával, Kézirat, VITUKI, 1982.
5. SZÖLLÖSI-NAGY A.: State space models of the Nash-cascade, kinematic and diffusion waves, Research Report TULEA, 14 Serie A. No.68, University of Lulea, 1981.
6. SZÖLLÖSI-NAGY A.: On the discretization of the continuous Nash-cascade, Res. Rept. TULEA, 17 Serie A. No.71, Univ. of Lulea, 1981.
7. SCHWARTZ, R.J., FRIELAND, B.: Linear Systems, McGraw-Hill, 1965.

Разложение и прогноз расхода воды главной реки по притокам
с использованием линейной модели руслового стока

Авторы задались целью определить разложение мгновенного стока речной системы с учетом неустановившихся процессов, имеющих место в сети водотоков. Установили, что топология речной сети может быть построена из подходящей комбинации элементарных графов.

Топология и динамика речной системы с произвольной дерево-топологией может быть адекватно заменена эквивалентной сетью линейных каскадов, которая будет содержать элементарные графы.

Для любого узла системы каскадов можно расчитывать или прогнозировать полный гидрограф стока с разложением поступающего с выделенного участка стока по притокам (декомпозиция по происхождению).

В целях иллюстрирования теории, в качестве практического примера приводится расчитанный гидрограф стока 1980 года по створу Сегед на реке Тисе.

Aufteilung der Wasserführung eines Hauptflusses nach Zubringern sowie ihre Vorhersage mit Hilfe der linearen Modelle der Wasserbewegung im Flussbett

Die Verfasser steckten sich das Ziel, die momentane Wasserführung eines Gewässersystems, unter Berücksichtigung der sich in demselben abspielenden nicht-permanenten Prozesse, aufzuteilen. Sie stellen fest, daß die Topologie eines Gewässersystems mit einer entsprechenden Kombination elementarer Graphen beschrieben werden kann.

Die Topologie und Dynamik eines Flusssystems von "Baum"-Form kann mit einem - aus elementaren Graphen bestehenden - äquivalenten linearen Kaskadennetz auf adäquate Weise ersetzt werden.

Für jeden beliebigen Knotenpunkt dieses Kaskadennetzes kann die Abflußzeitreihe, mit einer den flussaufwärts einmündenden Zubringern entsprechenden Aufteilung, ermittelt und vorhergesagt werden.

Zur Veranschaulichung der Theorie wird, als praktisches Beispiel, die für das Jahr 1980 ermittelte Abflußzeitreihe der Theiß errechnet.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 4 ADAPTIVE VERSION DES
NICHTLINEAREN STUFENMODELLS
MIT ZUSATZSPEICHER ZUR
VERBESSERTEN HOCHWASSERVORHERSAGE

Becker, A. - Schmahl, W.

ADAPTIVE VERSION DES NICHTLINEAREN STUFENMODELLS MIT
ZUSATZSPEICHER ZUR VERBESSERTEN HOCHWASSERVORHERSAGE

Alfred Becker, Wolfgang Schmahl
Institut für Wasserwirtschaft, Berlin, DDR

Einführung

Seit Anfang der 70-er Jahre wird das nichtlineare Stufenmodell /Becker, Glos 1970, Becker 1971/ an einer zunehmenden Zahl nicht rückstaubeeinflusster Flussabschnitte in der DDR für Durchflussberechnungen und -vorhersagen, speziell für Hochwasservorhersagen angewendet: Bode (ab 1971), Elbe (ab 1975), Unstrut (ab 1978), untere Saale, Mulde (ab 1980), Werra (ab 1981), obere Saale (ab 1982), obere Spree (ab 1984). Das Modell hat sich vor allem dort bewährt, wo lineare Modelle nicht ausreichend sind oder versagen, d.h. an Flussabschnitten mit Ansufeungsfächern, also mit zusammengesetztem Profil und entsprechend ausgeprägtem nichtlinearem Verhalten. Als wichtigster Anwendungsfall ist das "Zentralmodell Durchflussvorhersage Elbe" zu nennen, das seit 1980 täglich zur rechnergestützten Durchflussvorhersage für alle Elbepiegel in der DDR und für Pegel an den Unterläufen ihrer Hauptnebenflüsse Mulde und Saale angewendet wird /Güthlein u.a. 1980/. Bei dieser kontinuierlichen Anwendung hat sich die Eignung des Modells auch zur Prüfung und Aktualisierung (Korrektur) der Durchflusskurven im Fließungsschnitt sowie zur Abschätzung ("Entdeckung") von nicht durch Pegel erfassten Zwischengebietszuflüssen ergeben und bestätigt /Becker u.a. 1982/.

Die Nutzung des Modells für diese Zwecke läuft im Prinzip auf eine Analyse der Abweichungen zwischen den mit dem

Modell berechneten und den beobachteten Durchflüssen eines Flussabschnitts hinaus. Bei solchen systematisch durchgeführten Analysen wurden verschiedene interessante Ergebnisse erhalten, die zu weiteren Modellverbesserungen führten. Sie werden im folgenden kurz vorgestellt.

Systematische Abweichungsanalysen und daraus abgeleitete Schlussfolgerungen

Die entscheidenden Arbeitsgleichungen für ein nichtlineares 2-Stufenmodell lauten (in zeitdiskreter Form):

$$Q_c(M) = \sum_{I=1}^{N1} P_1(M-I) \cdot H_1(I) + \sum_{I=1}^{N2} P_2(M-I) \cdot H_2(I) \quad (1)$$

P_1, H_1 - Zuflusanteil und Impulsantwort des unteren Durchflußbereichs (z.B. Flussbettbereich unterhalb des Ausuferungsdurchflusses Q_{L1})

P_2, H_2 - Zuflusanteil und Impulsantwort des über Q_{L1} liegenden Durchflußbereichs (z.B. Ausuferungsbereich)

$N1, N2$ - Ordinatenzahl von $H_1(I)$ bzw. $H_2(I)$

Q_c - berechneter Gesamtausfluß des Flussabschnitts

Zur Aufteilung des Gesamtausflusses P dient die Bedingung:

(a) für $P \leq Q_{L1}$ gilt $P_1 = P$, $P_2 = 0$ (2)

(b) für $P > Q_{L1}$ gilt $P_1 = Q_{L1}$, $P_2 = P - Q_{L1}$

Die Nutzung des Modells für kausal begründete Analysen der Abweichungen ΔQ zwischen berechneten (Q_c) und gemessenen Durchflüssen (Q)

$$\Delta Q = Q_c - Q \quad (3)$$

fordert, daß die Kontinuitätsbedingung bei der Durchflus berechnung nach Gl. (1) strikt eingehalten wird. Dies ist

gewährleistet, wenn die Summen der Impulsantwortordinaten $H_1(I)$ einerseits wie auch $H_2(I)$, gleich 1 sind. Dann und nur dann können nämlich die nach Gl. (3) berechneten ΔQ als nicht durch Pegel erfaßte Zwischengebietsauflüsse, die in instationären Perioden zusätzlich durch Modellfehler überlagert sein können, interpretiert werden.

Die strichpunktiierten Kurven in Bild 1 verdeutlichen in verallgemeinerter Form das Ergebnis zahlreicher für ausufernde Hochwasser an der Elbe durchgeführter Abweichungsanalysen. Dabei stellt die strichpunktiierte Q_c -Ganglinie das mit einem nichtlinearen Stufenmodell gemäß Gl. (1) und (2) erhaltene Berechnungsergebnis dar. Aus ihr ergibt sich die strichpunktiierte ΔQ -Ganglinie, die aus dem normalen Zwischengebietsabflussregime nicht erkläbar ist.

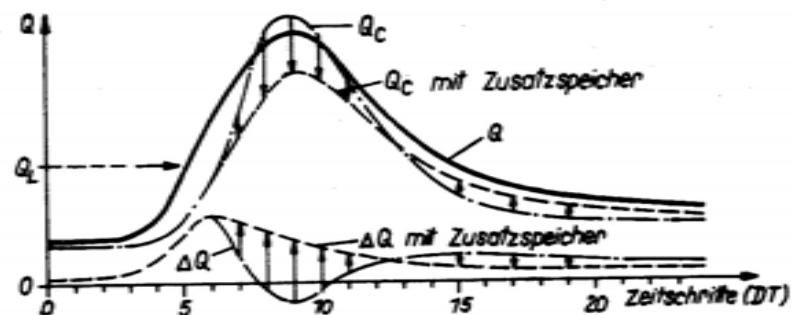


Bild 1: Verallgemeinertes Ergebnis der Analyse von Durchflußganglinien ausufernder Hochwässer.

Man muß jedoch beachten, daß der Hochwasserabfluß in ausufernden Flussabschnitten ein zweidimensionaler Prozeß ist, mit einer dominierenden longitudinalen Komponente (die durch das nichtlineare Stufenmodell angemessen erfaßt wird) und einer transversalen Fließ- und temporären Spei-

cherungskomponente (entsprechend der Füllung und späteren Wiederauflösung des Ausuferungsbereichs sowie der vorübergehenden, oft relativ statischen Wasserspeicherung in ihm). Ausgehend davon sowie von den in Bild 1 vorgestellten Ergebnissen kommt man zu der Schlussfolgerung, das Faltungssummenmodell des Ausuferungsbereichs (2. Term in Gl. (1) mit H_2 für die longitudinale Komponente) mit einem Zusatzspeicher (für die Wasserspeicherung im Ausuferungsbereich) und einem Translationsglied (für dessen transversale Füllung und Wiederauflösung) zu koppeln. Dadurch würden die zu hohen Berechnungsdurchflüsse Q_s im Scheitelbereich gedämpft und die zu kleinen Q_s im Rückgang aufgehoben (gestrichelte Q_s -Ganglinie in Bild 1) und es würden sich plausible Differenzganglinien ΔQ ergeben (in Bild 1 ebenfalls gestrichelt).

Die Richtigkeit dieser These hat sich bei einer Reihe von Beispieldurchwasserberechnungen bestätigt, worauf im weiteren eingegangen wird.

Nichtlineares Stufenmodell mit Zusatzspeicher

Entsprechend den vorstehenden Ausführungen wurde das nichtlineare Stufenmodell im oberen Durchfluszbereich (Ausuferungsbereich) um einen Zusatzspeicher (C_A) und ein Translationsglied (I_S) erweitert, die parallel zum Faltungssummenmodell (H_2) angeordnet sind (vgl. Bild 2).

Die Berechnung wird dementsprechend wie folgt modifiziert: In Gl. (1) wird vor P_2 noch ein Faktor F_1 eingefügt ($0 \leq F_1 \leq 1$), der dafür sorgt, daß nur die longitudinale Komponente des Hochwasserdurchflusses mit H_2 gefaltet wird. Der Restanteil $(1-F_1) \cdot P_2$ ist Zufluß zum Zusatzspeicher mit dem Speicherinhalt S_A (vgl. Bild 2). Legt man als einfachsten

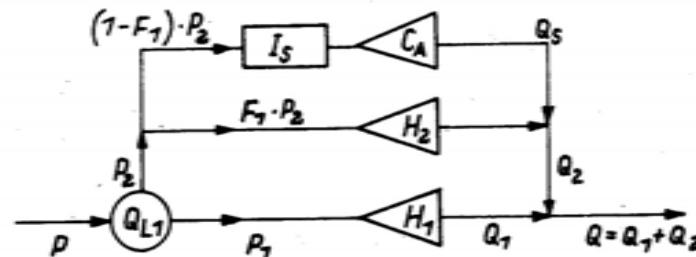


Bild 2: Schema eines 2-Stufenmodells mit Zusatzspeicher
Speichertyp des linearen Einzelspeicher mit der Speicherkonstanten C_A zugrunde, so gilt die Speicherungs-Ausfluß-Beziehung

$$S_A = C_A \cdot Q_S \quad (4)$$

und zur fortlaufenden Berechnung des Speicherausflusses (nach Überschreitung von Q_{L1}) kann die einfache Beziehung verwendet werden:

$$Q_S(M) = C_E \cdot Q_S(M-1) + C_{P1} \cdot P_2(M-I_S) \quad (5)$$

wobei $C_E = \text{EXP}(-DT/C_A)$, $C_{P1} = (1-F_1) \cdot (1-C_E)$ und I_S - Anzahl der Translationszeitintervalle.

Das nichtlineare Stufenmodell mit Zusatzspeicher wurde am Elbeabschnitt Usti-Dresden (Länge 98,8 km) getestet. Für beide Pegel existieren sehr zuverlässige Durchflusskurven, da regelmäßig Vergleichsmessungen auf der CSSR- und DDR-Seite durchgeführt werden. Der Zwischengebietzufluß kann bei lokalen Niederschlägen kurzfristig ansteigen und wieder zurückgehen, und zwar meist im Anstieg der Elbwelle (Gebirgsgebiet). Ausuferungsbereiche sind vorhanden, obwohl sie teilweise relativ schmal sind. Folgende mittleren Modellpara-

parameter wurden ermittelt: $Q_{L1} = 1700 \text{ m}^3/\text{s}$, $F_1 = 0.7$, $C_A = 11 \text{ d}$, $C_E = 0.978$, $I_S = 0$. $H_1(I)$ und $H_2(I)$ wurden mit Hilfe der Impulsantwort des Translations-Diffusions-Modells berechnet, dessen Parameter u (Geschwindigkeit) und D (Diffusion) wie folgt bestimmt wurden (durch Optimierungsrechnungen):

unterer Q-Bereich: $u = 8.1$ $D = 140$

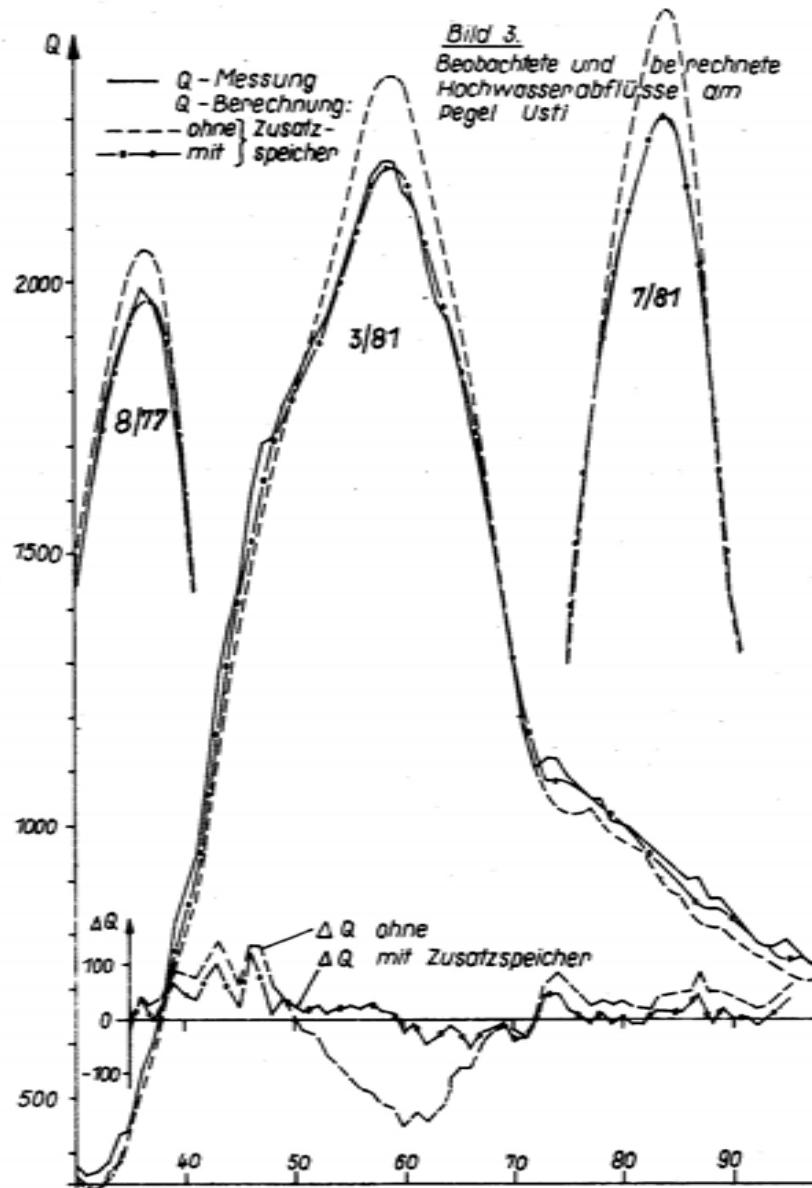
oberer Q-Bereich: $u = 8.4$ $D = 133$

In Bild 3 sind für das März-Hochwasser 1981 die mit dem einfachen nichtlinearen Stufenmodell (gestrichelt) und die bei Einbeziehung eines Zusatzspeichers berechneten Durchflussganglinien (strichpunktiert) den gemessenen (ausgesogen) gegenübergestellt. Die bei Anwendung des Stufenmodells ohne Zusatzspeicher berechneten zu hohen Durchflüsse im Scheitelpunkt und die zu kleinen im Rückgang sind deutlich zu erkennen. Durch Hinzunahme des Zusatzspeichers werden beide Abweichungen fast völlig beseitigt und die Differenzganglinie ΔQ (unten im Bild 3) nimmt eine sehr plausible Form an.

Zum Vergleich sind noch die zwei annähernd gleich grossen Hochwässer vom August 1977 und Juli 1981 mit dargestellt (aus Platzgründen nur die Scheitelpunkte), bei denen durch den Zusatzspeicher analoge Verbesserungen der Berechnungsergebnisse erreicht wurden.

Adaptive Version des nichtlinearen Stufenmodells

Bekanntlich können Faltungssummenoperatoren stets durch Differenzengleichungsmodelle (DZGL - oder ARMA - Modelle) ersetzt werden. Anstelle der Faltungssumme erscheinen dann folgende Summen (für jeden betrachteten Durchflussbereich gesondert):



$$q_0(M) = \sum_{I=1}^{IM} A(I) \cdot Q(M-I) + \sum_{I=IT}^{NR} B(I) \cdot P(M-I) \quad (6)$$

Hierin sind die $A(I)$ und $B(I)$ konstante Koeffizienten. Wie an anderer Stelle begründet wird /Becker 1982/, ist IM meist gleich 1 oder 2, IT die Anzahl der Totzeitordinaten und NR die der Ordinaten bis zum Rückgangswendepunkt der Impulsantwort, die oft ebenfalls nicht sehr groß ist. Dies führt dazu, daß die Rechenzeit bei Anwendung des DZGL-Modells gegenüber der Faltungssumme spürbar geringer ist.

Hoch wesentlicher ist jedoch das adaptive Verhalten des DZGL-Modells, das aus der Verwendung der jeweils letzten beobachteten Durchflüsse $Q(M-I)$ als unabhängige Variable auf der rechten Seite von Gl. (6) resultiert. Die strichpunktierten Berechnungsganglinien in Bild 3 wurden mit dieser DZGL-Version des nichtlinearen Stufenmodells unter Berücksichtigung eines Zusatzspeichers berechnet.

Zu erwähnen ist, daß es einfache Umrechnungsbeziehungen gibt, mit denen die Koeffizienten $A(I)$ und $B(I)$ aus gegebenen Impulsantwortordinaten ermittelt werden können (vgl. /Becker 1982/).

Schlußbemerkungen zur Modellpassung und -anwendung

Die adaptive DZGL-Version des nichtlinearen Stufenmodells (Modellkonzept RIDO) wurde an mehrere Elbeflußabschnitte angepaßt. Die Parameterbestimmung für den Flußbettbereich (H_1 des 2-Stufen-Modells) erfolgt unter Verwendung von Abflußwellen, die die Ausuferungsgrenze Q_{L1} nicht überschreiten. Anschließend wird die Impulsantwort H_2 für den Ausuferungsbereich mit

entsprechend hohen Hochwasserwellen ermittelt, wobei der Flußbettzuflußanteil mit H_1 transformiert und von Q abgezogen wird. Es werden also Differenzganglinien am Zufluß- ($P-Q_{L1}$) und am Abflußpegel verwendet. Für alle hierzu erforderlichen Prozeduren stehen im IfW Berlin Rechenprogramme zur Verfügung.

In der Anwendung hat sich die adaptive Modellversion sehr gut bewährt. Die Rechenzeit bei Vorhersagerechnungen konnte um über 50 % verkürzt und die Vorhersagegenauigkeit erhöht werden.

Literatur

1. Becker, A. und Glos, E. /1970/: Stufenmodell zur Hochwasserwellenberechnung in ausufernden Wasserläufen. Wasserwirtschaft-Wasserwissenschaft, Berlin, 20, H. 1, S. 10-14
2. Becker, A. /1971/: Simulation of nonlinear flow systems by combining linear models. In: (Proc. Moscow Symposium, August 1971), IAHS - Publ. No. 116/1976/, P. 135-142
3. Becker, A. /1982/: Differenzengleichung und Faltung für operative Abflußvorhersagen - Wechselbeziehungen, Vor- und Nachteile. Wasserwirtschaft-Wasserwissenschaft, Berlin, 32, H. 9, S. 305-308
4. Becker, A. - Melcher, M. - Kose, G.: Up-dating of discharge rating curves by means of mathematical models. IAHS-Publication No. 134. Proceedings of the Exeter-Symp., July 1982
5. Göthlein, K., Burkhardt, P., Melcher, M., Polte, B. /1980/: Das Zentralmodell Elbe - erstes kontinuierlich arbeitendes Wasserstands- und Durchflußvorhersagemodell in der DDR. Wasserwirtschaft-Wasserwissenschaft, Berlin, 30(1980) 10, S. 329-335

ADAPTIVE VERSION DES NICHTLINEAREN STUFENMODELLS MIT
ZUSATZSPEICHER ZUR VERBESSERTEN HOCHWASSERVORHERSAGE

Zur Erreichung eines adaptiven Verhaltens des nichtlinearen Stufenmodells wurden als lineare Teilmodelle Differenzengleichungen eingeführt. Außerdem wurde bei detaillierten Analysen an der oberen Elbe nachgewiesen, dass ausufernde Hochwasser durch Zuschaltung eines Speicherelements für den Ausuferungsbereich genauer nachgebildet werden können. Die Funktion dieses Speicherelements wird begründet und an Hand von Beispielen die höhere Leistungsfähigkeit des verbesserten Modells demonstriert.

АДАПТИВНЫЙ ВАРИАНТ НЕЛИНЕАРНОЙ СТУПЕНЧАТОЙ МОДЕЛИ
ПОСРЕДСТВОМ ДОПОЛНИТЕЛЬНОГО ВОДОЕМА С ЦЕЛЬЮ УЛУЧ-
ШЕННОГО ПРОГНОЗА ПАВОДКОВ

С целью достижения адаптивного поведения нелинейной ступенчатой модели внедрились разностные уравнения в качестве линейарных частичных моделей. Кроме этого, доказалось при подробных анализах на реке Обере Эльбе, что паводок, при котором река выходит из берегов, может лучше и точнее симулироваться путем включения элемента водоема для участка, на котором осуществляется выход из берегов. Функция этого элемента водоема обосновывается примерами и посредством нескольких примеров демонстрируется лучшая эффективность улучшенной модели.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN

◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆

2 - 5 NICHTLINEARES STUFENMODELL FÜR
 DURCHFLUSSVORHERSAGEN MIT
 LINEAREN SPEICHERKASKADEN
 ALS TEILMODELL

Becker, A. - Szöllösi-Nagy, A. -
Ambrus, S. - Ilse, J. - Harkanyi, K.

Bratislava 21.-24. august 1984

2 - 5 - 1

NICHTLINEARES STUFENMODELL FÜR DURCHFLUSSVORHERSAGEN
MIT LINEAREN SPEICHERKASKADEN ALS TEILMODELL

Alfred Becker¹⁾, Andras Szöllösi-Nagy²⁾, Sandor
Ambrus²⁾, Jürgen Ilse¹⁾, Kornel Harkanyi²⁾

1) Institut für Wasserwirtschaft, Berlin, DDR
2) Forschungszentrum für Wasserwirtschaft (VITUKI),
Budapest, UVR

Praxisrelevante Modellversionen für Flüsse

Durchflußvorhersagemodelle für Flüsse müssen folgende
Hauptforderungen erfüllen:

- (1) Sie müssen die ablaufenden Prozesse in ihrer Dynamik im wesentlichen richtig beschreiben
- (2) Sie müssen diskret koinzident sein und die Bedingungen der Kontinuität und Transitivität erfüllen
- (3) Sie müssen adaptiv sein, d.h. aktuelle neu einge hende Beobachtungswerte der Vorhersagegröße zur Nachführung der Vorhersagen ausnutzen.

Bekanntlich können bestimmte Flussstrecken, wie Gebirgsflüsse und andere nicht rückstaubeeinflußte Flussabschnitte ohne Ausuferungsmöglichkeiten, in ausreichender Näherung als lineare Systeme behandelt werden. Dann können die Vorhersagen mit Faltungsoperatoren (Faltungssummen) oder Differenzengleichungen (DZGL- bzw. ARMA-Modellen berechnet werden, sofern die Impulsantwort (diskretisiert) bzw. die Koeffizienten der ihr entsprechenden DZGL gegeben sind (also aus abgelaufenen Hochwasserereignissen oder anderweitig ermittelt wurden). Neuerdings werden DZGL-Modelle, deren Koeffizienten auf einfache Weise aus diskreten Impulsant-

wortordinaten ermittelt werden können (Becker 1982), zunehmend bevorzugt. Dafür gibt es 2 Hauptgründe:

- die letzten Durchflusßbeobachtungsdaten gehen direkt als Eingangsgrößen in das Modell ein und gewährleisten dessen adaptives Verhalten
- DZGL-Modelle kommen mit weniger Koeffizienten aus als die Faltungssummenmodelle, was erhebliche Einsparungen an Rechenzeit und Speicherkapazität (tw. über 50 %) mit sich bringen kann (vgl. (Becker, Schmahl 1984)).

Eine andere geeignete Modellform sind diskrete Zustandsraummodelle (vgl. z.B. (Szöllösi-Nagy 1982)), von denen die lineare Speicherkaskade (Kalinin-Miljukov 1958) oder Nash-Kaskade besonders bekannt ist (KMN-Modell). Hierauf wird im folgenden noch eingegangen.

Die bisher erwähnten Modelle erfüllen die eingangs erhobenen Forderungen (1) bis (3) bei Vorliegen linearer Systembedingungen. Viele Flußabschnitte, vor allem ausufernde, zeigen aber mehr oder weniger ausgeprägte Nichtlinearitäten im Abflußverhalten, die z.B. in der mit zunehmendem Durchfluß zunehmenden Laufzeit der Hochwasserwellen zum Ausdruck kommen. Lineare Modelle reichen hier nicht mehr aus, wenn Forderung (1) erfüllt sein soll. Ein besonders einfaches und effektives nichtlineares Modell ist das nichtlineare Stufenmodell (Becker, Glos 1970), das sich bei vielen Praxisanwendungen sehr gut bewährt hat (vgl. (Becker, Schmahl 1984)). Hauptgründe dafür sind:

- Die Nichtlinearitäten im Hochwasserabflußprozeß werden stufenweise erfaßt, indem bei Überschreiten vorgegebener Durchflusßgrenzwerte Q_L (z.B. des Ausuferungsdurchflusses) die Modellparameter sprunghaft geändert werden.

- In den abgegrenzten Durchflußbereichen zwischen den Grenzwerten Q_L können die für lineare Systeme geltenden Beziehungen uneingeschränkt angewendet werden. Dies gilt sowohl für die Vorhersagegleichungen (Faltung, DZGL o.a.) als auch für die Parameterbestimmungstechniken, die bei linearen Systemen oft wesentlich einfacher und effektiver sind.

Nachdem das nichtlineare Stufenmodell zunächst mit Faltungssummen als linearem Teilmodell (RIM0), dann mit DZGL-Modellen (RID0) erprobt und zur Praxisanwendung gebracht wurde (vgl. (Becker, Schmahl 1984; Becker, Martinka u.a. 1984)), wurde im Rahmen der Zusammenarbeit zwischen dem IfW Berlin, DDR und dem VITUKI Budapest, UVR eine weitere Modellkombination erprobt, die das KMN-Modell als lineares Teilmodell benutzt. Hierauf bezieht sich der vorliegende Beitrag.

Diskrete Zustandsraumdarstellung der linearen Speicherkaskade (KMN-Modell)

Die Zustands- und Systemausgabegleichung des KMN-Modells lauten in kontinuierlicher Form (Szöllösi-Nagy, 1982):

$$\frac{d}{dt} \underline{x}(t) = \underline{A} \cdot \underline{x}(t) + \underline{G} \cdot \underline{u}(t) \quad (1)$$

$$\underline{y}(t) = \underline{L} \cdot \underline{x}(t) \quad (2)$$

mit \underline{u} -Systemeingang (Zufluß), \underline{x} -Speicherung in den n linearen Einzelspeichern der Kaskade (Zustandvektor), \underline{y} -Systemausgabe (Auszfluß). Die Matrizen \underline{A} , \underline{G} , \underline{L} haben folgende Form:

$$\underline{A}_{ij} = \begin{cases} -k, & i=j \\ k, & i=j-1, \quad i,j = 1, 2, \dots n \\ 0, & \text{sonst} \end{cases} \quad (3)$$

$$\underline{G} = [1, 0, \dots, 0]^T \quad (4)$$

$$\underline{L} = [0, 0, \dots, k]. \quad (5)$$

mit $k = 1/K$ und K als Speicherkonstante (Schwerpunktlaufzeit eines Speichers). \underline{G} und \underline{L} stellen hier also Vektoren dar.

Für praktische Berechnungen, speziell mit Hilfe von Digitalrechnern, wird eine zeitdiskrete Darstellungsform dieser Gleichungen benötigt, zumal die Eingangsdaten meist nur als zeitdiskrete Größen gegeben sind (im 1- oder Mehrstundenabstand). Szöllösi-Nagy /1982/ hat eine entsprechende diskret koizidente Lösung angegeben:

$$\underline{x}_{t+\Delta t} = \underline{\varrho}(\Delta t) \underline{x}_t + \underline{\Omega}(\Delta t) \underline{u}_t \quad (6)$$

$$\underline{x}_t = \underline{L} \cdot \underline{x}_t, \quad (7)$$

wobei die Übergangsmatrix $\underline{\varrho}$ die Form hat:

$$[\underline{\varrho}(\Delta t)]_{ij} = \begin{cases} \frac{(k \cdot \Delta t)^{i-j}}{(i-j)!} e^{-k \cdot \Delta t}, & i \geq j \\ 0, & i < j \end{cases} \quad (8)$$

und der Eingangsübertragungsvektor:

$$[\underline{\Omega}(\Delta t)]_i = (1 - e^{-k \cdot \Delta t}) \sum_{j=0}^{i-1} \frac{(k \cdot \Delta t)^j}{j!} \cdot 1/k \quad (9)$$

Nichtlineares Stufenmodell mit dem KMN-Modell als lineares Teilmodell

Die Gleichungen (6) bis (8) ermöglichen die Berechnung des Systemausgangs linearer Systeme (Ausflüsse $y(u_t)$) aus vorgegebenen Zuflüssen $u_t(m)$. Sie können als lineares Teilmodell des nichtlinearen Stufenmodells verwendet werden. Dabei muss das Eingangssignal $U(m)$ (Gesamtzufluss) in die Teilsignale $u_i(m)$ aufgespalten wer-

den, die jeweils den abgegrenzten als lineare Teilsysteme behandelbaren Durchflußteilbereichen (von $Q_{L0}=0$ bis Q_{L1} , Q_{L1} bis Q_{L2} , usw. bis $> Q_{LI}$) jeweils zufließen, wobei $I+1$ die Anzahl der ausgegliederten linearen Durchflußteilbereiche ist. Allgemein gelten für diejenigen Durchflußteilbereiche i , für die die Bedingung

$$U(m) > Q_{Li} \quad (i = 1, 2, \dots, I) \quad (10)$$

erfüllt ist, folgende Bestimmungsgleichungen für u_i :

$$u_i(m) = Q_{Li} - Q_{Li-1} \quad (11)$$

sowie

$$u_{i+1}(m) = U(m) - Q_{Li} \quad (12)$$

Mit den jeweiligen $u_i(m)$ geht man in die Gleichungen (6) bis (8) ein, wobei für jeden Durchflußteilbereich i andere Modellparameter n_i und K_i gelten, und man erhält die Ausflussteile $y_i(t)$, deren Summe den interessierenden Gesamtausfluss $Y(t)$ ergibt.

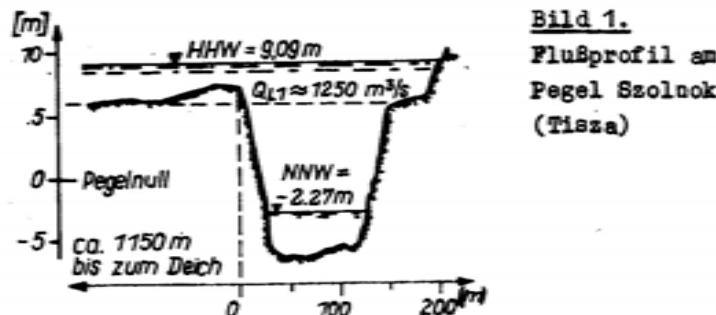
Will man anstelle der Gln. (6) bis (8) einfache Faltungssummen (oder DZGL-Modelle) anwenden, wie z.B. in Gl. (1) im Parallelbeitrag von Becker und Schmahl /1984/, so müssten bei Verwendung des KMN-Modells als Teilmodell lediglich die Impulsantwortordinaten $H_i(m)$ (bzw. die $A_i(m)$ und $B_i(m)$ der DZGL) als Funktion der Parameter n_i und K_i ausgedrückt werden. Szöllösi-Nagy /1983/ hat die entsprechende Beziehung abgeleitet (unter Einhaltung der Bedingungen der Kontinuität und Transfertivität):

$$H_i(m) = e^{-K_i(m-1)\Delta t} \left[\sum_{j=1}^{n_i-1} \frac{(K_i \cdot (m-1) \cdot \Delta t)^{n_i-j}}{(n_i-j)!} \right]. \quad (13)$$

$$\cdot (1-e^{-k_i \cdot \Delta t}) \sum_{l=0}^{i-1} \frac{(k_i \cdot \Delta t)^l}{l!} + 1 - e^{-k_i \cdot \Delta t} \sum_{l=0}^{n_i-1} \frac{(k_i \cdot \Delta t)^l}{l!}$$

Erprobung des gekoppelten Modells

Hierfür wurde der rund 60 km lange Flussabschnitt der Theiss (Tisza) von Taskeny bis Szolnok mit einem $MQ = \text{ca. } 600 \text{ m}^3/\text{s}$ und dem höchsten beobachteten Hochwasser nahe $2500 \text{ m}^3/\text{s}$ ausgewählt, bei dem ein markanter Wechsel im Abflußregime bei etwa $1250 \text{ m}^3/\text{s}$ (Ausuferungsdurchfluß Q_{L1}) eintritt. Dies ist aus Bild 1 (Flussprofildarstellung mit Kennwerten W, Q) wie auch aus den Durchflußganglinien in Bild 2 für das Hochwasser im Sommer 1980 (Abknicken der Ganglinien) recht deutlich zu erkennen.



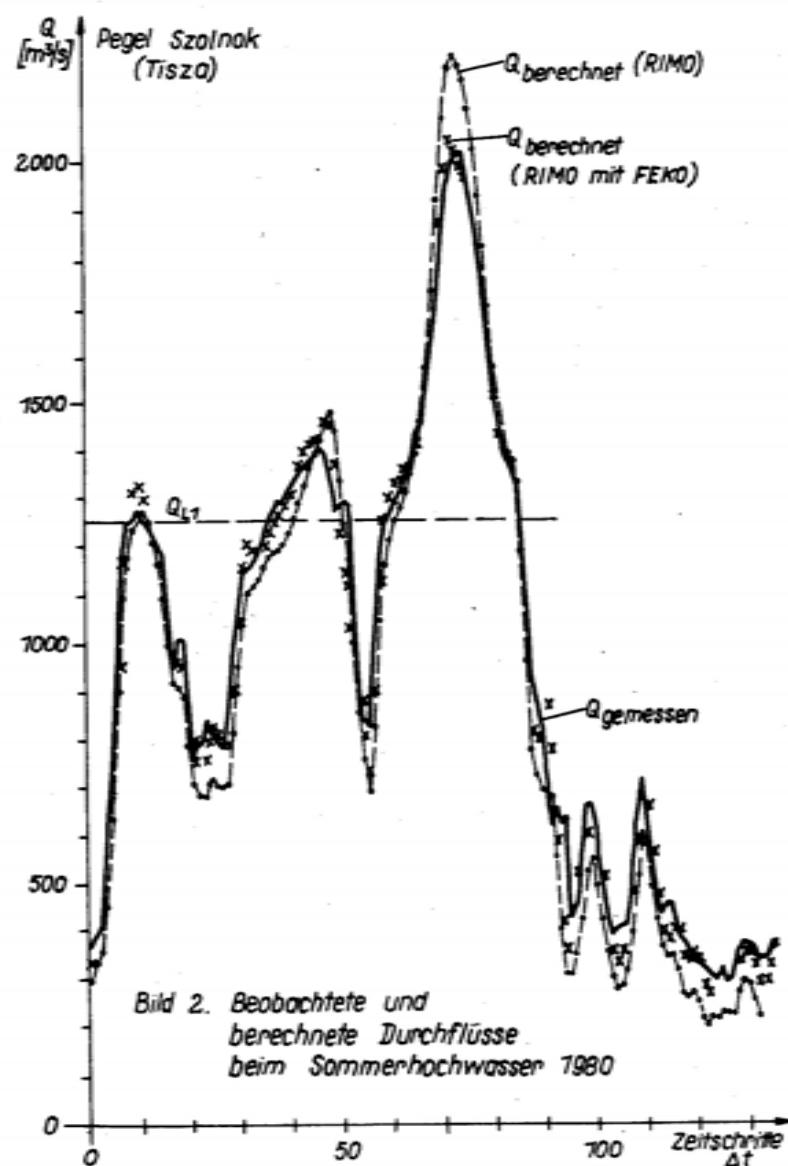
Die Modellparameter wurden für die 2 abgegrenzten Durchflußteilebereiche ($i=1$ und $i=2$) nacheinander bestimmt, und zwar zunächst n_1 und K_1 aus Ereignissen, die den Grenzdurchfluß Q_{L1} nicht überschritten. Danach wurde bei anderen über Q_{L1} angestiegenen Hochwassern zunächst der Zuflusanteil $u_1(m)$ des unteren Durchflußbereichs in den Ausflusanteil $y_1(m)$ dieses Bereichs transformiert und dann wurde mit den Differenzdurchflüssen $y_2(m)=Y(m)-y_1(m)$ sowie $u_2(m)=U(m)-Q_{L1}$ die Parameterbestimmung für den

oberen Durchflußbereich (über Q_{L1}) durchgeführt. Dabei konnten die bewährten Parameterbestimmungstechniken für lineare Systeme uneingeschränkt genutzt werden.

Die mit dem so erhaltenen 2-Stufenmodell RIM0 berechneten Durchflußganglinien sind in Bild 2 strichpunktiert dargestellt. Wie man erkennt, wird die Dynamik des Hochwasserablaufs sehr gut vom Modell erfaßt (vgl. speziell die Wellenansteige und -rückgänge). Die zu hohen Berechnungswerte im Hochwasserscheitelpunkt und die zu kleinen nach dem Hauptrückgang des Hochwassers weisen darauf hin, daß zur Beseitigung dieser Abweichungen auch hier die Hinzunahme eines Zusatzspeichermodells für den Ausuferungsbereich angebracht wäre, wie sie im Parallelbeitrag von Becker und Schmahl /1984/ begründet und am Beispiel eines Elbteilstücks beschrieben wird (vgl. dort).

Zum Modell für die Theiss wurde zunächst die "stochastische" Fehlernachführungsprozedur FENO des IfW Berlin zugeschaltet. Sie besteht im Kern darin, daß die in einem bestimmten Vergangenheitsbereich von l Zeitschritten aufgetretene mittlere Abweichung der Berechnungswerte von den Beobachtungswerten $\Delta Y_m(m-l \text{ bis } m)$ in die Zukunft extrapoliert wird. (k-Zeitschritte). Dabei erfolgt eine Abwichtung der Korrekturgröße E

- (a) mit zunehmendem Zeitvorsprung k der Vorhersage (Faktor C_1^k in Gl. (14) mit $C_1 < 1$), zur Reduzierung negativer Auswirkungen möglicher Extrapolationsfehler,
- (b) mit zunehmender Varianz der Vorhersagegröße I , ausgedrückt durch die Standardabweichung $\sigma_I(m)$, dividiert durch den Mittelwert \bar{Y}_m (beides für den Gesamtzeitraum $m-l$ bis $m+k$):



$$\mathbb{E}(m+k) = C_1^k \cdot \bar{\Delta Y}_m / (1 + C_2 \cdot \sigma_y^2(m) / \bar{Y}_m) \quad (14)$$

Durch die Abweichung nach (b) wird berücksichtigt, daß eine Vorhersagekorrektur entsprechend beobachteten Modellabweichungen $\bar{\Delta Y}_m$ bei wenig schwankendem Systemausgang \bar{Y}_m wesentlich sicherer in die Zukunft extrapoliert werden kann als bei stark schwankendem.

Durch diese Nachführungsprozedur FEKO verbessert sich, wie in Bild 2 erkennbar ist, die Vorhersagegenauigkeit wesentlich (vgl. die gepunktete Ganglinie).

Schlussbemerkung

An einem ungarischen Flussteilstabschnitt der Theiss (Tisza) konnte erneut die Leistungsfähigkeit eines aus relativ einfachen Teilmodellen und -prozeduren zusammengesetzten konzeptionellen nichtlinearen Flusslaufmodells nachgewiesen werden. Das gekoppelte Modell umfaßt:

- das nichtlineare Stufenmodell RIM0 des IfW Berlin
- das lineare Speicher-Kaskadenmodell (KMN-Modell) in zwei vom VITUKI Budapest entwickelten Versionen (als Teilmodelle des Modells RIM0)
- die Fehlersachführungsprozedur FEKO des IfW Berlin.

Hervorhebung verdienen die einfache, überschaubare, den Naturbedingungen entsprechende Struktur des Modells, seine leichte Handhabung, auch auf Mikrorechnern, sowie die rationelle Anpassbarkeit unter Nutzung der für lineare Systeme geeigneten Techniken zur Modellparameterbestimmung.

Literatur

1. Becker, A. und Glos, E. /1970/: Stufenmodell zur Hochwasserwellenberechnung in ausufernden Wasserläufen. Wasserwirtschaft-Wassertechnik, Berlin, 20, H. 1, S. 10-14
2. Becker, A. /1982/: Differenzengleichung und Faltung für operative Abflussvorhersagen - Wechselbeziehungen, Vor- und Nachteile. Wasserwirtschaft-Wassertechnik, Berlin, 32, H. 9, S. 305-308
3. Becker, A.; Martinka, K.; Polte, B. und Gabris, P. /1984/: Erprobung des nichtlinearen Stufenmodells RIMO für Durchflussvorhersagen an der Donau. Beitrag zur XIII. Konferenz der Donauländer über Hydrologische Vorhersagen. Bratislava
4. Becker, A. und Schmahl, W. /1984/: Adaptive Version des nichtlinearen Stufenmodells mit Zusatzspeicher zur verbesserten Hochwasservorhersage. Beitrag zur XIII. Konferenz der Donauländer über Hydrologische Vorhersagen. Bratislava
5. Kalinin, G.P. und Miljukov, P.I. /1958/: Približennyj raspredelenij neustanovivsegosja dvizhenija vodnych mass. Trudy CIP, Moskva, Vyp. 66.
6. Szöllösi-Nagy, A. /1982/: The discretisation of the continuous linear cascade by means of state space analysis. Journal of Hydrology, 58 /1982/, S. 223-236
7. Szöllösi-Nagy, A. /1983/: Impulse response of the discrete linear cascade model; submitted to Hydrological Sciences Journal.

NICHTLINEARES STUFENMODELL FÜR DURCHFLUSSVORHERSAGEN
MIT LINEAREN SPEICHERKASKADEN ALS TEILMODELLE

Zur Nachbildung des Durchflussprozesses in ausufernden Flüssen mit deutlichem nichtlinearem Verhalten hat sich das nichtlineare Stufenmodell als besonders leistungsfähig erwiesen. Die Anwendung dieses Modells mit einer neu abgeleiteten prozessadäquaten diskreten Lösung für das lineare Speicherkaskadenmodell (Kalinin-Miljukow bzw. Nash) als linearem Teilmodell, für das auch die Impulsantwort angegeben wird, liefert an einem Beispieldurchflussabschnitt der ungarischen Theiss (Tisza) sehr gute Ergebnisse.

НЕЛЛНЕАРНАЯ ФОРМА СТУПЕНЧАТОЙ МОДЕЛИ ДЛЯ ПРОГНОЗОВ
РАСХОДА С ЛИНЕАРНЫМИ КАСКАДАМИ ВОДОХРАНИЛИЩ В КАЧЕСТВЕ
ЧАСТИЧНОЙ МОДЕЛИ

Для симуляции процесса расхода в реках, выходящих из берегов, с четким нелинейным поведением нелинейных ступенчатых моделей оказалась особенно эффективной. Применение этой модели с нововведенным процессно-адекватным дискретным решением для модели линейной каскады водохранилищ (Калинин-Милюков или Наш) в качестве линейной частичной модели, для которой приводится тоже функция взаимной, приносит очень хорошие результаты на примере участка реки Тисы в Венгрии.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 6 ERPROBUNG DES NICHTLINEAREN
STUFENMODELLS RIMO FÜR
DURCHFLUSSVORHERSAGEN AN DER DONAU

Becker, A. - Martinka, K. -
Polte, B. - Gabriš, P.

ERPROBUNG DES NICHTLINEAREN STUFENMODELLS RIMO
FÜR DURCHFLUSSVORHERSAGEN AN DER DONAU

Alfred Becker ¹⁾, Karol Martinka ²⁾, Bernd Polte ¹⁾,
Peter Gabriš ²⁾

¹⁾ Institut für Wasserwirtschaft, Berlin, DDR

²⁾ Slowakischer Hydrometeorologischer Dienst, Bratislava,
CSSR

Einführung

Wegenüber der zunehmenden Bedeutung genauer und möglichst weit in die Zukunft reichender Durchflussvorhersagen für den tschechoslowakischen Donauschnitt (speziell bei Hochwasser) ist es erforderlich, alle sich bietenden Möglichkeiten zur Verbesserung dieser Vorhersagen auszunutzen. Bei den nachfolgend erläuterten Untersuchungen wurden vorrangig zwei Verbesserungsmöglichkeiten in Betracht gezogen:

- (1) Anwendung nichtlinearer mathematischer Modelle zur Durchflussberechnung und Vorhersage
- (2) Einsatz von Mikrorechnern zur schnellen und einfachen Berechnung der Vorhersagen zu beliebigen interessierenden Zeitpunkten und zur nutzerfreundlichen Anzeige und Ausgabe der Berechnungsergebnisse in Tabellen- und Ganglinienform.

Als nichtlineare Modelle wurden ausgewählt:

- das Modell der nichtlinearen Speicherkaskade (NLM), das in einem Parallelbeitrag von Svoboda und Turčan /1984/ näher beschrieben wird
- das nichtlineare Stufenmodell RIMO /Becker, Glos 1970; Becker 1971/, auf das im folgenden noch eingegangen wird.

Die Anwendung hydraulischer Modelle mit verteilten Parametern konnte nicht mit vorgesehen werden, da die notwendigen Informationen über die Flussprofile nicht in der zu fordern Detailliertheit vorlagen und da der Aufwand zur Anpassung dieser Modelle sowie zur Entwicklung und Abarbeitung entsprechender Rechenprogramme auf dem zum Einsatz vorgesehenen Mikrorechner zu hoch gewesen wäre.

Bearbeitete Donauschnitte und geeignete Modellalternativen

Wenn die Vorhersagen für den Pegel Bratislava einen Zeitvorsprung von etwa 24 h haben sollen, ist es erforderlich, den österreichischen Donaupegel Ybbs als Eingangspiegel zugrunde zu legen. Dieser Pegel ist auch deshalb besonders geeignet, weil das Hauptentstehungsgebiet der bedeutenderen Donauhochwasser oberhalb liegt (vor allem im Alpenraum), so dass die Hochwasserwellen in ihrer Ausbildung (Höhe und Form) an diesem Pegel einen gewissen Abschluss gefunden haben. Sie werden bei ihrem Ablauf donauabwärts in erster Linie abgeflacht, teilweise aber auch durch Zuflüsse aus Nebenflüssen und den Zwischeneinzugsgebieten aufgehört.

Zur verbesserten Analyse und Vorhersage dieser komplexen Zusammenhänge können mathematische Modelle wesentlich beitragen, worauf am Schluss dieses Beitrages noch eingegangen wird. In jedem Falle ist es ausgehend von Erfahrungen mit dem Durchflussvorhersagemodell für die Elbe zweckmäßig, die Berechnungen sequentiell für aufeinanderfolgende Flussteilstrecken durchzuführen (Becker, Polte, Schmahl 1981). Bei der betrachteten Donaustrecke sind dies die Teilstrecken Ybbs-Kienstock, Kienstock-Wien und Wien-Bratislava (vgl. Bild 1).

Die Modellanpassungsarbeiten an diesen Donauschnitten zeigten, dass sie sich in ausreichender Näherung mit Hilfe eines linearen Modells beschreiben lassen. Demgegenüber muss der Donauschnitt Wien-Bratislava ein nichtlineares Modell angewendet werden, was bereits aus der in Bild 2 dargestellten

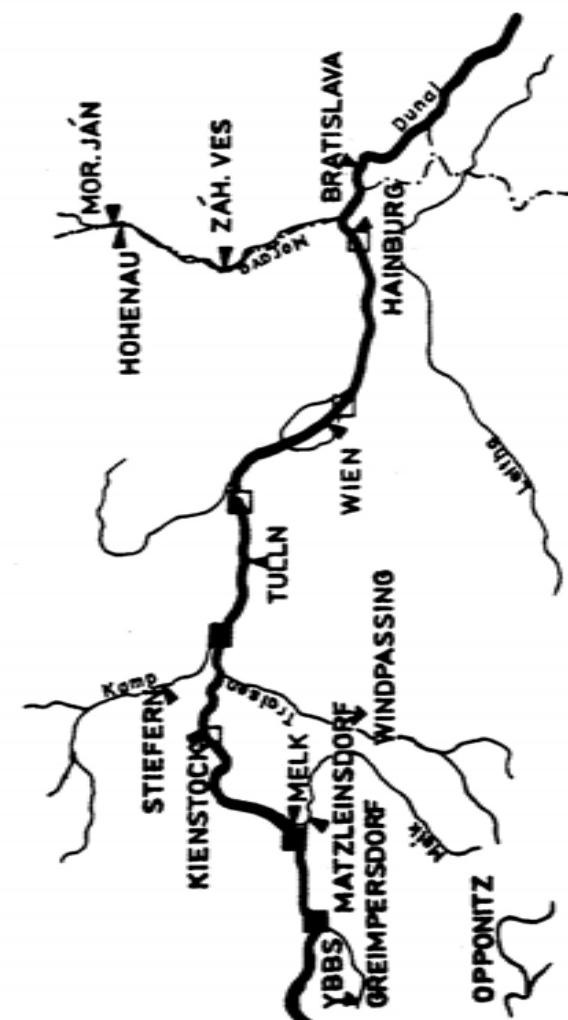


Bild 1.
Donaustrecke von Ybbs nach Bratislava

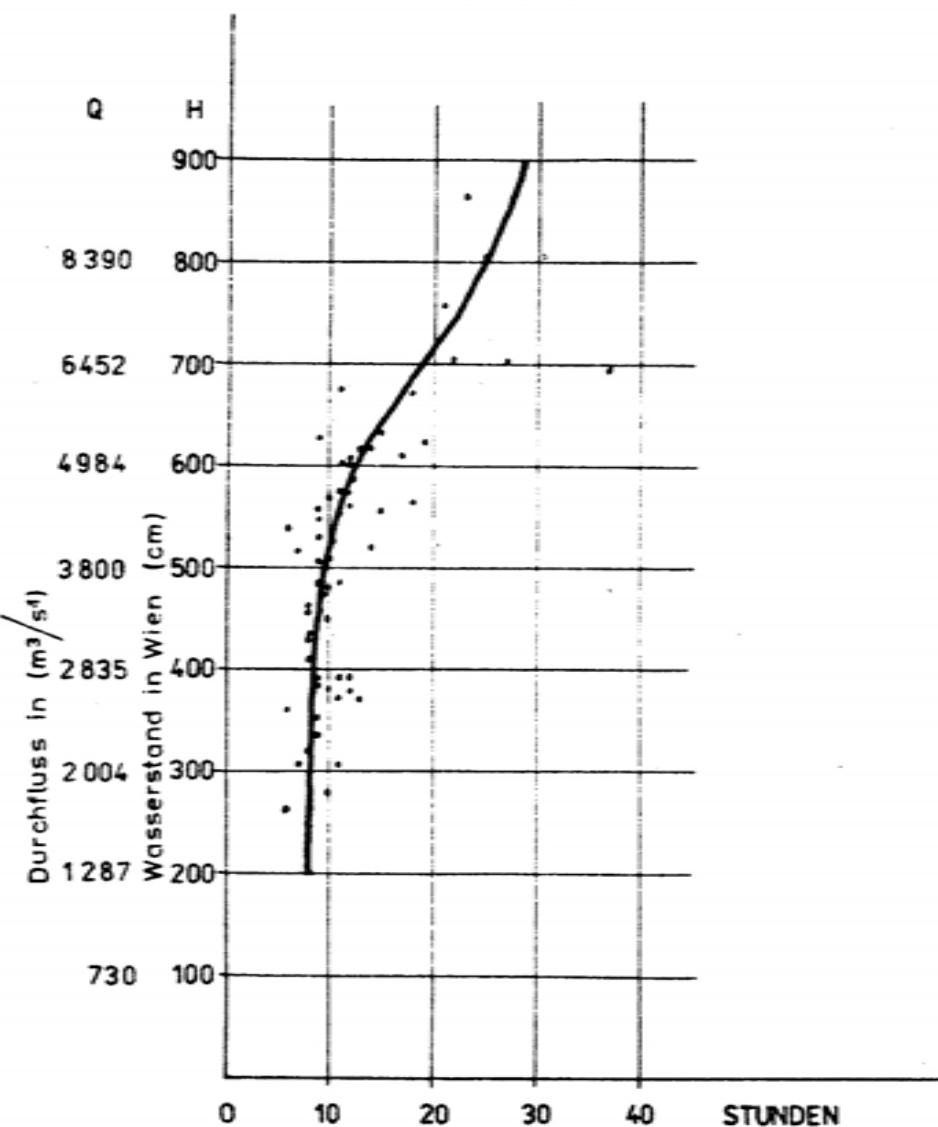
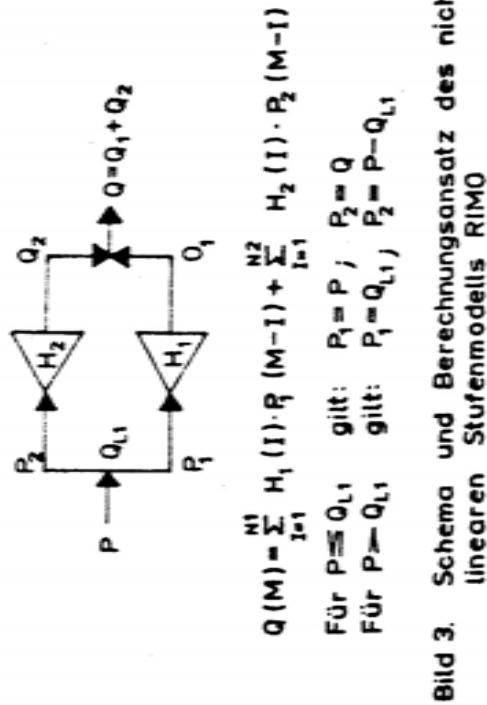


Bild 2. Scheitellaufzeitkurve Wien-Bratislava

Scheitellaufzeitkurve, die aus abgeflossenen Hochwassern abgeleitet wurde, deutlich wird. Entsprechend Bild 2 betragen die Scheitellaufzeiten bei Hochwasserabflüssen unter $4000 \text{ m}^3/\text{s}$ ca. 9 Stunden ($\pm 2\text{h}$). Sie steigen dann auf Werte bis 24 Stunden an (im Mittel 22 h). Diesen Laufzeitunterschied kann ein lineares Modell nicht beschreiben.

Bestätigt wird diese Tatsache durch Untersuchungen von Drako /1982/, der auf dem Abschnitt Kienstock-Wien-Bratislava mit einem nichtlinearen Speicher-Kaskadenmodell versuchte, ein akzeptables Ergebnis zu erzielen. Dies gelang nicht, zumindest nicht mit einem einzigen Parametersatz für den gesamten Durchflussbereich und alle Hochwasser. Testrechnungen am Beispiel des Juli-hochwassers 1977 zeigten, dass nur bei Zugrundelegung unterschiedlicher Modellparametersätze für den Flussbettbereich (bis ca. $5000 \text{ m}^3/\text{s}$) einerseits sowie für den Ausuferungsbereich andererseits (Durchflussanteile über ca. $5000 \text{ m}^3/\text{s}$) eine zufriedenstellende Anpassung erzielbar war.

Dieses Ergebnis weist auf die besondere Eignung des nichtlinearen Stufenmodells RIMO hin, das von Becker und Glos /1970, 1971/ vorgestellt wurde. Die Prinzipdarstellung der 2-Stufen-Version dieses Modells zeigt Bild 3. Das Wesentliche ist, dass für die Berechnung des Hochwasserwellenablaufs bei Hochwasserabflüssen über einer Stufe, d.h. über einem Grenzdurchfluss Q_{L1} (hier ca. $5000 \text{ m}^3/\text{s}$), eine andere Impulsantwort H_2 zur Durchflussberechnung angewendet werden muss als bei Durchflüssen unter dieser Grenze. H_1 dient zur Berechnung der Durchflussanteile Q_1 am Unterpegel, die sich aus dem unter Q_{L1} liegenden Zuflussanteilen P_1 ergeben (Durchfluss des Flussbettbereichs). Demgegenüber werden die über Q_{L1} ansteigenden Zuflussanteile $P_2 = P - Q_{L1}$ (für $P > Q_{L1}$) mit Hilfe einer anderen Impulsantwort H_2 in die resultierenden Ausflussanteile Q_2 (des Ausuferungsbereichs) umgerechnet. Der Gesamtabfluss ist dann: $Q = Q_1 + Q_2$. Weitere Details zu diesem Modell können



dem Parallelbeitrag von Becker und Schmahl /1984/ entnommen werden (Gl. (1) und (2)).

Arbeitsschritte zur Anpassung des nichtlinearen Stufenmodells an einen Flussabschnitt (Modelleichung)

Ausgehend vom zuvor Gesagten wurde festgelegt, das nichtlineare Stufenmodell RIMO an den Flussabschnitt Wien-Bratislava anzupassen. Dies ist an Hand abgeflossener Hochwasserwellen möglich, wobei folgende Arbeitsschritte durchlaufen werden müssen:

(1) Festlegungen zur Modellstruktur

Hier geht es zunächst um die Entscheidung, ob ein 2-Stufenmodell mit einem Grenzdurchfluss (Q_{L1}) und 2 Impulsantworten (H_1 und H_2) ausreicht oder ob mehr Durchflussteilbereiche separat behandelt werden müssen. Meist sind 2-Stufenmodelle ausreichend. Teilweise werden jedoch 3-Stufenmodelle benötigt. Am einfachsten lässt sich diese Entscheidung aus Scheitellaufzeitkurven gemäß Bild 2 ableiten, die z.B. an der mittleren Elbe bei extrem hohen Durchflüssen wieder auf kleinere Werte zurückgehen (beschleunigte Hochwasserwellenbewegung nach erfolgter Fällung des Ausuferungsbereichs, vgl. /Becker 1965/). Eine weitere Frage ist die nach Ankopplung eines Zusatzspeichers für die "statische Speicherung" im Ausuferungsbereich, die aber auch noch im Verlauf der Modellanpassungsarbeiten entschieden werden kann (vgl./Becker, Schmahl 1984/).

(2) Bestimmung der Grenzdurchflüsse (Q_{L1}), die die linearen Teilsysteme (Durchflussteilbereiche) gegeneinander abgrenzen. Schätzwerte können bereits in Verbindung mit der Analyse zu (1) ermittelt werden, wie auch aus Kenntnissen über die Flussprofile (z.B. Ausuferungsdurchfluss). In jedem Fall muss eine Nachrechnung bei der Nachrechnung abgeflossener Hochwasser erfolgen (vgl. (6)).

- (3) Ereignisweise Ermittlung der Impulsantwort H_1 für den untersten ausgegliederten Durchflussteilbereich (Flussbettbereich). Dazu werden Hochwasserereignisse ausgewählt, bei denen der Grenzdurchfluss Q_{L1} nicht überschritten wurde. Zusätzlich können die unter Q_{L1} liegenden Anstiegsbereiche größerer Hochwasser herangezogen werden. Die H_1 -Ermittlung ist nach irgendeiner der bekannten, für lineare Systeme gültigen Identifikations- bzw. Modellparameterbestimmungstechniken möglich.
- (4) Mit dem ermittelten H_1 können bei allen über Q_{L1} ansteigenden Hochwassern zunächst die Ausflussanteile Q_1 des Flussbettbereichs berechnet werden, die sich aus den Zuflussanteilen P_1 ergeben ($P_1 \leq Q_{L1}$; vgl. Bild 3). Danach können für diese Hochwasser die Ausflussanteile Q_2 des über Q_{L1} liegenden Durchflussbereichs (d.h. des Ausuferungsbereichs) einfach als Differenz zum Gesamtdurchfluss Q am Unterpegel ermittelt werden: $Q_2 = Q - Q_1$. Aus Q_2 und den dazugehörigen Zuflussanteilen des Ausuferungsbereichs $P_2 = P - Q_{L1}$ lassen sich dann Impulsantworten H_2 (des Ausuferungsbereichs) wie unter (5) ereignisweise ableiten.
- (5) Aus den ereignisweise ermittelten Impulsantworten H_1 und H_2 (bzw. aus den sie bestimmenden Parametern konzeptioneller Modelle) werden schliesslich allgemein gültige (mittlere bzw. "optimale") Impulsantworten bestimmt, die für Simulations- und Vorhersageberechnungen dienen können. Hierzu wird nachfolgend noch etwas gesagt.
- (6) Bei der ereignisweisen Ermittlung der Impulsantworten H_2 kann der Grenzdurchfluss Q_{L1} wahlweise variiert und unter Bezug auf die Analyse der Ergebnisse bei allen ausufernden Hochwassern (über Q_{L1}) "nachgesicht", d.h. verbessert werden.
Bei Mehrstufenmodellen wird völlig analog verfahren, indem die unter (4) erläuterten Anpassungsarbeiten für jeden nächsthöheren Durchflussteilbereich wiederholt werden.

Konkrete Anpassungsarbeiten am Flussabschnitt Wien-Bratislava

Für die Modellanpassung waren 9 Hochwasser aus dem Zeitraum 1970-79 ausgewählt worden (siehe Tab. 1). Für diese Hochwasser wurden die zuvor erläuterten Arbeitsschritte durchlaufen. Dazu sind folgende Bemerkungen zu machen:

- Zu (1); Ein 2-Stufenmodell erwies sich als ausreichend
- Zu (2); und (6): Der Grenzdurchfluss Q_{L1} wurde von anfangs 5000 auf 4700 m^3/s festgesetzt (nachgeeicht)
- Zu (3) bis (6); Bei der Ermittlung der Impulsantworten H_1 und H_2 der linearen Teilsysteme wurde ein konzeptionelles lineares Modell zugrunde gelegt, und zwar das Translations-Diffusions-Modell /Hayami 1957/. Begründung dafür ist, dass
 - dieses Modell eine vielfach ausreichende Approximation der St. Venant-Gleichungen darstellt (Diffusionswellensapproximation)
 - seine Parameter (x, u und D) physikalisch definiert sind
 - durch Ansetzen verschiedener Werte x (als Längen interessierender Flussteilstrecken) die für diese Flussteilstrecken gültigen Impulsantworten einfach berechnet werden können
 - leistungsfähige Optimierungsprogramme und jahrelange Anpassungserfahrungen mit diesem Modell im Institut für Wasserwirtschaft Berlin vorliegen.

Zum besseren Verständnis der folgenden Darlegungen sei die Impulsantwort des Translations-Diffusions-Modells noch einmal vorgestellt:

$$h(x,t) = \frac{x}{2t\sqrt{\pi} \cdot D \cdot t} \exp\left(-\frac{(u \cdot t - x)^2}{4 \cdot D \cdot t}\right)$$

mit x (km)-Fließweg (Flussteilabschnittslänge), u (km/h)-Wellenschnelligkeitsparameter, D (km^2/h)-Diffusions- oder Wellenabschwächungskoeffizient.

Der Fliessweg x der Donaustrecke Wien-Bratislava ist mit 60,34 km vorgegeben. Die für die untersuchten Hochwasser jeweils für die 2 separaten betrachteten Durchflussbereiche (grösser oder kleiner als $4700 \text{ m}^3/\text{s}$) ereignisweise ermittelten Parameter u und D sind in Tabelle 1 angegeben. Die entsprechenden Impulsantworten zeigen Bild 4. Man erkennt deutlich, dass sich die "ereignisoptimalen" Impulsantworten (Bild 4) und deren Parameter (Tab. 1) relativ eindeutig in 2 Gruppen zusammenfassen lassen (Flussbettbereich H_1 und Ausuferungsbereich H_2). Von diesen Gruppen abweichende Charakteristiken ergaben sich lediglich in 3 Fällen:

- Flussbettbereich: Februar 1977 und März 1979
- Ausuferungsbereich: Februar 1970.

Im Vorhersagefall könnte man also bei Wellen mit so steilen Anstiegen mit einer steileren Impulsantwort (z.B. Februar 1977) statt mit der mittleren rechnen.

Es gibt 2 Gründe dafür, dass sich beim Hochwasser 2/70 für H_2 ein "Zwischentyp" ergeben hat:

- (1) Es ist das kleinste unter den 5 in Bild 4 erfassten Ausuferungsergebnissen ("nur" $1300 \text{ m}^3/\text{s}$ über Q_{L1}), bei dem sich die Wirkung des Ausuferungsbereichs noch nicht voll ausdrückt.
- (2) Es ist eine relativ grosse mittlere Durchflussdifferenz zwischen den in Bratislava gemessenen und den berechneten Durchflüssen festzustellen (im Sinne eines Zwischengebietzuflusses grösser als $223 \text{ m}^3/\text{s}$).

Zur allgemeinen Anwendung werden vorerst mittlere Impulsantworten H_1 und H_2 empfohlen, die sich mit folgenden mittleren Parameterwerten u und D ergeben:

$$\begin{aligned} H_1: u_1 &= 6.6 \text{ km/h} & D_1 &= 50.0 \text{ km}^2/\text{h} \\ H_2: u_2 &= 2.65 \text{ km/h} & D_2 &= 13.5 \text{ km}^2/\text{h} \end{aligned}$$

Tabelle 1: Wichtige Kennwerte dar zur Modellbildung herangezogenen Hochwasserereignisse

Datum (Monat /Jahr)	Q_{\max} ¹⁾ (m^3/s)	ΔQZ ²⁾ (m^3/s)	Flussbettparameter		Ausuferungspar.	
			u_1 (km/h)	D_1 (km^2/h)	u_2 (km/h)	D_2 (km^2/h)
2/70	<u>6040</u>	229	6.81	71	(3.53	13.4)
8/70	<u>6860</u>	306	6.53	63	2.65	13.4
12/74	<u>6790</u>	4	6.07	45	2.83	14.6
1/75	5190	3	6.82	46	-	-
6/75	<u>8710</u>	199	6.86	41	2.40	14.1
5/76	4820	182	6.70	55	-	-
2/77	4750	13	(10.48	43)	-	-
7/77	<u>6370</u>	132	6.39	59	2.75	19.3
3/79	5790	-197	(8.89	31)	-	-
Empfohlene Parameter:			6.6	50	2.65	13.5

1) Bedeutende Ausuferungsergebnisse unterstrichen

2) ΔQZ = Mittlere Q -Differenz Wien-Bratislava
(Zufluss bzw. Verlust)

(): Herausfallende Ereignisse

H_1 liegt in der Hauptgruppe der Impulsantworten des Flussbettbereiche in Bild 4 ($< 4700 \text{ m}^3/\text{s}$). Das mittlere H_2 entspricht dem H_2 des Hochwassers 8/70. Weitere Präzisierungen der Parameter sind nach Auswertung weiterer Hochwasser möglich.

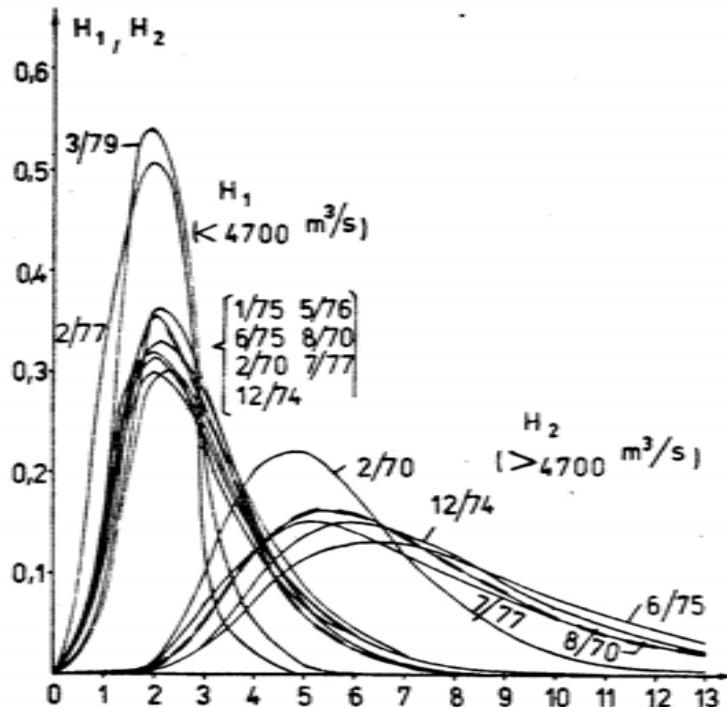


Bild 4

Für die analysierten Hochwasserereignisse ermittelte ereignisoptimale Impulsantworten des Donauabschnitts Wien-Bratislava.

Bemerkenswert ist, dass die angegebenen mittleren Werte u_1 und u_2 sehr gut mit den Scheitelfortpflanzungsgeschwindigkeiten übereinstimmen, die sich aus der mittleren Scheitellaufzeitkurve in Bild 2 ergeben (mit $x=60.34$ km):

$$\text{Flussbett : } T_1 = 9 \text{ h; } u_1 = 60.34/9 = 6.7 \text{ km/h}$$

$$\text{Ausuferung : } T_2 = 22 \text{ h; } u_2 = 60.34/22 = 2.7 \text{ km/h}$$

Scheitellaufzeitkurven können also zur Schätzung des Parameters u dienen.

Modelltestung und -vergleich

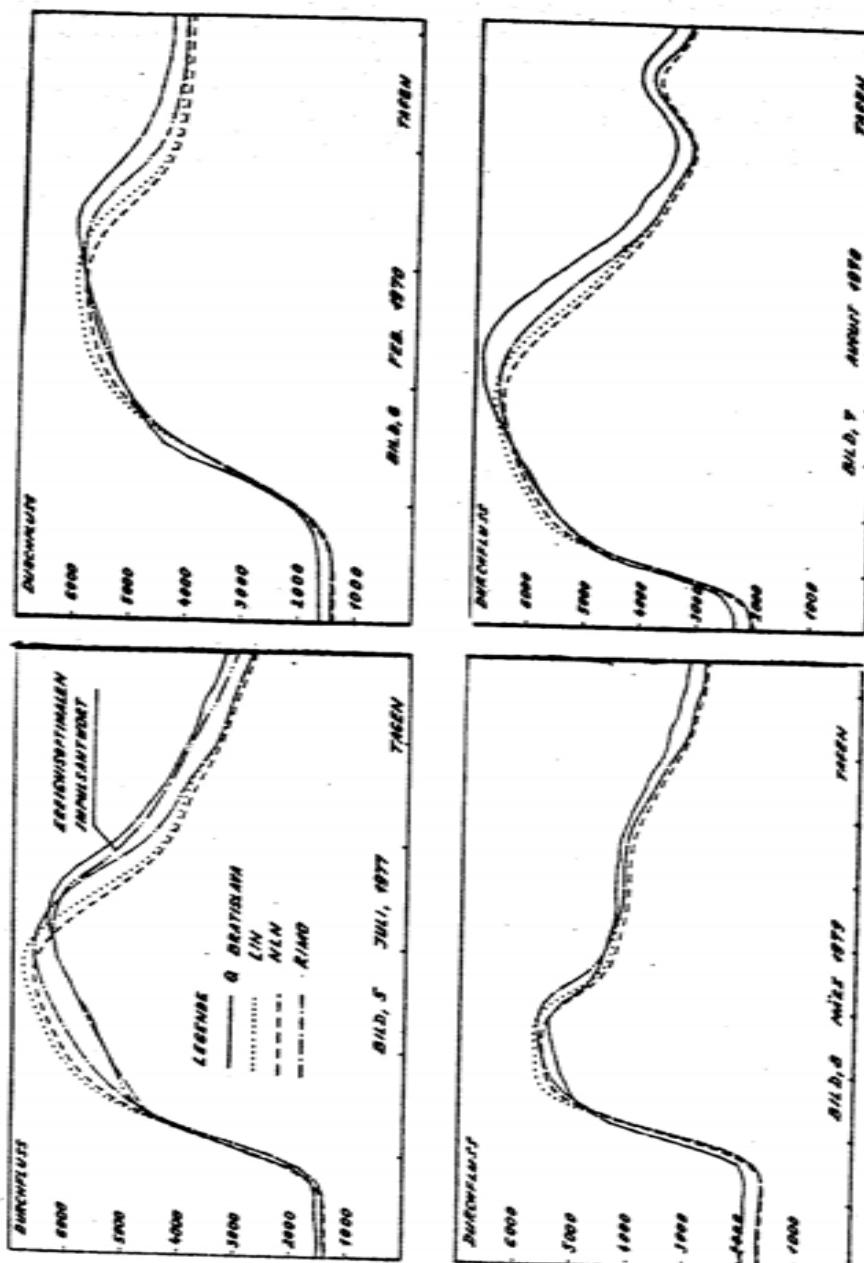
Zur Testung der Leistungsfähigkeit des nichtlinearen Stufenmodells RIMO/RIDO wurden 4 Ereignisse ausgewählt (vgl. Bild 5-8):

7/77 und 8/70 - als besonders geeignete Anpassungsergebnisse
 2/70 - als Beispiel, bei dem sich eine von der mittleren deutlich abweichende "ereignisoptimale" Impulsantwort ergab

3/79 - als reines Testereignis (wenig ausufernd; extrem steile und kurze Welle)

Das höchste Ereignis (6/75) wurde nicht gewählt, da es wegen seines allmählichen Anstiegs nicht sehr aussagekräftig ist.

Die Bilder 5 bis 7 zeigen, dass die mit dem nichtlinearen Stufenmodell RIMO berechneten Durchflussganglinien (strichpunktiert) ausgezeichnet bis sehr gut mit den in Bratislava gemessenen (ausgezogen) übereinstimmen. Speziell wird das notwendige "Abknicken" der Anstiege bei ca. 4500 bis 5000 m^3/s mit dem Modell erreicht. Wie die Berechnung mit Hilfe der ermittelten "ereignisoptimalen" Impulsantwort beim Hochwasser 7/77 verbessert werden könnte, ist in Bild 5 erkennbar.



Mit dem linearen Modell wird erwartungsgemäß nur im Flussbettbereich ($< 4700 \text{ m}^3/\text{s}$) eine gute Anpassung erreicht, während im Ausuferungsbereich alle Berechnungsdurchflüsse zu früh liegen (vgl. Bild 6, gepunktete Linie).

Und selbst mit dem nichtlinearen Speicherkaskadenmodell NLN, dessen Parameter unter besonderer Berücksichtigung des Anstiegs einer größeren Zahl von Hochwasserwellen Ermittelt wurden konnten keine befriedigenden Anpassungen erzielt werden (vgl. Bild 5 bis 8, gestrichelte Ganglinien). Der abrupte Parameterwechsel, wie er beim Modell RIMO bei Q_{L1} praktiziert wird, ist also unbedingt erforderlich. Dagegen erweisen sich unterhalb und oberhalb des Grenzwertes Q_{L1} lineare Teilmodelle als völlig ausreichend.

Bei den untersuchten Hochwassern erweist sich bei allen Kriterien das Modell RIMO als das leistungstärkere. Lediglich beim Hochwasser im März 1979 ist die Anpassung nicht völlig befriedigend. Ursache hierfür könnte der extreme Charakter dieses Hochwassers sein: steile, schmale Welle, die im Ausuferungsbereich weitgehend "aufgezehrt" wird (hierfür spricht die ausnahmsweise "negative Bilanz" $\Delta QZ = -197$ (siehe Tab. 1)). Durch dies könnte ein scheinbar zu schnelles Abfließen des übrigen Teils der Ausuferungswelle vorgetäuscht werden. Diese These müsste durch Testrechnungen mit RIMO einschließlich Zusatzspeicher geprüft werden (vgl. Becker, Schmahl 1984). Erwähnung verdient noch, dass die steilen Anstiege der Hochwasser 8/70 und 3/79 etwas zu spät berechnet werden (ca. 3 h). Dies könnte bei Vorhersagen von vorn herein berücksichtigt werden.

Die Fehlerreihen, die in den Bildern 5 bis 8 mit dargestellt sind, sind bei RIMO deutlich am ausgeglichsten und stark autokorriktiert, so dass Vorhersageverbesserungen durch eine geeignete "stochastische" Nachführungsprozedur leicht erreichbar sind.

Insgesamt gesehen steht außer Frage, dass das Modell RIMO zur Hochwasservorhersage auf dem Donauabschnitt Wien-Braunsau besonders gut geeignet ist.

Nutzung von Mikrorechnern zur operativen Hochwasservorhersage

In den letzten Jahren sind immer leistungsfähigere Mikrorechner in den Handel gekommen, die sich besonders gut für operative Anwendungen eignen, da sie

- jederzeit, d.h. ohne besonderen Vorbereitungsaufwand einsatzfähig sind
- sehr leicht im Dialogbetrieb bedient werden können, und zwar auch von operativ tätigen Hydrologen
- viele Möglichkeiten der nutzerfreundlichen Ergebnisanzeige und -ausgabe über Display, Drucker, Plotter u.a. bieten.

Da viele hydrologische Modelle (wie z.B. RIMO) sehr einfach und schnell auf derartigen Mikrorechnern zur Anwendung gebracht und dann routinemässig abgearbeitet werden können, wurde von Gabris und Martinka ein spezielles Software-System PP für die Anpassung und Praxisanwendung hydrologischer Modelle entwickelt, das in seiner Grundform seit 1982 auf dem Mikrorechner HP 85 des SHM Bratislava genutzt wird. Es eignet sich insbesondere für folgende Aufgaben: Datenanalyse, Identifikation hydrologischer Systeme, Anpassung hydrologischer Modelle (Parameterermittlung), Aufbau und Nutzung hydrologischer Datenbanken (auf Magnetband), anforderungsgerechte graphische Darstellung von Analyse- und Berechnungsergebnissen. Die Programmiersprache ist BASIC, der Speicherplatzbedarf liegt bei 16 bis 32 Kbyte RAM. Mit freundlicher Genehmigung der Firma ECD Delft, Niederlande, wurde das System inzwischen auch auf dem Mikrorechner Acorn BBC implementiert.

Das System hat sich bei der Anpassung und Testung des Modells RIMO sehr gut bewährt und es dient als Grundlage für das unter Verwendung von RIMO entwickelte Hochwasservorhersagemodell für die Österreichisch-tschechoslowakische Donaustrecke Ybbs-Kienstock-Wien-Bratislava (sowie die unterhalb folgenden Donaupegel).

Literatur

1. Becker, A. /1965/: Wasserstands- und Laufzeitvorhersagen an der Elbe bei Hochwasser. Wasserwirtschaft-Wassertechnik, Berlin, 15, H. 9, S. 310-316
2. Becker, A. und Glos, E. /1970/: Stufenmodell zur Hochwasserwellenberechnung in ausufernden Wasserläufen. Wasserwirtschaft-Wassertechnik, Berlin, 20, H.1, S. 10-14
3. Becker, A. /1971/: Simulation of nonlinear flow systems by combining linear models. In: (Proc. Moscow Symposium, August 1971), IAHS - Publ. No. 116/1976, P. 135-142
4. Becker, A., Polte, B., Schmahl, W. /1981/: Computerized Streamflow Forecasting System for the Elbe River in the GDR. Proc. of the Int. conference on "Numerical Modelling of River, channel and Overland Flow..." Bratislava, May 1981
5. Becker, A., Melcher, M., Kose, G. /1982/: Hp-dating of discharge rating curves by means of mathematical models. IAHS-Publication No. 134. Proceedings of the Exeter-Symp., July 1982.
6. Becker, A. und Schmahl, W. /1984/: Adaptive Version des nichtlinearen Stufenmodells mit Zusatzspeicher zur verbesserten Hochwasservorhersage. Beitrag zur XII. Konferenz der Donauländer über Hydrologische Vorhersagen. Bratislava
7. Drako, J. /1982/: Prognoz peremesenija volny v estestvennom ruse a pomojou mnogoslojnoj nelinejnoj modeli. XI. Konferenz der Donauländer für Hydrologische Vorhersagen, Bukarest.
8. Hayami /1951/: On the propagation of flood waves. Disaster prevention Res. Inst. Bul. 1:1-16. Kyoto University Japan.
9. Svoboda, A., Turcan, J. /1984/: Ein hydrologisches Vorhersagesystem im tschechoslowakischen Teil des Bodrog-Einzugsgebietes. XII. Konferenz der Donauländer für Hydrologische Vorhersagen, Bratislava.

ERPROBUNG DES NICHTLINEAREN STUFENMODELLS RIMO FÜR
DURCHEFLÜSSVORHERSAGEN AN DER DONAU

Das nichtlineare Stufenmodell wurde nach seiner erfolgreichen Anwendung an der Elbe und ihren wichtigsten Nebenflüssen nun an die Donauabschnitte Tübs-Kienstock-Wien-Bratislava angepaßt. Am Beispiel abgeflossener großer Donauhochwasser wird gezeigt, daß das Modell ausufernde Hochwasser auch an der Donau besser nachbildet als andere bekannte Modelle, wie z.B. das Muskingum-Modell, das Kalinin-Miljukow-Modell oder nichtlineare Speicherkaskadenmodelle.

ИСПЫТАНИЕ НЕЛІНІЯРНОЇ СТУПЕНЧАТОЇ МОДЕЛІ РІМО ДЛЯ
ПРОГНОЗА РАСХОДА НА РЕКЕ ДУНАЯ

После успешного применения на реке Эльбе, нелинейная ступенчатая модель была приспособлена к следующим участкам реки Дунай: Иббс - Киншток - Вена - Братислава. На примере отекавших больших паводков р. Дунай показывается, что эта модель тоже на р. Дунай лучше симулирует паводки, выходящие из берегов чем другие известные модели, как напр. модель Маскингема, модель Налинина-Милюкова или нелинейные модели каскады водохранилищ.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN

2 - 7 - 1

ABFLUSSIMULATIONEN, DIE DAS API-MODELL UND DIE TAGES-
GRADMETHODE AUSWERTEN

J. Buchtele, P. Majer
Tschechisches Hydrometeorologisches Institut, Praha,
Tschechoslowakei

E i n l e i t u n g

Das System von Wehren auf zwei Hauptflüssen in Böhmen und das Speicherarystem im oberen Teil deren Einzugsgebiets, die natürliche Durchflüsse für die Navigation und Bewässerungen ändern, benötigen genauere Informationen und Vorhersagen für die Regelung der Abflüsse. Der Tschechische Hydrologische Dienst führte deshalb verschiedene Experimente mit Modellen für Regen-Abflussimulationen, Schneeschmelze und Transformationen von Hochwasserwellen durch. Diese Experimente sollten uns mit dem Aufbau eines Einzugsgebietsmodells für die Vorhersagen mit dem Vorsprung grösser als 24 Stunden helfen, die zur Zeit unter Anwendung von einer Durchfluslaufzeitmethode vorbereitet werden. Experimente mit Transformationen von Hochwasserwellen sind in anderem Referat für diese Konferenz [2] beschrieben. In diesem Beitrag werden Probleme von zwei übriggebliebenen Themen berücksichtigt.

In Experimenten mit Hochwassertransformationen war ausreichend, den Abfluss aus dem Zwischeneinzugsgebiet als Abflussprozente in oberen Messstellen zu bewerten. Dies zeigte sich nicht genügend genau, wenn entsprechende Einzugsgebiete relativ gross sind; dann ist es notwendig, für diese Flächen Regen-Abflussbeziehungen zu benützen; aber auch diese Prozedur ist nicht genügend genau, wenn die Bewertung der Abflüsse nach direkten Durchflusregistrierungen an Zwischeneinzugsgebieten nicht vorbe-

2 - 7 ABFLUSSIMULATIONEN, DIE DAS
API-MODELL UND DIE TAGES-
GRADMETHODE AUSWERTEN

Buchtele, J. - Majer, P.

Bratislava 21.-24. august 1984

reitet werden kann.

Regenabflussvolumen

Der Tschechische Hydrologische Dienst hat in den letzten zwei Jahrzehnten eine ganze Reihe von graphischen koaxialen Korrelationen vorbereitet, die für Vorhersagen des Abflussvolumens dienen sollen. Diese Unterlagen können als entsprechendes Hilfsmittel für Regen-Abflussimulationen in unseren Bedingungen betrachtet werden in bezug auf relativ lange Beobachtungen dieser zwei Erscheinungen und auf Absenz von Evapotranspirationsdaten, die für Bilanzmodelle notwendig sind. Die angewandten Verfahren sind - dank der Rechnerform des API-Modells [4] - auch für kontinuale Simulationen ausnützbar. In der angewandten Version der digitalisierten Methode, die die Prozedur nach Němec und Sittner [3] und Sittner [5] benutzt, bestehen zusammenfassend 13 Parameter für alle 3 Quadranten der koaxialen Beziehung. Die folgenden Gleichungen mit 7 Parametern sind für den Saisonquadranten bestimmt:

$$\begin{aligned} AIW &= (ASES) (AX)^{\text{API}} \\ AID &= (BSES) (BX)^{\text{API}} \\ PRAC &= NWKS/NWKT \quad (1) \\ PR &= [0,5(1 + \sin \pi(1,5 - PRAC))]^{\text{EX}} \\ AI &= AIW + PR (AID - AIW) \end{aligned}$$

- AWK, BWK nacheinander folgend durch eine "feuchte" und "trockene" Kurve repräsentierte Wochen
- ASES, BSES Konstanten auf der AI-Achse der "feuchten" und "trockenen" Kurve

NWKS Zahl der Wochen zwischen dem Niederschlag und AWK

NWKT Zahl der Wochen zwischen AWK und BWK
In der Gleichung des Quadranten des Retentionsindex wird ein Parameter RA benutzt:

$$PI = AI (RA)^{\text{RI}} \quad (2)$$

Der Retentionsindex RI hat dieselbe Struktur wie API; nur der Wert der Absenkungskonstante ist kleiner, statt $K = 0,9$ (für API) ist $k = 0,4$ für RI. Der Niederschlagsquadrant ist mit 5 Parametern in folgenden Gleichungen definiert:

$$\begin{aligned} PF &= PA + PB (\text{PI}) \\ PG &= PC + PD (\text{PI})^{\text{PE}} \quad (3) \\ RO &= (P^{\text{PF}} + PG^{\text{PF}})^{1/\text{PF}} - PG \end{aligned}$$

P Niederschlag, RO Oberflächenabfluss

Die folgenden Parameterwerte wurden als geeignet für die graphische Darstellung vom Beziehungsformen in Abb. 1a festgestellt, sowie in Simulationen für ein Einzugsgebiet mit grossem Terraingefälle mit Fläche $F = 350 \text{ km}^2$; ein Beispiel in Abb. 3a:

Parameter	Saisonquadrant (I. Q.)						
	AWK	BWK	ASES	BSES	AX	BX	EX
Wert	15	28	25	150	0,995	0,986	1,0

Parameter	II. Q.	Niederschlagsquadrant (III. Q.)					
		RA	PA	PB	PC	PD	PE
Wert	0,97	1,2	0,002	0,0	5,0	1,0	

Einige Ergebnisse der Empfindlichkeitsanalyse der Parameter sind in graphischen Darstellungen in Abb. 1b angegeben. Sie zeigen wie schnell verändern die Kurven ihre Form mit der Änderung von Parameterwerten. Sie können auch als Richtschnur für die Optimalisierung dienen.

Durchflussberechnungen

Die Zeitverteilung des Abflussvolumens ist nach der Diffusionsgleichung als Impulsantworten berechnet. Der Berechnungsalgorithmus ist derselbe wie bei Transformationen von Hochwasserdurchflüssen, aber die Applikation ist ein wenig konzeptionsmässig. Die ersten Erfahrungen mit dieser Prozedur wurden in Simulationen für Einzugsgebiete mit Flächen von $200 + 500 \text{ km}^2$ und bei der Feststellung des effektiven Niederschlags mittels Regressionsgleichungen [1] erhalten.

Die Parameter K, C und D in der Diffusionsgleichung (4) sind auf Regencharakteristiken bezogen:

$$q(t) = \frac{1}{2\sqrt{\pi K}} \cdot \frac{D}{t^{3/2}} \cdot \exp \left[-\frac{(Ct - D)^2}{4Kt} \right] \quad (4)$$

K Regenintensität [$\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$]

C Flächenungleichmässigkeit des Regens, dargestellt mit $C = (P_{\max} - P_{\min})/\bar{P}$;

\bar{P} = mittlerer Niederschlag im Einzugsgebiet

P Entfernung zwischen dem Schwerpunkt des Niederschlages im Einzugsgebiet und der Pegelstelle [km]

Graphische Darstellungen einiger Impulsantworten für das Einzugsgebiet mit der Fläche von $P = 200 \text{ km}^2$ in Nichtparameterform und entsprechender analytischer Formen

sind in Abb. 2b gezeigt; sie illustrieren die Möglichkeit der Diffusionsgleichung, die Zeitverteilung des Abflusses zu simulieren. Graphische Darstellungen dieser Funktion sind in Abb. 2a angeführt; die angeführte Variabilität der Parameter repräsentiert ein anderes Anwendungsgebiet der analytischen Darstellung, als es bei Transformationen von Hochwasserwellen üblich ist [2]. Regen-Abflussimulationen, die auf dem mit einer Diffusionsgleichung kombinierten API-Modell begründet sind, zeigt die Abb. 3a, wie oben erwähnt. Dort ist auch die Empfindlichkeit der Simulationen für Änderungen des Parameters zu sehen, der die Flächenungleichmässigkeit des Regens darstellt.

Das API-Modell und Diffusionsgleichungen waren auch mit dem Tagesgradfaktor für Schneeschmelze verbunden; dadurch können Simulationen im ganzjährigen Zyklus geschaffen werden. Mit Rücksicht auf gewöhnlichen Mangel an entsprechende Wetterbeobachtungen wurde in diese Prozedur ein Algorithmus einbezogen, der ermöglicht, den Lufttemperaturgradient in Betracht zu ziehen; wir erwägen 4 Vertikalzonen für ein bestimmtes Einzugsgebiet. Einige Experimente wurden auch mit Korrekturen der Lufttemperaturen in bezug auf die Nichtrepräsentativität von Messungen an verfügbaren Stationen durchgeführt; diese Prozedur ist ähnlich der, die im Tank-Modell [6] benutzt ist.

Die erwähnte Methode wurde für Schneeschmelzdaten einiger Einzugsgebieten ausgenützt. Ein Beispiel ist in Abb. 3b angeführt. Die Experimente mit dem konstanten Wert des Tagesgradfaktors zeigten immer einen zu hohen simulierten Abfluss zu Anfang der Schmelzperiode; erfolgreichere Ergebnisse bietet eine Methode an, in der der Tagesgradfaktor durch Änderungen von Schneevorräten abweicht; er erreicht seinen Vollwert, d.i. annähernd

$5 + 6 \text{ mm.Tag}^{-1}/1^\circ\text{C}$, wenn der Schneevorrat auf 75 % seines Anfangswertes abnimmt. Auf diese Weise wird die Wirkungen der veränderlichen Albedo und der Retention der Schneedecke (s. Abb. 3b, unten) wahrscheinlich zugleich kompensiert. Die Empfindlichkeit der Simulationen wurde für solche Erscheinungen untersucht, wie die Korrektion der Lufttemperatur (Abb. 3b, Oberteil), Waagen einzelner Vertikalzonen usw. Aber manche Parameter sind einander abhängig und Unsicherheiten über manchen von denen bestehen. Es ist deshalb geeignet, sie mittels "Schrittprozedere" zu bestimmen.

Das kann man sagen als eine Zusammenfassung in Verbindung mit den oben erwähnten Prozeduren. Nur die Modellierung des gesamten Einzugsgebietsabflusses kann z. B. das entsprechende Mass der Einzugsgebietsverteilung identifizieren; in unseren Experimenten wurden bessere Ergebnisse in einigen Fällen mit kleineren Anzahl von Teileinzugsgebieten gewonnen.

LITERATUR

- [1] Buchtele J.: The flood waves modelling with diffusion equation as an impulsive response. ICID Bulletin, Jan. 1982, Vol. 31, No. 1.
- [2] Buchtele J., Majer P., Vrabec M.: Veränderlichkeit der Impulsantwort zur Simulation von Durchflussganglinien. Referat für diese Konferenz.
- [3] Nemes J., Sittner W.T.: Application of the continuous API catchment model in the Indus-River forecasting system in Pakistan. Proc. of Int. Symp. on Rainfall-Runoff modelling, May 1981, Mississippi State Univ., U.S.A.

- [4] Sittner W.T., Schauss C.E. and Monroe J.C.: Continuous Hydrograph Synthesis with an API-Type Hydrologic Model. Water Resources Research, Vol. 5, No. 5, 1969.
- [5] Sittner W.T.: Mathematical representation of API rainfall-runoff relation. Manuscript for WMO-WMOA training course in hydrological forecasting, Univ. of California Davis, 1983.
- [6] Sugawara M. et all: Runoff analysis of snowy mountainous regions in Japan. Res. Note No. 17 of the Nat. Res. Cent. for Disaster Prevention, Tokyo, 1975.

2 - 7 - 8

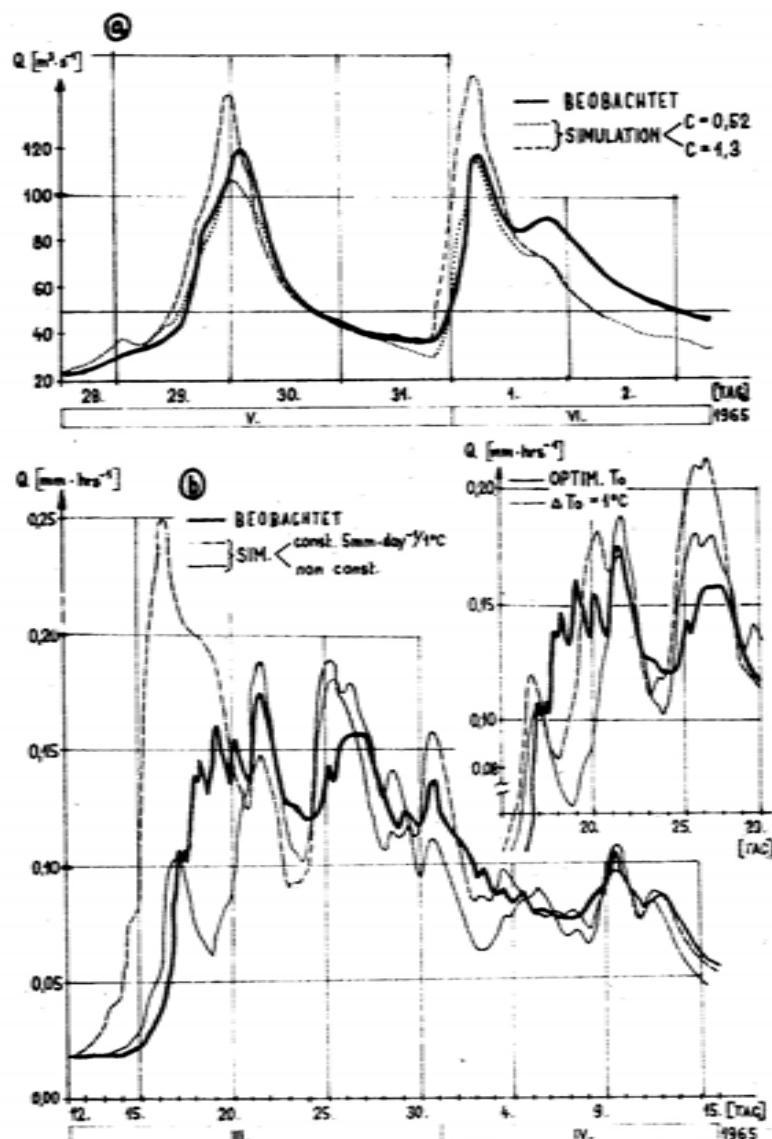


BILD 3

2 - 7 - 9

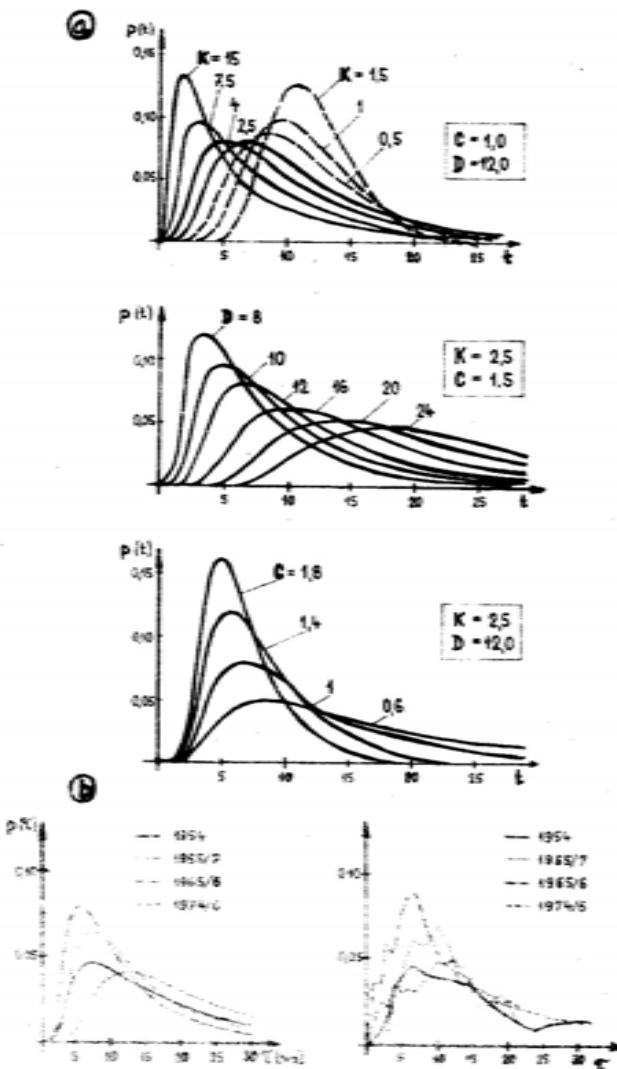
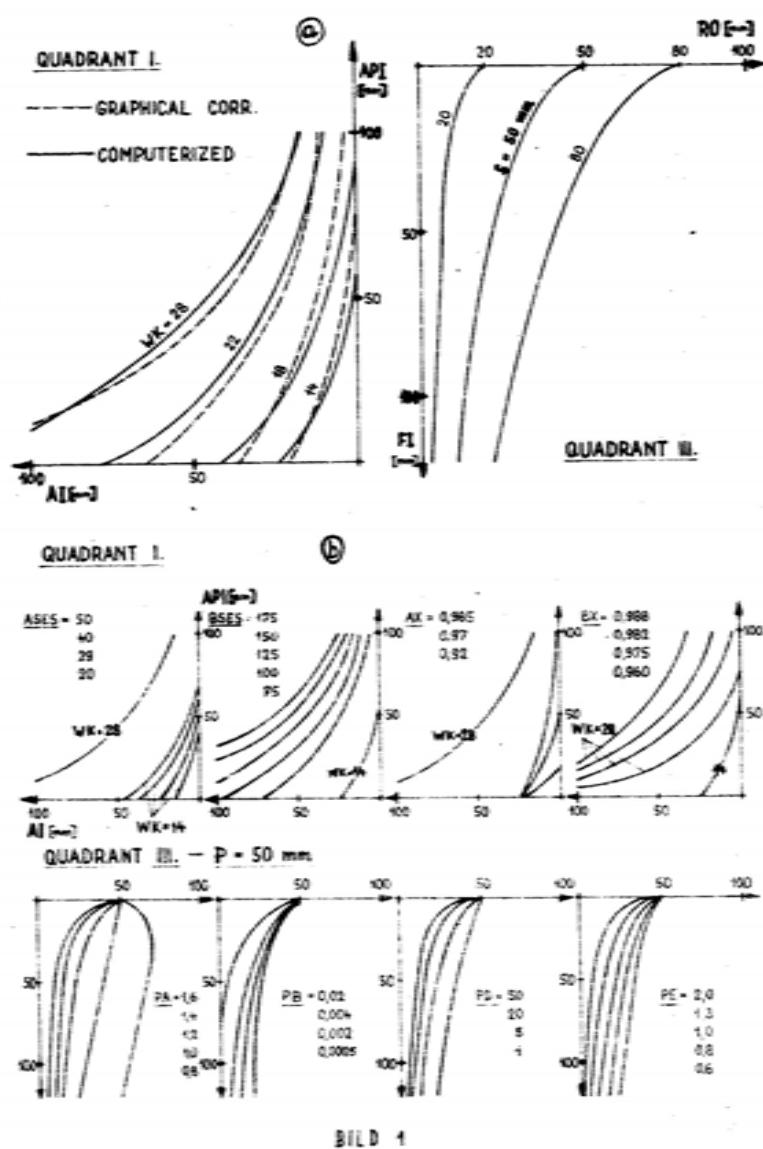


BILD 2



СИМУЛЯЦИИ СТОКА, ИСПОЛЬЗУЮЩИЕ АРІ-МОДЕЛЬ И МЕТОД ГРАДУС-ДЕНЬ

Для симуляций расходов в речной системе используется модель водосбора, состоящая из трех компонентов:

- АРІ-модель в континуальной форме с использованием компьютера; расчеты основаны на уравнениях 1+3; их изменчивость в зависимости от разных параметров изображена на Рис. 1.
- Функция влияния в форме диффузионного уравнения(4), в котором параметры С и D характеризуют неравномерность осадков на площади и К выражает их интенсивность (Рис. 2).
- Метод градус-день для расчета таяния снега, в котором этот параметр возрастает с понижающимися снежными запасами (большее альбено и меньшая задерживающая способность).

ABFLUSSIMULATIONEN, DIE DAS API-MODELL UND DIE TAGESGRADMETHODE AUSWERTEN

Für Abflussimulationen im Flusssystem wird ein aus drei Komponenten bestehendes Modell ausgenützt:

- das API-Modell in der Kontinual- und Rechnerform; die Berechnungen des Abflussvolumens sind auf Gleichungen 1+3 gegründet, deren Veränderlichkeit ist in Abhängigkeit von verschiedenen Parametern in Abb. 1 illustriert,
- die Impulsantwort in Form der Diffusionsgleichung (4), in der die Parameter C und D die Ungleichmässigkeit der Niederschlagsverteilung auf der Einzugsgebietsfläche und der Parameter K die Niederschlagsintensität (Abb. 2) darstellen,
- die Tagesgradmethode für die Berechnung der Schneeschmelze; diese Größe steigt mit sinkenden Schneevorräten (die grösste Albedo und kleinere Retentionsfähigkeit).

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 8 VERÄNDERLICHKEIT DER IMPULSANTWORT
ZUR SIMULATION VON
DURCHFLUSSGANGLINIEN

Buchtela, J. - Majer, P. -
Vrabec, M.

VERÄNDERLICHKEIT DER IMPULSANTWORT ZUR SIMULATION VON
DURCHFLUSSGANGLINIEN

J. Buchtela, P. Majer, M. Vrabec
Tschechisches Hydrometeorologisches Institut, Praha,
Tschechoslowakei

Einführung

Eine Reihe von Experimenten mit Berechnungen der Transformation von Hochwasserwellen wurde unter Anwendung einer Diffusionsgleichung als der Impulsantwort des Flussbettes für einige Flüsse in Böhmen durchgeführt. Der Grund für die Anwendung dieser Prozedur besteht darin, dass einfache Vorhersageverfahren wie Laufzeitmethoden, die an Hauptflüssen jahrelang erfolgreich benutzt wurden, nicht mehr genügend genau sind, und zwar in Bedingungen, wo das System neuer Wehre für die Navigation und Ausleeren der Wasserspeicher im oberen Teil des Einzugsgebiets natürliche Durchflüsse ändert und genauere Informationen für die Regelung des Abflusses braucht.

Erforderliche Abflussmessungen innerhalb des Systems sind nicht verfügbar, d.h. zwischen den in Abb. 1a dargestellten Messstellen, und grosse Unterschiedlichkeit von hydraulischen Bedingungen für verschiedene Abschnitte besteht (z.B. mittleres Flussbettgefälle in Abschnitten in Abb. 1a ändert sich von 0,3 ‰ bis 0,6 ‰). Daraus entstehen einige Probleme mit der Bestimmung von Parametern für übliche Methoden, wie Speichermodelle, für die es nicht möglich wäre, die Identifizierung von Parametern unabhängig für verschiedene Flussabschnitte vorzunehmen.

Es scheint, dass Diffusionsgleichungen wie hydrau-

re Diffusionskoeffizient (K) bildet eine flächigere Form der Impulsantwort. Diese Prozedur kann für die Bewertung der Parameter erforderlich sein, wenn auch übliche Formen von kinematischen Modellen (d.i. explizite Schemen von Enddifferenzen) für operative Zwecke geeignet sind. Das gilt infolgedessen, dass die auf der Entwicklung nach Taylor gegründeten jüngsten Analysen demonstrierten [4], dass eine der am öftesten benützten kinematischen Prozeduren - das in Gl. (4) dargestellte Muskingum-Schema - für bestimmte Werte des unten angeführten Parameters durch Approximation der zweitem Ordnung der konvektiven Diffusionsgleichung sein kann. Die Konversion eines Schemas auf das zweite ist deshalb möglich.

$$Q_2 = c_1 I_1 + c_2 I_2 + c_3 Q_1 \quad (4)$$

Q und I sind schrittweise Durchflüsse an unterer und an oberen Messstellen, Koeffiziente sind unten angeführt; ausführlicher s. [4], [6].

$$c_1 = \frac{1-\beta}{r} \quad c_2 = 1 - \frac{1-\beta}{r} \quad c_3 = \beta = \exp\left(-\frac{r}{1-\beta}\right)$$

$$c_1 + c_2 + c_3 = 1$$

r $\Delta t/K$

K mittlere Laufzeit der Durchflusswelle durch einen Abschnitt

θ gewogener Faktor

S_0 Flussbettgefälle

B Breite des Wasserspiegels im Flussquerschnitt

$$\theta = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{q}{B S_0 c \Delta x} \right) \quad D = (1 - 2\theta) \frac{c \cdot \Delta x}{2} \quad (5)$$

Demgegenüber ist es in der Diffusionsgleichung für das regelmässige Flussbett möglich, die beiden Koeffiziente unter Anwendung von folgenden Formeln zu bewerten:

$$c = \frac{1}{B} \cdot \frac{dy}{dy} \quad \text{und} \quad K = \frac{q}{2 B S_0} \quad (6)$$

wo der Koeffizient K in Gl. (6) dieselbe Charakteristik wie D in Gl. (5) ist; y = Wassertiefe.

Diese Beziehungen ermöglichen die bei Simulationen mit der Diffusionsgleichung erhaltenen Ergebnisse gemeinsam mit Korrektionsprozeduren auszunützen.

Bewertung der Parameter

Topographische Daten, d.i. geometrische Darstellung der Flussabschnitte und hydrographische Aufzeichnungen sind eine Grundlage für die Bewertung der Parameter. Mit Rücksicht auf Unregelmässigkeiten der Flussbette und auf Effekte von Inundationsgeländen ist es geeignet, diese Parameter durch Vermittlung von Simulationen zu optimieren, d.i. durch die Prozedur Probe-Fehler. Die Simulationen wurden für einige Hochwässer an verschiedenen Einzugsgebieten durchgeführt. Die folgenden sind beachtenswert:

Fluss Lužnice

Ein Beispiel der Simulation für ein Hochwasser ist in Abb. 1b angeführt. Es ist das Einzugsgebiet mit grossen Inundationsgeländen. Die Durchflusswelle mit drei Scheiteln an einer Obermessstelle wurde in diesem Fall in gegebenem Abschnitt in die Form eines Einscheitelhochwassers geglättet. Auch diese durchgreifende Änderung wurde sehr dicht simuliert; Ergebniswerte der Parameter sind den Abschätzungen sehr nahe, die auf Grund

der hydraulischen Bewertung auch für andere Hochwässer festgestellt wurden. In allen Fällen wurde der lineare Charakter des Prozesses überprüft, d.i. nur ein Wert der Koeffiziente C und K wurde für den ganzen Umfang der Durchflüsse erforderlich.

Fluss Labe

Erste Experimente für den Fluss Labe mit dem linearen Schema produzierten Simulationen, in denen Ergebnisse gewonnen wurden, ähnlich denen, die die Methode der Laufzeiten bietet und die auch nach zahlreichen Versuchen mit verschiedenen Parameterwerten insgesamt unbegriedigend sind, wenn auch analysierte Abschnitte für die Abschnitte ohne grosse Retentionsgebiete gehalten werden. Daraus entsteht ein Verdacht über entscheidende Rolle von künstlichen Einflüssen. Dies könnte auch für einen Bescheid über wichtige in Transformationen der Durchflüsse eingeschlossene Umlinearitäten hier gehalten werden; zwei verschiedene Impulsantworten wurden deshalb in folgenden Experimenten benutzt - eine für Durchflüsse unterhalb des festgesetzten "Grenzwertes" und die zweite für Durchflüsse, die als Abfluss in Inundationsgeländen betrachten können. Für die Einfachheit und das leichtere Verständnis wurden in Abb. 1a dieselbe Bewegungsgeschwindigkeit der Durchflusswelle und der Diffusivität für die Abschnitte 1+5 benutzt.

Es ist möglich, mehr als diese zwei Impulsantworten anzuwenden, d.i. mehrfache Linearisierung, wie manchmal empfohlen wird [3]. Auch für den in Abb. 1a gezeigten Fall kann man voraussetzen, dass es geeignet wäre, drei Impulsantworten zu benutzen, wenn wir den Durchflussganglinienanstiegsast des Hydrographs ansehen, wo der erste schnelle Anstieg durch künstliche Beschleuni-

gung des Wehrenabflusses wahrscheinlich verursacht ist, der letzte Teil sollte mit Inundationsgeländen verbunden sein.

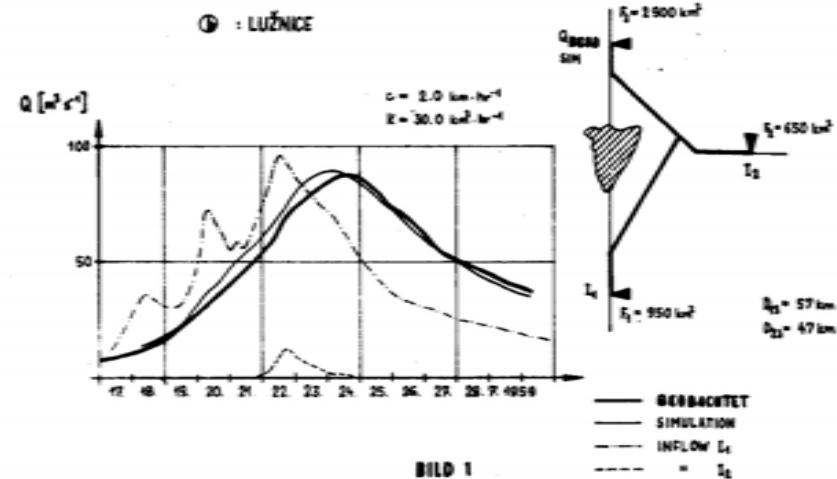
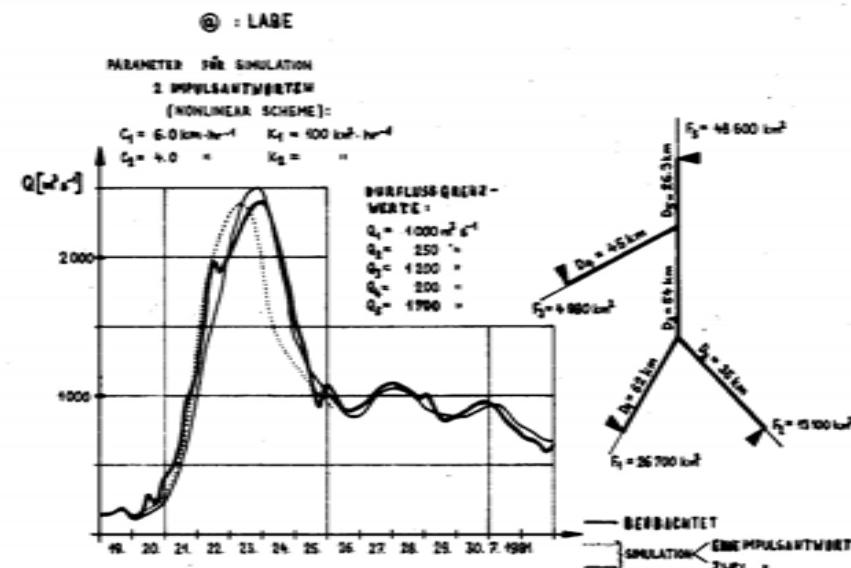
Die Parameteränderungen und Unsicherheiten, die mit ihrer Bewertung verbunden sind, können in folgender Tabelle für drei Hauptabschnitte im Rahmen des Elbe-Systems dargestellt werden:

Abschnitt	(1)		D=61,7 [km] S ₀ =0,5%[o]		(2)		D=33,8 [km] S ₀ =0,4%[o]		(3)		D=68,9 [km] S ₀ =0,31%[o]	
	Q [m ³ .s ⁻¹]	C [km.h ⁻¹]	D [km ² .h ⁻¹]	C	D	C	D	C	D	C	D	
100	4,0			4,5	23	5,5						
200	5,5		14	5,7	46	6,3	26					
400	7,0		26	4,8	54	8,2	48					
1000	5,5		30	2,4	59	8,7	53					
2000	4,0		40			5,0	70					

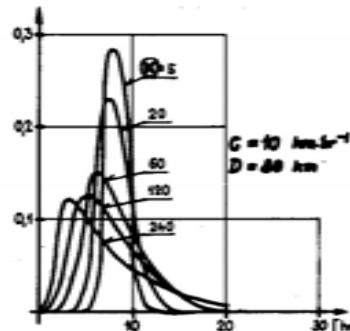
Die Bewegungsgeschwindigkeit der Durchflusswelle ist hier von beobachteten Laufzeiten abgeleitet; die Diffusivität wird berechnet und gilt für Gefällewerte, die in der Tabelle angeführt sind, d.i. ohne Einfluss der Klappentore, was sich auf Hochwasserperioden ($Q > 500 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$) bezieht, wenn die Wehre für die Navigation nicht erhoben sind.

LITERATURE

- [1] Buchtele J.: The flood waves modelling with diffusion equation as an impulsive response. ICID Bulletin, Vol. 31, No. 1, Jan. 1982
- [2] Harley B. M., Perkins F. E., Eagelson P. S.: A modular distributed model of catchment dynamics. R. M. Pearson Lab. for Wat. Res. and Hydrodynamics, Rep. No. 133, Dept. of Civ. Eng., Mass Inst. of Techn., Dec. 1970
- [3] Keefer T. W., McQuivey R. S.: Multiple linearization flow routing model. Journal of Hydraul. Div., Proc. ASCE, Vol. 100, No. HY 7, July 1974, pp. 1031+1046
- [4] Kousis A. D.: Comparison of Muskingum method difference schemes, Journal of Hydr. Div., Proc. ASCE, Vo. 106, No. HY 5, May 1980, pp. 925+929
- [5] Pouce V. M.: Linear reservoirs and numerical diffusion. Journal of Hydr. Div., Proc. ASCE, Vol. 106, No. HY5, May 1980, pp. 691+699
- [6] Wiemann P. E., Laurenson E. M.: Approximate flood routing methods: a review. Journal of Hydr. Div., Proc. ASCE, Vol. 105, No. HY12, Dec. 1979, pp. 1521+1536



© GRAPHISCHE DARBESTELLUNGEN
DER DIFFUSIONSGLEICHUNG



© IMPULSANTWORT DER LINEA-
REN SPEICHERKASKADE

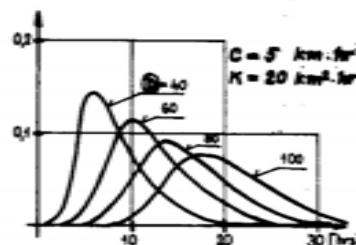
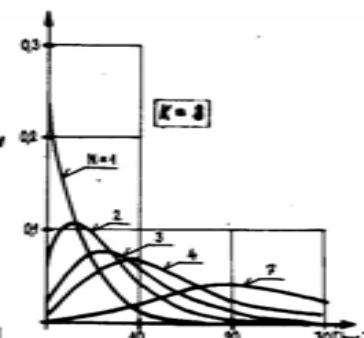
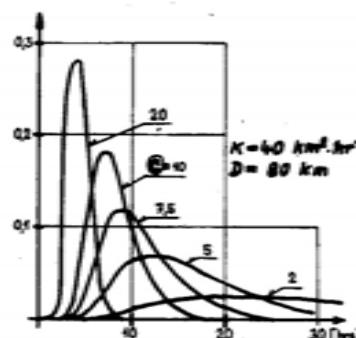
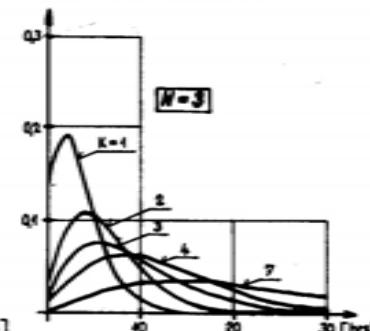


BILD 2

ИЗМЕНЧИВАЯ ФУНКЦИЯ ВЛИЯНИЯ ДЛЯ СИМУЛЯЦИЙ ПАЗОДОЧНЫХ ВОЛН

Ряд экспериментов был произведен с использованием диффузионного уравнения в аналитической форме - ур.3 - как функции влияния при расчетах движения паводочных волн. Основные характеристики речных участков и примеры симуляций показаны на Рис. 1.

Преимущество используемого метода в сравнении с кинематическими подходами находится не только в более полном гидравлическом описании исследуемого процесса и реалистических параметрах, но и в наглядной форме функции влияния в зависимости от ее параметров - Рис. 2. Результаты для бассейна с крупными трансформациями показывают, что даже в таком случае может удовлетворять одна функция, т. е. линейная форма - Рис. 1б.

VERÄNDERLICHKEIT DER IMPULSANTWORT ZUR SIMULATION VON DURCHFLUSSGANGLINIEN

Es wurde eine Reihe von Experimenten unter Verwendung einer Diffusionsgleichung in analytischer Form - Gl. 3 - als die Impulsantwort bei Berechnungen der Bewegung von Durchflusswellen durchgeführt. Deren Grundcharakteristiken und Simulationsbeispiele sind in Abb. 1 dargestellt. Der Nachteil der angewendeten Methode im Vergleich mit kinematischen Methoden liegt nicht nur in der treffenderen hydraulischen Beschreibung des verfolgten Prozesses und in Realwert der Parameter, sondern auch in Anschauungsform der Impulsantwort in Abhängigkeit von ihren Parametern (Abb. 2). Die Ergebnisse für das Einzugsgebiet mit grossen Transformationen zeigen, dass sogar eine Funktion - die Linearform in Abb. 1b - in solchem Fall entsprechen kann.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 9 ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВХОДНЫХ ДАННЫХ
ДЛЯ МОДЕЛЕЙ ДОЖДЕВОГО СТОКА

Чижова, М.

Bratislava 21.-24. august 1984

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВХОДНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ МОДЕЛЕЙ ДОЖДЕВОГО СТОКА

Чижова Магда

Словацкий гидрометеорологический институт, Братислава, ЧССР

Существует много способов для определения части осадков, представляющих водосборный сток. Его величина зависит от суммы осадков и от насыщенности водосбора. Так как влажность почвы на большинстве наших водосборов не измеряется, определяем этот сток с помощью непрямых способов – наиболее часто с помощью индекса предшествующего увлажнения, начального расхода, и т.д.

В нашем случае уровень водосбора выражен в дефиците влажности почвы SMD, определяемом с помощью расчета модели водного баланса почвы /1/.

Модель решает следующие процессы: потенциальную эвапотранспирацию, перехват осадков, поглощение верхней зоны почвы, движение воды в ненасыщенной зоне почвы и действительную эвапотранспирацию, изменения в объеме грунтовых вод. Модель работает исходя из гидрологических и метеорологических данных – расходов, осадков, температур и величин солнечного сияния, рассматривая тридцатидневный период.

В случае, когда водной баланс почвы не вычисляем систематически каждый день, надо – именно при оптимизации параметров – определить начальный уровень водосбора.

В дальнейшем будем заниматься осадками, которые образуют поверхностный сток, так называемыми стокообразующими осадками. На водосборе реки Лаборец, створ Гуменице (1267 km^2), было проверено двухпараметрическое соотношение, приведенное в работе /2/.

$$Z_{ef} = ROP \cdot Z \quad (1)$$

(-PERI . SMD)

$$ROP = PERC \cdot e \quad (2)$$

где Z_{ef} - эффективные осадки, Z - суммарные осадки, PERC, PERI - параметры, SMD - дефицит влажности почвы.

Оптимизацией параметров мы получили величины PERC=0,7 и PERI=0,025, причем SMD было вычислено с помощью модели водного баланса почвы.

Ошибки объемного коэффициента стока $ROP = Z_{ef}/Z$ были в интервале 0 - 0,23.

Применение способа определения эффективных осадков на основе регрессионных соотношений, используемых именно на наших водосборах, не принималось во внимание из-за небольшого количества случаев. Чтобы улучшить результаты, мы стремились получить соотношение прямо между SMD, общими осадками и эффективными осадками. На рис.1 изображены результаты, которые логичны, но опять встречаем проблему небольшого числа случаев.

Были испытаны и другие зависимости, из которых самое лучшее соотношение находим между SMD и ROP (рис.2). В модели водного баланса почвы вычислен тридцатидневный период. Поскольку мы при оптимизации не расчитывали весь период, начальный уровень воды был определен с помощью метеорологических данных в нескольких вариантах. На рис.2 изображены и эти варианты. Зависимость более тесная, чем примененное соотношение (2). Ошибки ROP в интервале 0 - 0,15. Это простое соотношение возможно употребить для данного водосбора.

Присоединится ли этот способ к методам определения эффективных осадков как входных данных в трансформационные модели дождевого стока, возможно обсудить только

после его применения для другого водосбора.

Литература

- /1/ Kováč, P.: Conceptual Water Balance Model (WBCM-2). Konferencia IAHR. Bratislava 1981
- /2/ Lukáčová, M.: Predpoved prietokov na rieke Nitra. (Záverečná správa). HMF Bratislava 1978
- /3/ O'Donnell, T. - Mandeville, A.N.: Conceptual Catchment Modelling Of Isolated Storm Events. Symposium IAHS. Bratislava 1975
- /4/ Svoboda, A.: Zrážkoodtokový model nelineárnej kaskády a jeho použitie pri modelovaní celkového odtoku. Vodohospodársky časopis 31, 1983, č.3-4, s.288 - 296

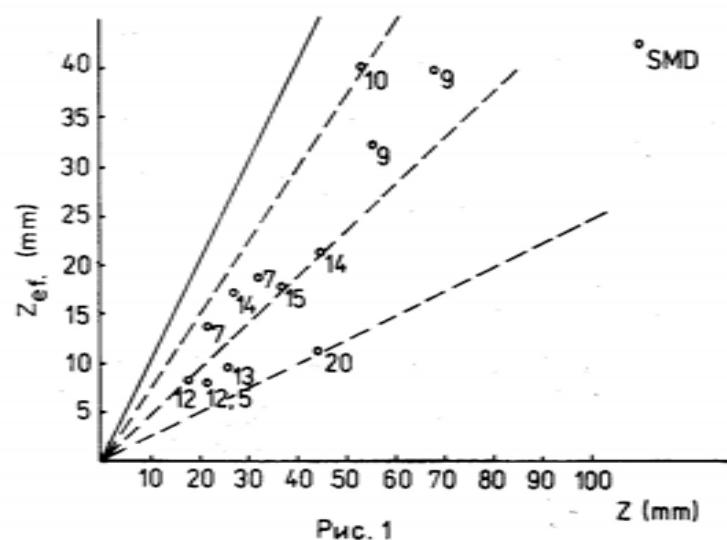


Рис. 1

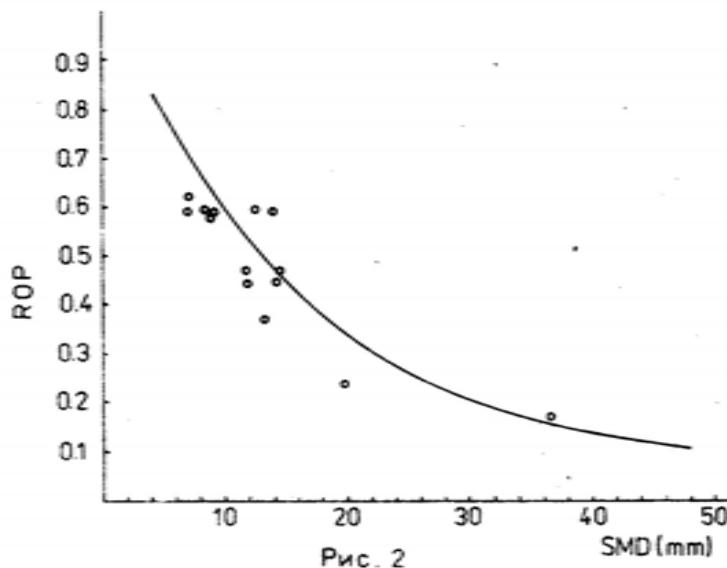


Рис. 2

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВХОДНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ МОДЕЛЕЙ ДОЖДЕВОГО СТОКА

Моделируя процесс стока на водосборе, необходимо определить часть суммарных осадков, которая представляет поверхностный сток и ту часть, которая представляет сток грунтовых вод. Статья занимается применением базовой модели водного баланса почвы для определения объемного коэффициента поверхностного дождевого стока.

BESTIMMUNG DER EINGABE IN MODELLE DES NIEDERSCHLAGS-ABFLUSSES

Bei der Modellierung des Abflussprozesses im Einzugsgebiet des Wasserlaufs muss der Teil der Gesamtniederschlagsmenge, der den Oberflächenabfluss bildet, und der Teil, der den Abfluss im Grundwasser bildet, bestimmt werden. Der Beitrag beschäftigt sich mit der Nutzung des Konzeptionsmodells der Bodenwasserbilanz zur Bestimmung des Volumenkoeffizienten des Oberflächenabflusses von Niederschlägen.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 10

ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ
ФОРМИРОВАНИЯ ТАЛОДОЖДЕВОГО
СТОКА

Демидов, В.Н. - Мотовилов, Д.Г.

ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ТАЛОДОЖДЕВОГО СТОКА

Демидов В.Н., Мотовилов Д.Г.
Институт водных проблем АН СССР, Москва, СССР

В последние годы большое развитие получили физико-математические модели формирования талого и дождевого стока, использующие теоретические результаты гидромеханики и математической физики и ориентированные на измеряемые характеристики водосборов [2,3].

В рамках предлагаемой модели процесс формирования дождевого стока схематизируется следующим образом. Поступающие на поверхность водосбора осадки частично или полностью впитываются почвой и перемещаются в более глубокие горизонты. Эффективные осадки, представляющие разность между интенсивностью дождя и скоростью впитывания, формируют слой воды, перемещающейся по склону и попадающей в русловую сеть. При моделировании талого стока рассмотренная схема дополняется учетом процессов снеготаяния и потерь талых вод на заполнение поверхностных депрессий.

Поверхностное стекание

Модель формирования талого и дождевого стока базируется на конечно-элементной схематизации водосборной площа-ди [1]. В пределах водосбора выделяются подводосборы - водосборные площади притоков. Русло главной реки и притоков разделяется узловыми точками на участки /элементы русла/. К каждому элементу русловой сети с левой и с правой стороны пристыковываются полоски склонов. При выделении элементов склона принимаются во внимание особенности топографии, воднофизические характеристики почвы, виды растите-

тельности. Движение воды происходит по выделенным элементам склонов в направлении преобладающего уклона.

Принятая схематизация водосборной площади позволяет описать движение воды по поверхности склонов и русловой сети системой уравнений кинематической волны

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = R, \quad /1/$$

$$Q = \frac{1}{n} i^{\frac{1}{2}} h^{\frac{3}{2}} F, \quad /2/$$

где F - площадь поперечного сечения потока воды на склоне /или в русле/, Q - расход воды, R - поступление воды на единицу длины склона /или русла/, h - глубина потока воды на склоне /или в русле/, i - уклон склона, n - коэффициент шероховатости Маннинга.

Численное интегрирование системы уравнений кинематической волны производится методом конечных элементов. Подробное изложение применения этого метода к задаче расчета поверхностного и руслового стекания можно найти в работах [1,3].

Модели процессов тепло- и влагопереноса

Основой для математического описания процессов тепло- и влагопереноса в снеге, талой и мерзлой почве является система уравнений тепло- и массообмена в пористой среде, которую /без учета газообразной фазы/ представим в виде

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\rho_s}{\rho_b} \frac{\partial \vartheta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \vartheta}{\partial z} - K \right), \quad /3/$$

$$C_{\text{зп}} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_b C_b \left(K \frac{\partial \vartheta}{\partial z} - K \right) \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_s L \frac{\partial \vartheta}{\partial t}, \quad /4/$$

где $C_{\text{зп}} = \rho_b C_b \theta + \rho_s C_s \vartheta + \rho_c C_c (1 - P)$, θ, ϑ - соответственно, объемное содержание жидкой воды и льда, T - температура, P - пористость, ψ, K - капиллярно-сорб-

ционный потенциал влаги и гидравлическая проводимость, λ - коэффициент теплопроводности, ρ - плотность, C - теплоемкость, L - удельная теплота плавления льда, z - вертикальная координата, индексы b , s и c относятся к соответствующим характеристикам для воды, льда и скелета почвы.

a. Модель формирования снежного покрова и снеготаяния

Приняты следующие допущения:

1. при отрицательных температурах жидкую воду в снеге отсутствует;
2. градиент капиллярно-сорбционного потенциала влаги в снеге существенно меньше единицы;
3. фазовые переходы воды происходят только при температуре снега 0°C .

Эти допущения позволяют упростить систему уравнений /3-4/ к виду

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\rho_s}{\rho_b} \frac{\partial \vartheta}{\partial t} = - \frac{\partial K}{\partial z}, \quad /5/$$

$$C_{\text{зп}} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_s L \frac{\partial \vartheta}{\partial t}. \quad /6/$$

Вычислительный алгоритм модели /5-6/, реализованный конечноразностным методом [3], предусматривает подвижность верхней границы снега за счет таяния, испарения снега, вновь выпадающих осадков, а также учитывает изменения высоты и плотности снега в результате оседания снега под действием собственного веса. Поток тепла из атмосферы к поверхности снега /граничные условия/ задавался по методике П.П.Кузьмина, с использованием данных стандартных метеорологических наблюдений.

б. Модель гидротермического режима мерзлой почвы

Обозначив дифференциальную влагоемкость почвы $\gamma = \frac{\partial \theta}{\partial \psi}$ и теплофизическую характеристику $\omega = \frac{\partial \theta}{\partial T}$, преобразуем систему уравнений /3-4/ следующим образом

$$\gamma \frac{\partial \psi}{\partial t} + \rho_s \frac{\partial \psi}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} (K \frac{\partial \psi}{\partial z} - K), \quad /7/$$

$$C_{\text{эр}} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (\lambda \frac{\partial T}{\partial z}) + \rho_s C_s (K \frac{\partial \psi}{\partial z} - K) \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_s L \frac{\partial}{\partial z} (K \frac{\partial \psi}{\partial z} - K), \quad /8/$$

где $C_{\text{эр}} = \rho_s C_s \theta + \rho_s C_{\text{ср}} \psi + \rho_c C_c (1 - P) - \rho_s L \omega$.

Система уравнений решалась конечноразностным методом /3/. В качестве верхних граничных условий задавались поток тепла и водоотдача из снега, рассчитанные по модели гидротермического режима снега /5-6/, а при отсутствии снега на поверхности почвы - поток тепла из атмосферы и интенсивность дождя. Модель /7-8/ дает достаточно хорошее воспроизведение влажностного и термического режима почвы, динамики впитывания талой воды, условий образования и разрушения водонепроницаемых /залипающих/ слоев в почве.

в. Модель влагопереноса в немерзлой /талой/ почве

В задачах формирования дождевого стока в летний период процессами теплопереноса в почве можно пренебречь. Тогда уравнение /3/ можно представить в виде уравнения диффузии влаги

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D \frac{\partial \theta}{\partial z} - K), \quad /9/$$

где $D = K \frac{\partial \psi}{\partial \theta}$ - диффузивность почвенной влаги. Уравнение /9/ решалось конечноразностным методом.

В моделях гидротермического режима талой и мерзлой почвы для аппроксимации зависимостей гидро- и теплофизи-

ческих характеристик почвы, таких как гидравлическая проводимость, диффузивность, потенциал почвенной влаги, коэффициент теплопроводности предложены формулы эмпирического и полуматематического характера, позволяющие воспроизводить эти характеристики по данным о почвенно-гидрологических константах - пористости, объемном весе, максимальной гигроскопичности, наименьшей полевой влагоемкости, коэффициенте фильтрации и т.д.

Примеры расчетов

Испытание модели формирования дождевого стока проводилось на водосборе р. Репинки /Закарпатская воднобалансовая станция/. Площадь водосбора до замыкающего створа 203 км². При схематизации водосборной площади выделено восемь подводосборов; вся площадь была разделена на 340 элементов /1/.

На рис. I приведено сопоставление наблюденного и рассчитанного по модели гидрографа стока. В этих расчетах использовалась информация об осадках 18 августа 1970 г., суммарный слой осадков составил 35.5 мм. Профиль влажности на начало выпадения осадков вычислялся на основании гидрометеорологической информации за 30-дневный период, предшествующий паводку.

Испытание модели формирования талого стока проводилось на водосборе р. Труды /бассейн Дона/; площадь водосбора 1130 км², длина основной реки 67 км. На водосборе выделялось 6 притоков первого порядка. Водосборная площадь разделялась на 114 элементов, которые отражают основные черты топографии бассейна и пространственную неоднородность основных типов почв /рис. 2/. Исходными данными для расчета стока весеннего половодья послужили воднофизические характеристики почв, снегозапасы, влажностные и температурные профили почвы на момент начала

расчета /конец февраля/, а также метеоданные за период расчета /2 месяца/. В пределах каждого выделенного элемента водосборной площади учитывалась неравномерность расположения снегозапасов и глубин промерзания почвы путем использования типовых кривых распределения этих характеристик по площади. Предполагалось, что снегозапасам обеспеченности Р соответствует глубина промерзания обеспеченнсти I-P. Расчет величины стокоформирующих талых вод в пределах каждого элемента площади проводился для пяти ординат кривой распределения: 5, 20, 50, 80, 95%. Каждой ординате соответствовала 0.1, 0.2, 0.4, 0.2, 0.1 части площади элемента. Затем вычислялась средневзвешенная величина стокоформирующих талых вод, которая трансформировалась в сток. Потери талых вод на поверхностное задержание рассчитывались по уравнению Е.Г.Попова для водонепроницаемого бассейна [4].

На рис. 3 выполнено сопоставление рассчитанного и фактического гидрографов стока весеннего половодья для 1970 г. в замыкающем створе р. Труды. Этот год характеризовался большими снегозапасами, влажностью и глубиной промерзания почв, дружной весной, которые в совокупности привели к тому, что сформировалось выдающееся по водности весеннеев половодье для рек этого района. Второй пик на рассчитанном гидрографе и замедление спада фактических расходов воды в период 8 - II апреля 1970 г. обусловлены обильными жидкими осадками, выпавшими на спаде половодья.

Заключение

Разработана физико-математическая модель формирования талого и дождевого стока, учитывая реальную топографию и пространственную изменчивость характеристик водосбора. Модель ориентирована на данные стандартных

гидрометеорологических наблюдений. Предполагается, что модель может быть использована для краткосрочных прогнозов стока, водохозяйственных расчетов, а также для оценок возможных изменений стока в результате хозяйственной деятельности.

Литература

1. Демидов В.Н. Применение метода конечных элементов в моделях формирования стока на речном водосборе. 1982, Труды XI конференции приданайских стран по гидрологическим прогнозам, Бухарест.
2. Jonch-Clausen T. SHS: Systeme Hydrologique Europeen - A short description SHS. Rep. Horsholm, Denmark: Danish Hydr. Inst., 1979, N 1, 16 p.
3. Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока /физико-математические модели/. 1983, "Наука", М., 216с.
4. Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. 1963, Гидрометеоиздат, М., 395с.

2 - 10 - 8

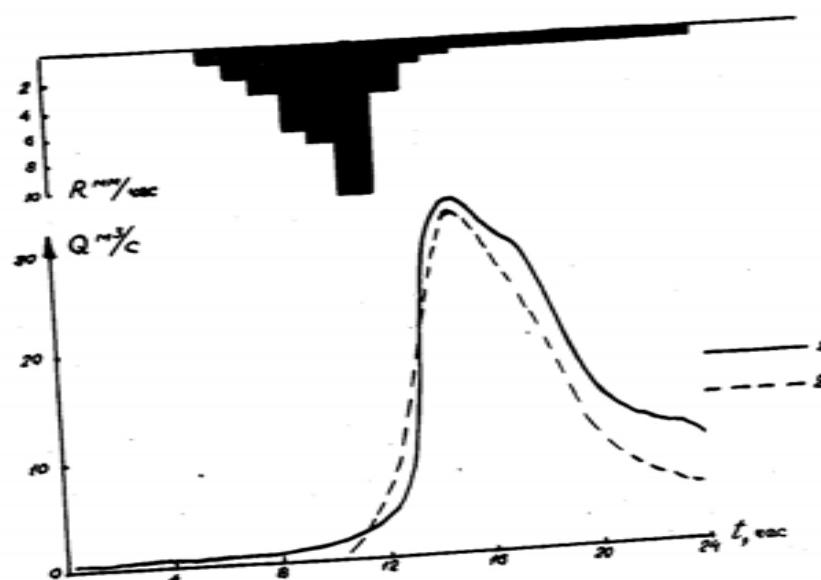


Рис. 1. Наблюденный (1) и рассчитанный (2) гидрографы р. Репинки (п. Репино, 18.08.70)

2 - 10 - 9

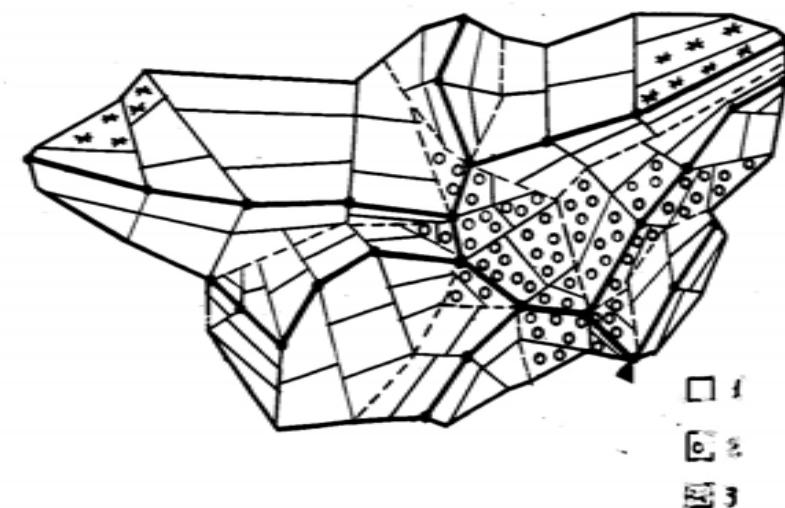


Рис.2. Схематизация водосборной площади р. Труды
1 - чернозем выщелоченный, поле;
2 - чернозем типичный, поле;
3 - серые лесные почвы, лес.

2 - 10 - 10

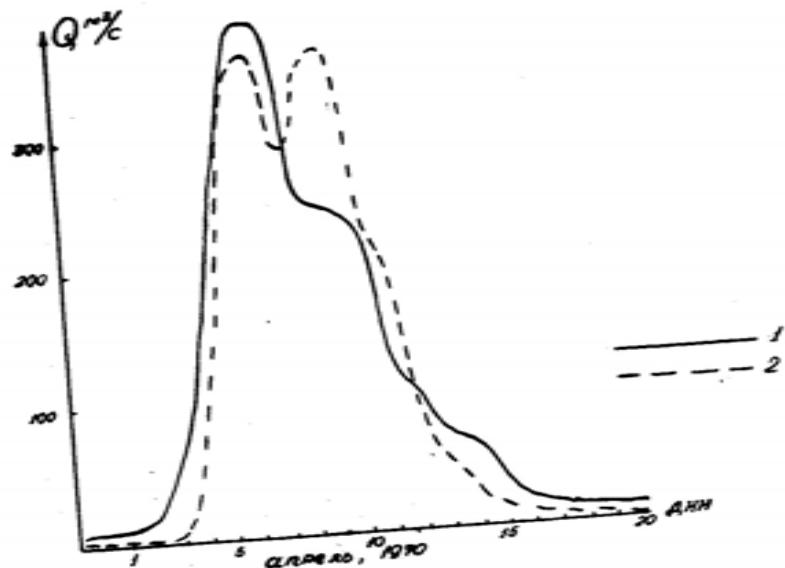


Рис.3. Наблюденный (1) и рассчитанный (2) гидографы половодья р. Труды (п. Стрелка)

ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ТАЛОДОЖДЕВОГО СТОКА

Выполнено описание структуры физико-математической модели формирования талодождевого стока. Модель основана на использовании уравнений гидротермодинамики, которые воспроизводят следующие процессы: формирование снежного покрова и снеготаяние, влагоперенос в тальных и мерзлых почвогрунтах, движение талодождевых вод по склонам и руслоевой сети. Изложены вопросы численной реализации модели. Приведены результаты расчетов формирования талодождевого стока на реальных водосборах по данным стандартной гидрометеорологической информации. Обсуждаются возможности применения модели для прогноза талодождевого стока и водохозяйственных расчетов.

PHYSIKALISCHE-MATHEMATISCHES MODELL FÜR DIE BILDUNG VON SCHNEESENSCHMELZ- UND REGENWASSERABFLUß

In dem Beitrag wird die Struktur des physikalisch-mathematischen Modells für die Bildung von Schneeschmelz- und Regenwasserabfluss beschrieben. Das Abflussmodell beruht auf den hydrothermodynamischen Gleichungen, die die folgenden Prozesse zum Ausdruck bringen: die Schneedeckebildung und die Schneeschmelze, die Feuchtebewegung im schmelzenden und gefrorenen Boden, die Bewegung des Schmelz- und Regenwassers an den Hängen und im Flusssystem. Es werden die Fragen der numerischen Realisierung des Modells behandelt. Weiter werden die Berechnungsergebnisse der Bildung von Schneeschmelz- und Regenwasserabfluss auf den Einzugsgebieten nach den hydrometeorologischen Beobachtungsangaben angeführt und die Anwendungsmöglichkeiten des Modells sowohl für die Vorhersagen des Schneeschmelz- und Regenwasserabflusses, als auch für die Wasserwirtschaftliche Berechnungen beurteilt.

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 11 ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ МЕТОДА МАСКИНГАМА ДОБЕГАНИЯ ПАВОДКОВЫХ ВОЛН ПРИ ЛИНЕЙНОМ ПРОГРАММИРОВАНИИ

Дробот, Р.

Bratislava 21.-24. august 1984

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

2 - 11 - 1

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ МЕТОДА МАСКИНГАМА ДОБЕГАНИЯ ПАВОДКОВЫХ ВОЛН ПРИ ЛИНЕЙНОМ ПРОГРАММИРОВАНИИ

Дробот Раду
Строительный институт - Бухарест - Румыния

Одним из широко используемых методов приближительно-го добегания паводковых волн по руслям является метод Маскингама. Этими двумя параметрами метода являются T и α , указывающие время добегания на расчётом участке, соответственно коэффициент затухания паводковой волны.

Параметры могут считаться постоянными или переменными по отношению к расходу.

В первом случае применяется графический метод оценки /1/, позволяющий одновременное определение, как T так и α . Так как для реального параметра необходимо учитывать только конечное множество величин с постоянным шагом в области /0; 0,5/, оценка параметров будет иметь приближенный характер. Следует добавить ещё субъективизм подбора графика объём-уравновешенный расход, наиболее близкий по форме к прямой.

Во втором случае, хотя и T и α являются переменными, в общем допускается, что α является менее чувствительным к изменению расхода /2/, считая его постоянным. Для оценки другого параметра определяется средняя скорость на участке в зависимости от расхода; зная длину расчётного сектора можно получить изменение T в зависимости от расхода /4/. Предполагается, что и в этом случае параметры определены приближительно (в зависимости от точности оценки средней скорости в секторе).

В статье предлагается строгий математический метод расчёта параметров метода Маскингама, исключая одновременно

указанные недостатки.

Как известно, основное уравнение дебегания записывается в форме /1/:

$$Q_i = a Q_i^* + b Q_{i-1}^* + c Q_{i-1} \quad (1)$$

где a , b и c являются функциями T и α (предполагаемые постоянными) и расчитываются:

$$a = \frac{-\alpha T + 0.5 \Delta t}{T - \alpha T + 0.5 \Delta t} \quad b = \frac{\alpha T + 0.5 \Delta t}{T - \alpha T + 0.5 \Delta t}$$

$$c = \frac{T - \alpha T - 0.5 \Delta t}{T - \alpha T + 0.5 \Delta t} \quad (2)$$

Δt обозначается интервал дискретизации на оси времени. Необходимо заметить, что между a , b и c существует соотношение:

$$a + b + c = 1 \quad (3)$$

Q_i^* и Q_{i-1}^* - расходы, измеренные при входе на участок в момент i , соответственно $i-1$, а Q_i и Q_{i-1} (записываемые в дальнейшем через Q_i^c , соответственно Q_{i-1}^c) представляют собой расчётные расходы в конце нижнего бьефа. Расходы, измеренные на выходе с участка, записываются через Q_i^m , соответственно Q_{i-1}^m (рис.1).

1. Представление математической модели

Подгонка параметров является правильно осуществлённой, когда расчётные расходы Q_i^c очень близки или даже одинаковы с измеренными расходами того же сечения. С математической точки зрения это сводится к тому, что сумма модулей разностей между величинами Q_i^c и Q_i^m минимальна:

Q^* - Гидрограф Molu Sport

Q^m - Измеренный гидрограф
Gradisteau

$$Z = \sum_{i=1}^n |Q_i^c - Q_i^m| \rightarrow \min \quad (4)$$

Эквивалентной формулировкой является та, что сумма квадратов отклонений тех же разностей должна быть минимальной; в этом случае однако встаёт проблема квадратичной оптимизации, решение которой более трудоёмко. Функция объектив (4) будет переформулирована для более лёгкой манипуляции; с этой целью каждый составной член суммы (4) будет ограничен неизвестной величиной y_i , подверженной оптимизации:

$$|Q_i^c - Q_i^m| \leq y_i \quad (i=1, \dots, n) \quad (5)$$

Чем меньше величины y_i , тем точнее расчётный расход воспроизводит измеренный расход. Другими словами функция объектив (4) примет вид:

$$Z_1 = \sum_{i=1}^n y_i \rightarrow \min \quad (6)$$

В то же время, учитывая определение модуля, ограничения (5) можно записать:

$$-y_i \leq Q_i^c - Q_i^m \leq y_i \quad (i=1, \dots, n) \quad (7)$$

Эти 2n ограничения типа (7) приводят к следующей эквивалентной системе ограничений

$$Q_i^c + y_i \geq Q_i^m \quad (i=1, \dots, n)$$

$$Q_i^c - y_i \leq Q_i^m \quad (i=1, \dots, n) \quad (8)$$

Следовательно функция объектив (4) была преобразована в функцию объектив (6) и систему ограничений (8).

В соответствии с соотношением (1) для 0 можно записать:

$$Q_i^c = a Q_i^* + b Q_{i-1}^* + c Q_{i-1}^c \quad (i=1, 2, \dots, n) \quad (9)$$

Допуская, что T и a изменяются в соответствии с расходом, соотношение (9) примет форму:

$$Q_i^c = a_i Q_i^* + b_i Q_{i-1}^* + c_i Q_{i-1}^c \quad (i=1, 2, \dots, n) \quad (10)$$

Учитывая тот факт, что сумма неизвестных a , b , c и соответственно a_i , b_i , c_i является единичной, зависимость (10) можно переписать следующим образом:

$$\begin{aligned} Q_i^c = a_i Q_i^* + b_i Q_{i-1}^* + Q_{i-1}^c - a_i Q_{i-1}^c - b_i Q_{i-1}^c &= a_i (Q_i^* - Q_{i-1}^c) + \\ &+ b_i (Q_{i-1}^* - Q_{i-1}^c) + Q_{i-1}^c \quad (i=1, 2, \dots, n) \end{aligned} \quad (11)$$

Несмотря на ограничения типа (5) или (8), значения Q_i^c и Q_i^m не являются совершенно идентичными. Вследствие этого, заменяя в соотношениях (11) Q_{i-1}^c на Q_{i-1}^m , начальная зависимость равенства между левым и правым членом будет нарушена:

$$\begin{aligned} Q_i^c \neq a_i (Q_i^* - Q_{i-1}^m) + b_i (Q_{i-1}^* - Q_{i-1}^m) + Q_{i-1}^m \\ (i=1, 2, \dots, n) \end{aligned} \quad (12)$$

В уравнении (12) левый член Q_i^c приблизительно равен правому члену; конечно, было бы желательным, чтобы отклонение не превышало значение x_i , подверженное оптимизации как x . Другими словами можно записать:

$$|Q_i^c - a_i (Q_i^* - Q_{i-1}^m) - b_i (Q_{i-1}^* - Q_{i-1}^m) - Q_{i-1}^m| \quad (i=1, 2, \dots, n) \quad (13)$$

Чем меньше значения x_i , тем лучше согласованность между расчётным и измеренным расходами. Таким образом, можно сформулировать функцию объективив:

$$Z_2 = \sum_{i=1}^n x_i \rightarrow \min \quad (14)$$

Ограничения (13) можно записать и в форме:

$$-x_i \leq Q_i^c - a_i (Q_i^* - Q_{i-1}^m) - b_i (Q_{i-1}^* - Q_{i-1}^m) - Q_{i-1}^m \leq x_i \quad (i=1, 2, \dots, n) \quad (15)$$

Таким образом, можно получить следующую систему эквивалентных ограничений:

$$\begin{aligned} Q_i^c - (Q_i^* - Q_{i-1}^m) a_i - (Q_{i-1}^* - Q_{i-1}^m) b_i + x_i &\geq Q_{i-1}^m \\ (i=1, 2, \dots, n) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} Q_i^c - (Q_i^* - Q_{i-1}^m) a_i - (Q_{i-1}^* - Q_{i-1}^m) b_i - x_i &\leq Q_{i-1}^m \\ (i=1, 2, \dots, n) \end{aligned} \quad (16)$$

Ограничения (8) и (16) составляют основную группу ограничений предложенной модели; функция объективив является добавочной, полученной из суммирования функций Z_1 и Z_2 .

$$Z = Z_1 + Z_2 = \sum_{i=1}^n (x_i + y_i) \rightarrow \min \quad (17)$$

При линейной функции объективив и ограничениях модели, решение делается при использовании алгоритмов, характерных для линейного программирования; в результате получим значения неизвестных a_i , b_i (и тем самым c_i), приводящие к максимальному приближению расчётных расходов Q_i^c к измеряемым Q_i^m на нижнем конце участка.

Модель должна быть дополнена и другими ограничениями. Попервым двум уравнениям системы (2) можно получить T и a в зависимости от a и b :

$$T = \frac{1-a}{a+b} \Delta t \quad (18)$$

$$a = 0.5 \frac{b-a}{1-a}$$

Учитывая физическую интерпретацию коэффициента затухания a_i , замечаем, что он может быть только отрицательным (> 0) и, поэтому необходимо включить ограничение:

$$b \geq a \quad (19)$$

или в случае неизвестных a_i и b_i переменные

$$b_i \geq a_i \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (20)$$

Также из условия (3) получаем ограничение:

$$a + b \leq 1 \quad (21)$$

соответственно:

$$a_i + b_i \leq 1 \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (22)$$

Что касается основного условия метода Маскингема, чтобы a , b и c (a_i , b_i и c_i соответственно) были положительными, это автоматически обеспечивается тем, что алгоритмы линейного программирования основываются положительных переменных. При очень большой прояженности рассматриваемого сектора, когда значения a или a_i не могут быть отрицательными, получим значение, равное нулю; в этом случае модель нужно применять по под участкам для получения реальных значений параметров.

Во избежание нереальных решений с большими отклонениями гидрографа, рассчитанного на определённый момент i гидрографа, когда остальные значения совпадают с измеренным гидрографом, можно учесть заранее выбранное максимально допустимое отклонение:

$$y_i \leq y_{\max i} \quad (i = 1, 2, \dots, n)$$

$$x_i \leq x_{\max i} \quad (i = 1, 2, \dots, n) \quad (23)$$

Подобный эффект можно получить при равенстве отклонений того же типа:

$$x_i = x_j \quad (i, j = 1, \dots, n)$$

$$y_i = y_j \quad (i, j = 1, \dots, n)$$

(24)

Местной удовлетворительной точности всех дискретных значений гидрографа, предпочтается меньшая общая точность (условия (23) или (24), являющиеся дополнительными ограничениями.

Такие для большего сходства этих двух гидрографов, в функцию объектив (17) могут быть включены некоторые удельные коэффициенты:

$$Z = \sum_{i=1}^n (a_i x_i + \beta_i y_i) \quad (25)$$

значения a_i и β_i более высокие в зонах, где желательна очень высокая точность расчёта и более низкие, там где допускается некоторая разница (в зоне малых расходов).

2. Испытания математической модели

Представленная математическая модель испытывалась для подгонки параметров метода Маскингема и приближенного добегания паводковой волны на реке Арджен 21-28 июня 1979 г. между сечениями Малу-Спарт и Градицтия.

В первом варианте расчёты осуществлялись принимая неизвестные a и b постоянными. Были получены следующие результаты: $a = 0,0356$; $b = 0,2277$; $c = 0,7367$, что указывает на время добегания $T = 21h58'35''$ и коэффициент затухания $a = 0,0996$. Эти значения очень сходны со значениями, полученными на графиках ($a = 0,035$; $b = 0,228$; $c = 0,737$ соответственно $T = 21h$ $T = 22h$ и $a = 0,1$).

Так как нижний гидрограф, рассчитанный на основе значений a_i , b_i , c_i , полученных моделированием очень похож на гидрограф, полученный по измерениям, он не может быть представлен на рис.1. Результаты могут сравниваться по таблице 1.

Учитывая хорошую согласованность нижнего гидрографа, расчётного и измеренного для неизвестных a_i и b_i , постоянных по отношению к расходу, не было необходимости пересчёта при переменных a_i и b_i .

Выводы

Представленная модель может быть использована для подгонки на строго математической основе, параметров используемых при расчёте обогащения паводковых волн. В данной статье речь идёт только о приблизительном методе расчёта и прогноза; учитывая тот факт, что в принципе, точные методы (интегрирование уравнений Сен-Венана) приводят к системе линейных уравнений /3/ представленная модель линейного программирования, данная модель с некоторыми изменениями может быть использована и в этом случае. Рекомендуется одновременное применение модели для нескольких паводковых волн, что даст возможность получения компромиссных общеприемлемых параметров, исключающих влияние частных условий формирования паводковых волн.

Таблица 1

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
m^3/sek											
q_i^*	100	280	520	610	1150	1385	1100	910	825	670	550
q_i^m	100	106	160	258	369	583	784	860	870	852	800
q_i^c	100	106,41	160,66	258,48	370,26	583,93	784,71	860,96	870,85	853,26	800,73
$q_i^m - q_i^c$	0	0,41	0,66	0,48	1,26	0,93	0,71	0,96	0,85	1,26	0,73
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	
q_i^*	515	370	285	225	195	165	135	120	120	120	120
q_i^m	733	670	588	506	431	368	313	263	225	197	
q_i^c	733,47	670,78	588,56	506,50	431,31	368,02	313,49	265,97	227,53	199,23	
$q_i^m - q_i^c$	0,47	0,78	0,56	0,50	0,31	0,02	0,49	2,97	2,53	2,22	

Л И Т Е Р А Т У Р А

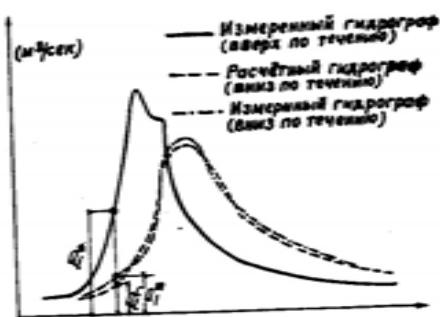


Рис.1 Разъяснение

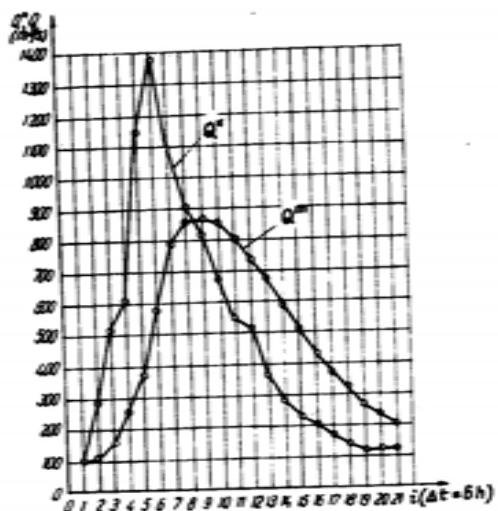


Рис.2 Гидрограф расходов, зарегистрированных на р. Argeș при входе и выходе из данного сектора

1. Vladimirescu, I. - Hidrologie. Editura didactică și pedagogică, București, 1968
2. Chow, V.T. - Handbook of Applied Hydrology Mc.Graw-Hill Company, New York, 1964
3. Amaftiesei R. - Instrucțiuni exploatare program UNDA 81, I.C.P.G.A., 1977
4. Serban P. - Some contributions in view of determining routing in the light of Muskingum method. In: Meteorology and Hydrology, no.2, 1976.

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ МЕТОДА МАСКИНГАМА ДОБЕГАНИЯ ПАВОДКОВЫХ ВОЛН ПРИ ЛИНЕЙНОМ ПРОГРАММИРОВАНИИ

Метод Маскингама является одним из наиболее используемых методов приблизительного добегания паводковых волн по руслам рек.

Качество стока реки, прогнозированное в нижнем бьефе, существенно зависит от правильности оценки параметров этого метода расчета.

В рамках сообщения разработан новый метод определения параметров с помощью модели линейного программирования. В качестве функции задачи определяется сумма модулей отклонений (допусков) между измеренными и расчетными величинами. Такая линейно-сегментная выпуклая функция, к которой добавляется линейное ограничение, выведена из основного уравнения добегания, ведет к решению линейной оптимизации.

Таким образом, выбор параметров производится на строгой математической основе, устраняя субъективизм и аппроксимацию настоящих методов расчета.

В конце дан численный пример и полученные итоги.

DAS MODELL DER LINEAREN PROGRAMMIERUNG FÜR EINSCHÄTZUNG DER PARAMETER DER MUSKINGUM-METHODE

Die Muskingum-Methode ist ein der gebräuchlichsten Verfahren des approximativen Auflaufens der Flutwelle in Flussbetten. Die Qualität der stromab prognostizierten Wassermengen hängt wesentlich von der Richtigkeit (Korrektheit) der Einschätzung der Parameter dieser Berechnungsmethode ab. Im Rahmen unseres Beitrags wird mittels eines Modells der linearen Programmierung eine neue Methode der Parameterbestimmung dargestellt. Als Funktion-Ziel definiert man die Summe der Module der Abweichungen zwischen den gemessenen und den berechneten Werten. Diese konvexe, abschnittsweise lineare Funktion, zu der man die aus der Grundbeziehung des Auflaufens hergeleiteten linearen Relationen hinzufügt, führt zu einem Problem der linearen Optimierung.

Die Wahl der Parameter erfolgt auf streng mathematischen Grundlagen, wodurch die Subjektivität und die Annäherungen der aktuellen Berechnungsmethoden ausgeschlossen werden. Am Ende werden ein numerisches Beispiel und die erhaltenen Ergebnisse dargestellt.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 12 HYDROMETEOROLOGISCHE METHODEN
ZUR VERBESSERUNG DER BKF-
NIEDERSCHLAGSVORHERSAGE FÜR
DIE ANWENDUNG IN EINEM
FLUSSGEBIETS MODELL

Franke, W.

HYDROMETEOROLOGISCHE METHODEN ZUR VERBESSERUNG DER BKF-
NIEDERSCHLAGSVORHERSAGE FÜR DIE ANWENDUNG IN EINEM FLUSS-
GEBIETS MODELL

Werner Franke
Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirt-
schaftlichen Wasserbau der Universität Hannover,
Callinstr. 32, 3000 Hannover 1

1 Einleitung

Für Mitteleuropa werden seit November 1980 vom Deutschen
Wetterdienst (DWD) quantitative Niederschlagsvorhersagen
für 1 bis 3 Tage in Kartenform mit eingezeichneten Iso-
hyeten über Hellfax verbreitet. Es soll geprüft werden,
ob der auf Grund der Ergebnisse des baroklin-feuchten
(BKF) Modells vorhergesagte Gebietsniederschlag mit Hil-
fe von einfachen physikalisch-statistischen Annahmen
(model output statistics) an dem aus Einzelmessungen be-
rechneten Gebietsniederschlag des Leinegebietes so ange-
paßt werden kann, daß er gegenüber den bisherigen Verfah-
ren zu einem geeigneteren Eingangsparameter für eine
Abflußvorhersage mit einem Flusgebietmodell führt.

2 Datenmaterial

Zur statistischen Auswertung wurden die numerisch er-
stellten Niederschlagsvorhersagekarten in Winter- und
Sommerzeitraum unterteilt. Es standen für den Winter Da-
ten vom 12.11.80 bis 31.3.81 und für den Sommer vom
28.5.81 bis 31.9.81 zur Verfügung. Die Vorhersagewerte
ergaben sich aus den Niederschlagsvorhersagekarten, in

die Einführung sogenannter relativer Niederschläge bringt keine nennenswerten Verbesserungen, aber durch sie wird die Betrachtung von Teileinzugsgebieten möglich, die für die Hochwasservorhersage von einiger Bedeutung sind.

4 Analyse des Sommers

Auf die Sommerdaten möchte ich nur kurz eingehen, da auf Grund der vielfältigen Modelländerungen neue Untersuchungen erforderlich sind. Die Analyse der Daten wurde analog zu denen des Winters durchgeführt. Es ergaben sich bei der qualitativen Überprüfung ähnliche Ergebnisse. Von der beobachteten Niederschlagsmenge wurden 52 % vorhergesagt. Der Zusammenhang zwischen vorhergesagtem und eingetroffenem Niederschlag war aber nicht so eng wie im Winter (Korrelationskoeffizient 0,66). Die Aufteilung nach Windrichtung erbrachte hier keine Verbesserungen. Eine Einteilung der Niederschläge nach ihrer Entstehung (konvektiv - advektiv) führte zwar z.T. zu besseren Ergebnissen, hatte aber den Nachteil, daß die Datengrundlage sehr klein wurde. Es zeigte sich außerdem, daß das Modell einige Mängel hatte, so daß vom DWD fortlaufende Änderungen durchgeführt wurden. Somit können die Regressionsbeziehungen, die für den Sommer 1981 ermittelt wurden, nur bedingt weiter verwendet werden. Es sind daher weitere Untersuchungen nötig, um zu genaueren Ergebnissen zu gelangen.

5 Anwendung des Verfahrens

Im folgenden sollen zwei Beispiele für die Winterperiode zeigen, inwieweit das Verfahren eine bessere Abschätzung des Niederschlages erlaubt als das BKF-Modell. Die Ta-

belle 2 zeigt die 1. 24-stündigen Vorhersagen des DWD (BKF) sowie die am Institut für Wasserwirtschaft korrigierten Vorhersagen (IFW) bzw. mit relativen Niederschlägen korrigierten Vorhersagen (IFWR) gegenüber dem berechneten Gebietsniederschlag (GEB) für das Leinegebiet.

Datum	BKF	IFW	IFWR	GEB
08.03.81	4,0	5,2	5,1	4,4
09.03.81	8,0	11,0	11,0	19,8
10.03.81	15,0	16,8	17,2	17,4
11.03.81	16,0	19,3	19,9	15,2
12.03.81	6,0	8,9	8,8	10,9
13.03.81	2,0	4,8	4,4	3,5
14.03.81	3,0	4,1	4,0	4,4
15.03.81	1,0	2,0	1,8	0,5
16.03.81	1,0	3,8	3,2	4,6
17.03.81	2,0	4,8	4,4	5,9

Tab. 2: Niederschlagswerte [mm] für das Märzhochwasser 1981

In dieser zehntägigen Periode werden im Leinegebiet 86,8 mm Gebietsniederschlag ermittelt. Von diesem Betrag werden vom BKF-Modell nur 58 mm (67 %) vorhergesagt, während durch lineare Régressions von uns 80,7 mm (93 %) bzw. 79,8 mm (92 %) abgeschätzt werden.

Auch die Anwendung des Verfahrens auf unabhängige Daten weist in etwa die gleichen Ergebnisse auf (Tab. 3).

An 9 der dargestellten 12 Tage wird der Niederschlagswert genauer abgeschätzt als von der BKF-Vorhersage. Von der Gesamtmenge des Niederschlages werden 89 bzw. 94 % richtig vorhergesagt, während vom BKF-Modell nur 46 % prognostiziert werden. Durch die Anpassung der BKF-Vorhersagen an lokale Gegebenheiten mit Hilfe der "model

"output statistics" wird eine Verbesserung der Niederschlagsvorhersage möglich.

Datum	BKF	IPW	IPWR	GBN
06.01.83	1,0	2,0	2,0	2,4
07.01.83	1,0	2,0	2,0	1,7
08.01.83	1,0	2,0	2,0	2,0
09.01.83	1,0	2,0	2,0	3,8
10.01.83	0,3	1,3	1,3	0,5
13.01.83	1,0	2,0	2,0	1,4
14.01.83	4,0	5,2	5,4	6,2
15.01.83	5,0	7,9	8,6	11,0
16.01.83	3,0	5,8	6,4	7,7
17.01.83	2,0	4,8	5,3	1,7
18.01.83	1,5	4,3	4,7	3,1
19.01.83	0,5	1,5	1,5	4,4
E	21,3	40,8	43,2	45,9

Tab. 3: Tageswerte der Niederschlagsabschätzung sowie gemessener Gebietsniederschlag [mm]

6 Schluß

Diese Untersuchung hat gezeigt, daß eine meteorologisch-statistische Anpassung der BKF-Niederschlagsvorhersage für das Leinegebiet zu einer für Hochwasservorhersagemodele geeigneteren und zuverlässigeren quantitativen Niederschlagsvorhersage führt als die bisherigen statistisch-synoptischen Methoden. Wegen der geringen Zahl der bisher vorliegenden Daten und der erfolgten Modifikationen des BKF-Modells, die eine Veränderung der Regressionskoeffizienten verursacht haben könnten, kann das Verfahren noch nicht operationell angewendet werden.

Literaturverzeichnis

- Billib, H.A., Franke, W., 1984: Hydrometeorologischer Beitrag zur Verbesserung quantitativer Niederschlagsvorhersagen. - Mitteilungen des Institutes für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau, Universität Hannover, 54, 145 - 197
- Dreißigacker, R., Fleer, H., 1983: Überprüfung und Verbesserung der BKF-Niederschlagsvorhersagen für die Anwendung in einem Fließgebietsmodell. - Meteorol. Rdsch., 36, 169 - 180
- Holle, P.-K., Franke, W., Fleer, H., 1984: Auswirkungen von quantitativen Niederschlagsvorhersagen auf die Hochwasserabflußvorhersage im Leinegebiet. - Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung, eingereicht am 20.2.1984

HYDROMETEOROLOGISCHE METHODEN ZUR VERBESSERUNG DER BKF-NIEDERSCHLAGSVORHERSAGE FÜR DIE ANWENDUNG IN EINEM FLUSSGEBIETSMODELL

Der Deutsche Wetterdienst (DWD) veröffentlicht seit November 1980 eine quantitative Niederschlagsvorhersage (1 - 3 Tage) für Mitteleuropa, die sich auf Ergebnisse des baroklinischen (BKF) Modells stützt. Die Vorhersagen, die täglich in Kartenform mit eingezeichneten Isohyeten verbreitet werden, wurden für das Leinegebiet mit dem nach der Thiessen-Methode berechneten Gebietsniederschlag verglichen. Dabei wurde festgestellt, daß die BKF-Vorhersage des DWD qualitativ gut ist, quantitativ für dieses Gebiet aber unbefriedigende Ergebnisse liefert. Unter Berücksichtigung der orographischen Besonderheiten und durch Einbeziehung meteorologischer Parameter wurden die BKF-Vorhersagen durch einfache lineare Regressionsbeziehungen korrigiert. Die korrigierten Vorhersagen wurden in einem Flussgebietsmodell für ein mehrtägiges Hochwassereignis verifiziert.

Гидрометеорологические методы усовершенствования прогноза осадков
на основе бароклинической влажной модели и применение их в модели
речного бассейна

Немецкая Служба Погоды выпускает с ноября 1980-го года количественные прогнозы атмосферных осадков (1-3 дня) для Центральной Европы, основанные на данных бароклинической влажной модели. Прогнозы, получаемые ежедневно на карточках с начертанными изогибами сравниваются с данными среднего количества осадков водосбора реки Лайне, расчитанными по методу Тиссена. При этом было установлено, что прогноз бароклинической влажной модели Немецкой Службы Погоды качественно является удовлетворительным, но количественно для этой области не удовлетворителен. В связи с орографическими особенностями и с учетом метеорологических характеристик прогнозы осадков на основе бароклинической влажной модели корректируются простыми линейными регрессионными зависимостями. Исправленные прогнозы задаются для проверки моделью речного бассейна по событию паводка с заблаговременностью нескольких дней.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN

◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆

2 - 13

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД ПРОГНОЗА
МАКСИМАЛЬНЫХ УРОВней ВОДЫ
СЛОЖНЫХ ПАВОДОЧНЫХ ВОЛН НА
НИЖНЕМ И СРЕДНЕМ УЧАСТКАХ
РЕКИ ТИСА

Харангозо, М. - Марфак, Л.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ МЕТОД ПРОГНОЗА МАКСИМАЛЬНЫХ УРОВней ВОДЫ
СЛОЖНЫХ ПАВОДОЧНЫХ ВОЛН НА НИЖНЕМ И СРЕДНЕМ УЧАСТКАХ
РЕКИ ТИСА

Харангозо Мария и Марфак Ласло

Водохозяйственное управление нижне - тисайской территории
г.Сегед. Венгерская Народная Республика

В Венгерской Народной Республике, в городе Сегед, в
Водохозяйственном управлении нижне-тисайской территории
в течение последних двух десятилетий проводятся исследо-
вания о процессе прохождений паводочных волн, с целью оп-
ределения паводочного поведения реки Тиса и ее притоков.
Суммирование результатов этих исследований находится в
книге автора Вагаш Иштван, под названием: Паводки реки
Тиса. Анализ процесса прохождений паводочных волн пока-
зали, что между максимальными значениями стояния уровня
на Нижней Тисе, и паводочными явлениями, поступающими на
Верхней Тисе, нет причинной связи.

Важными характеристиками паводочных волн реки Тиса
являются следующие:

- a./ Паводочная волна, наблюдающаяся на Нижней Тисе, может возникать из соединений нескольких паводочных волн, прибывающих с верхнего участка реки.
- b./ Паводочные волны, которые отправляются индивидуально, или уже соединенные, могут разъединиться на две или большие паводочные волны.
- c./ Во двух -трех случаях, пики уровней на водомерных рейках нижнего участка реки Тиса, наблюдались во времeni раньше, чем на средних участках. Например, в го-

роде Сегед пик уровня реки раньше появляется, чем в городе Сольнок.

Для создания к паводочным прогнозам зависимостей соответственных уровней, до этих пор было предположено, что пики уровней проходятся по течению сверху вниз. Это предположение не подтвердилось в истории реки Тиса. Поэтому, вывод таких уравнений прогноза в этом случае стал невозможным, в которых независимыми переменными явились данные об уровне, измеренных на водомерных рейках Верхней Тисы, то есть, из этих данных, результатом, параметры стояния уровня на нижних водомерных рейках функцией не даются. Получение результатов таким образом и детерминистическими, и стохастическими зависимостями стало невозможным.

К описанию паводочных волн реки Тиса, нужно было учитывать влияния спада и подпора - природного происхождения - реки. Природные - то есть не под влиянием подпорных сооружений - подпоры или спады на Тисе могут быть вызваны уровнями реки Дунай, или любой другой реки, но особенно подъемами уровней рек Марос или Кереш, или их задерживанием по сравнению с подъемом уровня реки Тиса. Уклон водной поверхности реки Тиса небольшой /от г. Сольнок до впадения в среднем 0,0004, т.е. 4 см/км/, таким образом, влияние подпоров и спадов может осуществляться по длине нескольких сотен километров. Ваган Иштван выработал такой способ вычислений, с помощью которого можно определить, как выходит подпор или спад на вошедшем уровень водной поверхности реки Тиса.

Определение зависимости соответственных уровней возможно только с помощью данных, независимых от влияния подпора или спада, даже, если существовала бы причинная связь между значениями уровня Верхней и

Нижней-Тисы. В 3-ем номере 1983-го года журнала Вопросы гидротехникидается теоретическое описание добегания паводочной волны под влиянием подпора и спада. Авторы статьи Шимади Бела и Ваган Иштван. По анализу результатов можно определить следующие:

- a./ При условии установленвшегося течения можно создать подъем или спад уровня воды, изменяя прецессию гребня плотины, либо, если изменяется приходное количество воды, или уровень в притоках, или в водоприемнике у впадения.
- b./ Если паводочная волна приближается сверху по течению к участку реки, которая находится под влиянием подпора, или увеличивающего подпора, то паводочная волна замедлитсѧ, остановится, или в обратное направление будет двигаться. Если уровень природного /или искусственного/ подпора постоянно увеличивается, то через этот участок паводочная волна, приходящая сверху, не способна перейти.
- c./ Если паводочная волна, движущаяся вниз по течению, проходит участок реки, которая находится под влиянием спада /причиной может служить понижение уровня водоприемника, или раннее окончание подъема уровня притоков/, то на главной реке отправится влияние спада вверх по течению, и это влияние заставит участок реки - который еще не достигнул - , достигать максимальный уровень /процесс в размере скорости распространения волны/.

Возникновение паводков на территории водосбора реки Тиса происходит в большинстве случаев так, что паводочные волны реки Кереш - первым, а реки Марос - вторым достигают участок Нижней Тисы, а паводочная волна с Верхней Тисы достигает этот же участок позже. Когда мак-

сimum паводка реки Марос достигает Тису, на реке Тиса наблюдается вверх по течению состояние спада, и начинается движение максимального уровня с нижнего профиля к верхнему до тех пор, пока две, напротив движущиеся паводочные волны встречаются. Если паводочная волна на реке Марос кончается тогда, когда уровень реки Дунай у впадения реки Тиса подъемный, то процесс достижения максимума уровня на реке Тиса не кончается до достижения пика уровня воды реки Дунай, и только после этого отправится, опять снизу вверх. В отдельных случаях открытие летних валов может вызвать быстрое достижение пика уровня, например в марте 1981 года.

Имея знания о паводках реки Тиса, Шимады Бела и Ваган Иштван предлагают следующий метод прогноза /Вопросы гидротехники № 3 1983 г./:

а./ С помощью зависимости соответственных уровней, или, другими подходящими методами дается прогноз количественного значения и времени максимальных расходов по данным верхних уровнemerов реки Марос. Способ использования этого метода находится в докладе Бога Т. Ласло и Палфы Ишре, в сборнике материалов XII Конференции придунайских стран по гидрологическим прогнозам.

б./ Нужно определить ожидаемый уровень реки Дунай в профиле у впадения реки Тиса по относящимся зависимостям прогноза.

в./ Нужно выяснить, какой из этих двух вариантов происходит позже: 1 пик уровня реки Марос у впадения в Тису

или 2 пик уровня реки Дунай у впадения реки Тиса

Более поздний момент будет расчетным для прогноза максимума реки Тиса в пункте г. Сегед.

г./ С помощью линии подпора, сведенной в расчетном моменте для пункта г. Сегед, по ожидаемому расходу реки Марос, в том же моменте ожидаемому расходу реки Тиса на участке между пунктами г. Чонград и г. Сегед и в том же моменте ожидаемому уровню реки Дунай, можно определить максимум уровня.

д./ Для пунктов, находящихся выше по течению города Сегед, при знании уже максимума уровня, надо сводить линию подпора, в виду всегдаших расходов реки Кереш и расходов Верхней-Тисы.

Метод прогноза, который следует заданные шаги, сложный и генетический, потому что он обращает внимание на причинные связи соответствующие фактам. К реализации его, достаточно иметь программируемые калькуляторы. Их оперение совпадает опережением, достигаемым при прогнозировании реки Марос, который составляет 4-6 дней. Результаты находятся под влиянием моментов водного режима реки Дунай, поэтому прогнозы для реки Тиса могут быть безупречными только тогда, когда система прогнозов реки Дунай является совершенным.

Гидрологический метод прогноза максимальных уровней воды
сложных паводочных волн на нижнем и среднем
участках реки Тиса

Особенностью паводочных волн реки Тиса является то, что паводочные волны, движущиеся вниз по течению, опережаются паводочными волнами притоков Кереш и Марош, а подъемы или спады уровня реки Дунай, как водоприемника, могут ускорять или замедлять сток реки Тисы: т.е. оказывают подпорное или снижающее влияние на уровень Тисы.

Поэтому при прогнозе паводочных волн надо учитывать не только влияние максимальных значений верхних водомерных реек на нижние, но и дальнейшие влияния, передающиеся от нижних уровнемеров вверх по течению. При наличии прогнозов, которые могут разрабатываться для рек Кереш, Марош и Дунай, можно определить пики уровней Средней и Нижней Тисы путем построения кривых подпорного уровня.

Данная статья показывает метод прогноза, который был разработан и используется в городе Сегед, Водохозяйственном управлении нижне-тисайской территории на основании вышеуказанных принципов.

Eine hydrologische Methode zur Vorhersage der Hochwasserstände auf dem Flusse Theiss

Die Hochwasserwellen der Nebenflüsse Körös und Maros, und die Hochwasserstände des Rezipienten / der Donau/ können den Wasserspiegel des Flusses Theiss aufstauen oder versenken. Die Bewegung der Hochwasserwellen wird gegensätzlich mit der Richtung der Flusswasserströmung. In der Vorhersage der Hochwasserstände muss man diese Bedingung in Betracht nehmen.

Dieser Aufsatz stellt die Methode dar, die an der Wasserwirtschaftsdirektion Unteres Theissgebiet in Szeged ausgearbeitet und geprägt wurde.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 14

EINE PROZESSADÄQUATE
MODELLALTERNATIVE ZUM
MUSKINGUM-MODELL

Hoffmeyer-Zlotnik, H.J. -
Becker, A. - Wernstedt, J.

EINE PROZESSADÄQUATE MODELLALTERNATIVE ZUM MUSKINGUM-
MODELL

H.J. Hoffmeyer-Zlotnik 1), A. Becker 2), J. Wernstedt 1)

1) Technische Hochschule Ilmenau, DDR

2) Institut für Wasserwirtschaft, Berlin, DDR

Einführung

Zur Berechnung des Durchflusses in Flussstrecken mit an-
nähernd linearem Verhalten hat sich das Muskingum-Modell
in vielen Fällen bewährt. Dennoch hat das Modell einen
prinzipiellen Mangel, der in seiner nachgewiesenen Schwä-
che bei der Nachbildung von Translationsprozessen be-
steht und in den bei schnellen Zuflussanstiegen in den Be-
rechnungsergebnissen möglichen negativen Systemausfluß-
sen bzw. entsprechenden Ausflußverringerungen zum Aus-
druck kommt.

Angeregt durch die wertvollen Arbeiten von Dooge /1973/
sowie Strupczewski, Kundzewicz /1980/ zu diesem Problem
und auf Grund von Anwendungsergebnissen mit Differenzen-
gleichungsmodellen (ARMA-Typ), die den Vorhersageglei-
chungen des Muskingum-Modells strukturell vollkommen
entsprechen /Hoffmeyer-Zlotnik u.a. 1981, Becker, Schmahl
1984/, wurden einige neue Untersuchungen mit einem be-
reits 1969 bearbeiteten Modell durchgeführt: einem line-
aren Einzelspeicher mit je einem in Reihe und einem paral-
lel angeordneten Translationsglied (siehe Bild 2). Dabei
stellte sich heraus, daß dieses Modell das Muskingum-Mo-
dell als einen Spezialfall mit beinhaltet, in seiner all-
gemeineren Form die dem Muskingum-Modell anhaftenden Nach-
teile nicht aufweist und insgesamt leistungsfähiger und
prozeßadäquater ist. Dies wird im vorliegenden Beitrag
kurz dargestellt.

Alternatives Modell zum Muskingum-Modell

Für die Anwendung eines Modells gemäß Bild 2, das verbal bereits bei Becker und Glos /1969/ beschrieben wurde, spricht, daß für den instationären Abflußprozeß, speziell für den Hochwasserablauf in einem Flußabschnitt, zwei Hauptprozesse maßgebend sind (vgl. Bild 1):

- (1) der longitudinale Fortbewegungsprozeß im Flußbett, der oft in ausreichender Näherung als Translationsprozeß, d.h. mit Hilfe eines Translationsgliedes (mit der Translationszeit T_1) behandelt werden kann (vgl. z.B. /Becker, Glos 1970/).
- (2) der vor allem bei ausufernden Hochwassern quer zur Fließrichtung erfolgende Füllungs- und Wiederaentleerungsprozeß der Retentionsräume entlang eines Flußabschnitts, der in erster Näherung mit einem Einzelspeichermodell (Speicherkonstante K') und einem in Reihe liegenden zweiten Translationsglied (mit der Translationszeit ΔT) beschrieben werden kann.

Das aus dieser Überlegung resultierende Modell ist in Bild 2 dargestellt. Dabei kann man sich die Translationszeit T_2 aus 2 Anteilen zusammengesetzt vorstellen:

- dem Anteil T_1 , der für den longitudinale Fließprozeß im Flußabschnitt benötigt wird (entsprechend Prozeß (1))
- dem Anteil ΔT , der für die quer zur Hauptfließrichtung erfolgenden Füllungs- und Wiederaentleerungsprozesse der Retentionaräume des Flußabschnitts benötigt wird. Dabei ist es gleichgültig, ob diese Prozesse am gleichen Ort erfolgen (z.B. gemäß Pfad 1 in Bild 1) oder an verschiedenen Orten (z.B. über Pfad 2).

$$\text{Es gilt also: } T_2 = T_1 + \Delta T \\ \text{und somit } T_2 \geq T_1 \quad (1)$$

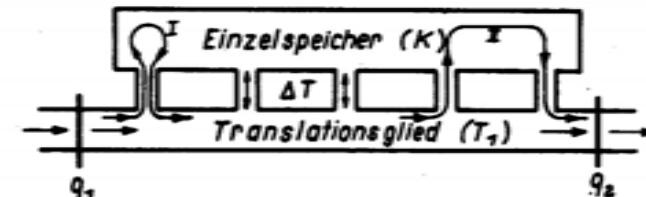


Bild 1 Prinzipskizze eines Flusslaufmodells

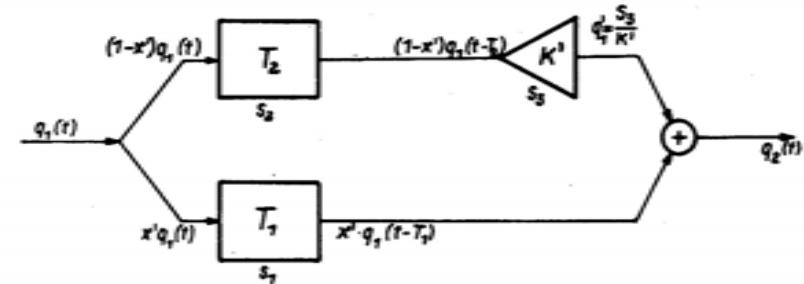


Bild 2 Schema des alternativen Modells zum Muskingum - Modell

ΔT ist sehr klein oder Null, solange nur geringe Reaktionsmöglichkeiten gegeben sind (Flußbettbereich, enger Talquerschnitt o.ä.). Bei ausufernden Flüssen und eintretender Ansauerung kann ΔT demgegenüber beachtliche Werte annehmen.

Die Aufspaltung des Zuflusses zum Flußabschnitt (q_1) kann einfachstensfalls wie beim Muskingum-Modell mit Hilfe des Faktors x' erfolgen, der im Intervall $[0,1]$ liegt. Der Anteil $x' \cdot q_1(t)$ fließt durch das Translationsglied (T_1), fließt also nur longitudinal durch den Flußabschnitt und liefert den Ausflußanteil $x' \cdot q_1(t-T_1)$. Der Restanteil wird zunächst um T_2 zeitlich verzögert $((1-x') \cdot q_1(t-T_2))$ und fließt dann in den Einzellinear-speicher (K'). Der aus der Speicherung S_3 dieses Speichers resultierende Ausfluß $S_3(t)/K'$ repräsentiert den zweiten Ausflußanteil des Flußabschnitts (vgl. Bild 2). Für den Gesamtausfluß gilt damit:

$$q_2(t) = x' \cdot q_1(t-T_1) + S_3(t)/K' \quad (2)$$

Durch Auflösung nach S_3 und Ableitung nach t erhält man

$$\dot{S}_3(t) = K' \dot{q}_2(t) - K' x' \dot{q}_1(t-T_1) \quad (3)$$

Andererseits lautet die Kontinuitätsbedingung für den Speicher S_3 :

$$\dot{S}_3(t) = (1-x') \cdot q_1(t-T_2) - (q_2(t) - x' q_1(t-T_1)) \quad (4)$$

Aus den Gleichungen (3) und (4) folgt:

$$K' \dot{q}_2(t) + q_2(t) = (1-x') q_1(t-T_2) + x' q_1(t-T_1) + K' x' \dot{q}_1(t-T_1) \quad (5)$$

Für ein sprungförmiges $q_1(t) = \delta'(t)$ ergibt sich daraus die Übergangsfunktion zu:

$$h(t) = (1-x')(1-e^{-\frac{t-T_2}{K'}}) \cdot \delta'(t-T_2) + x' \cdot \delta'(t-T_1) \quad (6)$$

und bei einem impulsförmigen $q_1(t) = \delta(t)$ die Gewichtsfunktion:

$$g(t) = \frac{1-x'}{K'} e^{-\frac{t-T_2}{K'}} \delta(t-T_2) + x' \cdot \delta(t-T_1) \quad (7)$$

Unter der praktisch wichtigen Annahme, daß $q_1(t)$ durch eine Treppenfunktion $q_1(k)$ angenähert werden kann, ergibt sich für Gl. (5) die folgende Lösung in Form einer Differenzengleichung (DZGl.):

$$q_2(k) = K'' q_2(k-1) + x' q_1(k-\frac{T_1}{\Delta t}) + (1-x')(1-K'') q_1(k-\frac{T_2}{\Delta t}) - x' K'' q_1(k-1-\frac{T_1}{\Delta t}) \quad (8)$$

mit $K'' = e^{-(\Delta t/K')}$ und Δt - Schrittweite.

Dieses 4-parametrische Modell kann durch die folgenden Festlegungen in ein 3-parametrisches Modell überführt werden:

$$i = T_1/\Delta t ; \Delta T = T_2 - T_1 ; \Delta T/\Delta t \in [0, 1] \quad \text{und}$$

$$q_1(k-i-\frac{\Delta T}{\Delta t}) = (1-\frac{\Delta T}{\Delta t}) \cdot q_1(k-i) + \frac{\Delta T}{\Delta t} \cdot q_1(k-i-1)$$

Damit ergibt sich:

$$\begin{aligned} q_2(k) &= e^{-\frac{\Delta T}{K'}} \cdot q_2(k-1) + \left[x' + (1-\frac{\Delta T}{\Delta t})(1-x')(1-e^{-\frac{\Delta T}{K'}}) \right] \cdot q_1(k-i) + \\ &\quad + \left[\frac{\Delta T}{\Delta t}(1-x')(1-e^{-\frac{\Delta T}{K'}}) - x' e^{-\frac{\Delta T}{K'}} \right] \cdot q_1(k-i-1) \quad (9) \\ &= a_1' q_2(k-1) + b_1' q_1(k-i) + b_2' q_1(k-i-1) \end{aligned}$$

Vergleichsbeziehungen des Muskingum-Modells

Zum Vergleich werden die entsprechenden Gleichungen des Muskingum-Modells angegeben. Für die Speicherung im System gilt:

$$S(t) = K \left[x \cdot q_1(t) + (1-x) q_2(t) \right] \quad (10)$$

mit K - Speicherkonstante und x - Parameter (analog x'). Die resultierende Differentialgleichung lautet:

$$(1-x) \cdot K \cdot \dot{q}_2 + q_2 = q_1 - K \cdot x \cdot \dot{q}_1 \quad (11)$$

Für einen sprungförmigen Eingang $\sigma'(t)$ ergibt sich daraus die Übergangsfunktion zu:

$$h(t) = (1 - (1 + \frac{x}{1-x}) e^{-\frac{t}{(1-x)K}}) \cdot \sigma'(t) \quad (12)$$

und bei impulsförmigem Eingang $\delta'(t)$ (Dirac-Impuls) die Gewichtsfunktion zu:

$$g(t) = \frac{1}{(1-x)^2} e^{-\frac{t}{(1-x)K}} \cdot \sigma'(t) - \frac{x}{1-x} \cdot \delta(t) \quad (13)$$

Wie man erkennt, treten hier für $t = 0$ bis $t = 0 +$ negative Werte in $g(t)$ auf, was zwar bei technischen Prozessen möglich ist (z.B. bei der Dampferzeugung /Oppelt 1960/), nicht jedoch bei hydrologischen. Weiterhin ist zu beachten, daß Gl. (13) auch zu der von Dooge aus einer linearisierten Form der St.-Venant-Gleichungen abgeleiteten Gewichtsfunktion gemäß Gl. (14) in deutlichem Widerspruch steht /Dooge 1973/:

$$g(t) = g_1(t) + g_2(t) \quad (14)$$

mit $g_1(t) = a \cdot e^{-b(t-D)} I_1 \left\{ c \sqrt{(t-T)(t+d)} \right\} / \sqrt{(t-T)(t+d)}$
und $g_2(t) = f \cdot \delta(t-T)$

Dabei sind a , b , c , d , f , T , D Parameterausdrücke und $I_1[\cdot]$ ist die modifizierte Besselfunktion erster Art. Gl. (14) entspricht der Impulsantwort einer "Speicheranordnung" in Parallelschaltung mit einem Translationsglied positiver Verstärkung (wie es das alternative Modell (Gl. (7)) darstellt), nicht jedoch der des Muskingum-Modells (Gl. (13)). Das Muskingum-Modell ist also

den Abflußprozessen weniger adäquat, insbesondere weil ein Translationsterm (analog $g_2(t)$) fehlt.

Nähert man den Systemeingang $q_1(t)$ des Muskingum-Modells nun ebenfalls noch durch eine Treppenfunktion an, so ergibt sich aus Gl. (11) folgende Lösung:

$$\begin{aligned} q_2(k) &= e^{-\frac{\Delta t}{K(1-x)}} \cdot q_2(k-1) + (1 - \frac{1}{1-x}) e^{-\frac{\Delta t}{(1-x)K}} \cdot q_1(k) + \\ &+ \frac{x}{1-x} e^{-\frac{\Delta t}{(1-x)K}} \cdot q_1(k-1) = a_1 q_2(k-1) + b_1 q_1(k) + b_2 q_1(k-1) \end{aligned} \quad (15)$$

Unter Bezug auf diese Gleichung und Gl. (9) soll nun untersucht werden, ob und unter welchen Voraussetzungen sich die Parameter der Differenzengleichungen des alternativen und des Muskingum-Modells ineinander überführen lassen.

Beziehungen zwischen den Differenzengleichungen des alternativen und des Muskingum-Modells

Zur Darstellung der Beziehungen machen sich Fallunterscheidungen für die Bereiche positiver und negativer Werte des Parameters x erforderlich.

- 1) $x \notin [0, -\infty)$

Es läßt sich leicht nachrechnen, daß die Parameter von Gl. (9) in die der Gl. (15) für $\Delta T = 0$ an Hand folgender Gleichungen überführt werden können:

$$x' = -\frac{x}{1-x} \quad \text{und} \quad K' = K \cdot (1-x). \quad (16)$$

Wenn $T_1 = T_2 = 0$ gesetzt wird, folgt für Gl. (9) $i=0$ und $\Delta T / \Delta t = 0$. Damit geht Gl. (9) in Gl. (15) über. Es ist also möglich, das allgemeine Modell in das Muskingum-Modell zu überführen.

- 2) $x \in (0, 1)$

Wie hier nicht weiter ausgeführt werden kann, können

Gl. (9) und Gl. (15) gleichgesetzt werden, wenn in Gl. (9) $\Delta T/\Delta t=1$ und $i=0$ gesetzt, und wenn für die gemeinsame Schrittweite Δt festgelegt wird, daß

$$\Delta t \geq t_{\min} = -(1-x) \cdot K \ln(1-x) \quad (17)$$

Durch Gl. (17) wird verhindert, daß das Muskingum-Modell negative Werte für die Δt -Impulsantwort oder den Abfluß $q_2(k)$ annehmen kann.

Zusammenfassung

Es wird eine Modellalternative zum Muskingum-Modell vorgestellt, die dessen nachgewiesene Mängel (fehlende Translationseigenschaft und im Widerspruch zur Realität auftretende negative Anfangsordinaten der Impulsantwort) in seiner allgemeinen Form nicht aufweist. Das alternative Modell besteht aus bekannten, sehr einfachen Modellelementen, und zwar aus einem Translationsglied und einem parallel dazu angeordneten zweiten Translationsglied mit einem linearen Einzalspeicher in Reihe. Seine Differenzengleichungsdarstellung stimmt in einem Sonderfall strukturell mit der des Muskingum-Modells völlig überein. Demit wird erneut bestätigt, daß aus sehr einfachen Modellelementen zusammengesetzte kombinierte Modelle sehr leistungs- und anpassungsfähig sind.

Durch Äquivalenzbetrachtungen wird gezeigt, daß das neue Modell das Muskingum-Modell als einen Spezialfall mit enthält, und zwar für negative Werte des Muskingum-Parameters x , aber auch für positive Werte von x , sofern die Schrittweite gesügend groß gewählt wird, so daß negative Ordinaten in der Δt -Impulsantwort ausgeschlossen sind.

Abschließend sei angemerkt, daß das alternative Modell als lineares Modell den bekannten Anwendungsgrenzen die-

ser Modelle unterliegt. Es kann aber als Teilmodell nichtlinearer Stufenmodelle eingesetzt werden, wobei für verschiedene Durchflussbereiche unterschiedliche Modellparametersätze gültig sind /Becker, Glos 1970/. Eine spezielle Anwendungsvariante des nichtlinearen Stufenmodells, die als Weiterführung der beschriebenen linearen Version des alternativen Modells angesehen werden kann, wird an anderer Stelle vorgestellt /Becker, Schmahl 1984/.

Literaturverzeichnis

1. Becker, A. und Glos, E. /1969/: Grundlagen der Systemhydrologie. Mitt.d.Inst.für Wasserwirtschaft, H. 32, Berlin
2. Becker, A. und Glos, E. /1970/: Stufenmodell zur Hochwasserwellenberechnung in ausufernden Wasserläufen. Wasserwirtschaft-Wassertechnik, Berlin, 20, H.1, 10-14
3. Becker, A. und Schmahl, W. /1984/: Adaptive Version des nichtlinearen Stufenmodells mit Zusatzspeicher zur verbesserten Hochwasservorhersage. XIII. Konferenz der Donauländer über Hydrologische Vorhersagen. Bratislava.
4. Dooge, J.C.I. /1973/: Linear theory of hydrologic systems. U.S. Dep. Agricult., Agric. Res. Serv. Washington, D.C. Techn. Bull. 1468
5. Hoffmeyer-Zlotnik, H.-J.; Seifert, A.; Wernstedt, J.: Drawing up and testing of new models for an operational water quantity forecast for river basins - Test example river basin of the Werra Preprints VIII. IFAC-Congress Kyoto/Japan 1981
6. Oppelt, W.: Kleines Handbuch technischer Regelsvorgänge (S. 147). Verlag Chemie GmbH. Weinheim/Bergstr. 1960
7. Strupczewski, W. und Kundzewicz, Z. /1980/: Transitory characteristics of the Muskingum method of flood routing. J. Hydrol., 48, p. 363-368
8. Strupczewski, W. und Kundzewicz, Z. /1980/: Muskingum method revisited. J. Hydrol., 48, p. 327-342

EINE PROZESSADÄQUATE MODELLALTERNATIVE ZUM MUSKINGUM-MODELL

Für ein konzeptionelles Modell, das aus einem linearen Einzelspeicher mit einem in Reihe und einem parallel angeordneten Translationsglied besteht, werden die Differentialgleichungen, die Übergangs- und die Gewichtsfunktion sowie die Differenzengleichung abgeleitet und mit den entsprechenden Gleichungen des Muskingum-Modells verglichen. Es zeigt sich, dass das neue Modell das Muskingum-Modell als einen Spezialfall mit umfasst, wobei es in seiner allgemeinen Form die dem Muskingum-Modell anhaftenden Mängel (fehlende Translationscharakteristik und negative Anfangsordinaten der Gewichtsfunktion) nicht aufweist.

ПРОЦЕССНОАДЕКВАТНАЯ АЛЬТЕРНАТИВНАЯ МОДЕЛЬ К МОДЕЛИ
МАСКИНГАМА

Для концептуальной модели, обоснованной на методе Калинина-Милюкова с одним последовательно и одним параллельно расположимыми членами трансляции, выведены дифференциальные уравнения, переходная функция, вес расхода, а также разностные уравнения и сравниваются с соответствующими уравнениями модели Маскингама. Оказалось, что новая модель охватывает модель Маскингама как специальный случай, причем в ее общей форме она не имеет недостатков модели Маскингама как отсутствие характеристики трансляции и отрицательные начальные ординаты функции веса расхода.

XII

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH
КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 15

HOCHWASSERABFLUSSVORHERSAGE
IN FLUSSGEBIETEN MIT
REGELUNGSSYSTEMEN

Holle, F.K. - Ludwig, K.

Bratislava 21.-24. august 1984

2 - 15 - 1

HOCHWASSERABFLUSSVORHERSAGE IN FLUSSGEBIETEN MIT
REGELUNGSSYSTEMEN

Dipl.-Ing. F.-K. Holle, Dr.-Ing. K. Ludwig
Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und Landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover,
Callinstr. 32, D-3000 Hannover 1

1. Hochwassersabflussvorhersagen mit Flussgebietsmodellen

In Systemen mit Hochwasserregelung durch Speicher müssen deterministische hydrologische Modelle für die Hochwasservorhersage verwendet werden. Die künstlichen Veränderungen des Abflusses durch die Speichersteuerung erlauben im allgemeinen nicht die Anwendung anderer Modelle wie z.B. Regressionsmodelle.

Die bei Hochwasservorhersagen für Systeme mit Rückhaltebecken verwendeten deterministischen Modellkomponenten bestehen aus Niederschlag-Abfluß-Modellen für Teilgebiete des Systems, Modellen für die Speicher und für die Verformung der Hochwasserwellen in Gewässerteilstrecken. Wenn ein Abflusssystem durch eine systematische Folge dieser Komponenten modelliert wird, ist das entstehende Modell ein Flussgebietsmodell <2>. Der Abfluß wird damit für viele Stellen im Gewässernetz eines Flussgebietes simuliert oder vorhergesagt.

Die Anwendung von Flussgebietsmodellen bei der Hochwasservorhersage hat den Vorteil, daß dabei die in der Natur tatsächlich ablaufenden Abflußvorgänge möglichst nachgebildet werden, wobei auf die den Hochwassersabfluß beeinflussenden Eigenheiten des Systems eingegangen

und der physikalische Hintergrund der Vorgänge soweit notwendig in die Berechnungen einbezogen wird.

Am Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover wurden verschiedene Flussgebietssmodelle für die Hochwasserabflußvorhersage untersucht. Die Berechnungen erfolgten mit dem Programmsystem FGMOD <2>.

Für die Hochwasserabflußvorhersage werden relativ einfache hydrologische Teilmodelle benutzt. Eine Zusammenfassung dieser Teilmodelle ist in <3> enthalten. Außer den hydrologischen Teilmodellen sind bei der Hochwasservorhersage Korrekturmodelle zu verwenden. Im Programmsystem FGMOD können als Korrekturmodelle die Adaptive Optimierung wesentlicher Modellparameter und ARIMA-Modelle benutzt werden.

Mit den Hochwasservorhersagemodellen wurden Vorhersageteste in einem Off-Line-Modus durchgeführt. Solche Off-Line Untersuchungen von Hochwasserabflußvorhersagen sind wichtig für die Planung von Vorhersagesystemen. Sie erlauben die Anpassung allgemeiner Vorhersagemethoden an die Eigenschaften des aktuellen Systems. Die Untersuchung der Leistungsfähigkeit einer Vorhersage ist möglich, bevor Investitionen für Fernmeßnetze und andere Einrichtungen zur Vorhersageerstellung tatsächlich gemacht werden müssen. Untersuchungen von Off-Line-Vorhersagen erlauben es weiterhin, die Verlässlichkeit der gewählten Vorhersagemethoden in kritischen Situationen zu überprüfen.

2. Hochwasservorhersagetests

Im Forschungsvorhaben "Abflußvorhersage in Flussgebieten mit Regelungssystemen" (gefördert von der Stiftung Volkswagenwerk) sind verschiedene Vorhersagemethoden und Strukturen von Vorhersagemodellen für das Leinegebiet in Niedersachsen ($A_{EO} = 5329 \text{ km}^2$) und für das Flussgebiet des Regen in Bayern ($A_{EO} = 2876 \text{ km}^2$) untersucht worden. Neben diesen Tests für Flussgebiete mittlerer Größe, sind die Vorhersageverfahren auch für einen kleinen Teil des Rheins einschließlich des Neckargebietes ($A_{EO} = 18600 \text{ km}^2$) angewendet worden, um den Einsatz dieser Vorhersagemethoden für große Flussgebiete zu überprüfen. Diese Untersuchungen, die vom Deutschen Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (DVWK) gefördert wurden, erfolgten, um nachzuweisen, daß die getesteten Vorhersagemethoden für Systeme von der Größe des gesamten Rheingebietes verwendbar sind.

2.1 Hochwasservorhersageuntersuchungen für die Leine

Im Rahmen der Vorhersagetests für das Leinegebiet erfolgte eine Untersuchung verschiedener flächenhafter Modellstrukturen. Ergebnis des Vergleiches der Modellstrukturen war, daß die "Vorhersagmodell"-Struktur (34 Modellelemente) für die interessierenden Punkte im System Resultate erzeugte, welche praktisch ebenso gut waren wie die Ergebnisse mit der wesentlich komplexeren "Planungsmodell"-Struktur (206 Modellelemente).

Außerdem wurden die Effekte bei der Vereinfachung der hydrologischen Teilmodelle untersucht. Das Ausgangsmo-

Modell bestand aus dem Abflußbeiwertverfahren und einem Parallelspeichermodell mit konstanter Aufteilungsrate für die Berechnung des Abflusses in den Teilgebieten sowie einer nichtlinearen Translations-Retentions-Methode für die Flood-Routing-Berechnung. Diese hydrologische Modellstruktur wurde schrittweise vereinfacht bis zu einer Modellstruktur, welche konstante Abflußbeiwerte, Einzellinearspeicher für die Teilgebiete und konstante Translation für die Gewässerteilstrecken berücksichtigt. Der Effekt dieser schrittweisen Vereinfachung war, daß die Qualität der Vorhersagen zwar mit der Komplexität der TeilmODELLE abnahm, aber auch die einfachste Modellkonfiguration noch annehmbare Simulationen erzeugte.

Der Test der Korrekturmodelle ergab, daß ARIMA-Modelle höheren Grades oft zu einer Verschlechterung der Vorhersageergebnisse führen, während durch Modelle niederen Grades nur geringe Vorhersageverbesserungen erzielt werden können. Als günstigstes Korrekturmodell hat sich die adaptive Optimierung des Abflußbeiwertes bzw. des Abflußbewertes und der Rückhaltegröße für den Einzellinearspeicher im abfallenden Ast der Ganglinien in Kombination mit einem I-Modell des Grades 1 ergeben.

Da für die Erstellung von Abflußvorhersagen mit Fließgebietmodellen eine Information über den zukünftigen Niederschlag benötigt wird, wurden verschiedene stochastische und deterministische Niederschlagsvorhersagen getestet. Mit den quantitativen Niederschlagsvorhersagen des Deutschen Wetterdienstes und besonders mit darauf basierenden für das Leinegebiet gebietsbezogen umgerechneten Niederschlagsvorhersagen <1> wurden die günstigsten Ergebnisse erzielt.

2.2 Hochwasservorhersageuntersuchungen für den Regen

Für die Untersuchung von Hochwasservorhersagen im Regengebiet wurde eine ähnliche flächenhafte Modellstruktur gewählt, wie für das Leinesystem. Das Modell umfaßt 32 Teilgebiete, so daß die durchschnittliche Teilgebietsgröße etwa 90 km^2 beträgt. Wie für das Leinegebiet wurden für den Regen Modellkonfigurationen mit verschiedener Komplexität getestet. Die Erfahrungen mit den Vorhersagetesten waren im allgemeinen ähnlich wie für das Leinesystem.

Es zeigte sich, daß mit einfachen Niederschlag-Abfluß-Modellen, welche aus dem Abflußbeiwertverfahren und einem Einzellinearspeicher bestehen, sowie einem nichtlinearen Translations-Retentions-Verfahren für die Berechnung der Abflußverformung in Gewässern die Vorhersagen für das Fließgebiet des Regen ausreichend genau erstellt werden konnten. Das Translations-Retentions-Verfahren konnte nicht weiter vereinfacht werden, da die entsprechenden Modellansätze für die Simulation der Retention im Unterlauf des Regen erforderlich waren.

Die Hochwasserablaufvorhersagen waren relativ gut, aber keinesfalls von ähnlicher Qualität wie die Eichergebnisse. Daraus kann geschlossen werden, daß die benutzten Fließgebietmodelle zwar prinzipiell in der Lage sind, gute Vorhersagen zu erstellen, aber die fehlende Information über den zukünftigen Niederschlag ein entscheidendes Hindernis bei der Erstellung genauerer Abflußvorhersagen ist.

2.3 Hochwasservorhersageuntersuchungen für den Rhein

Die Untersuchung von Hochwasserabflußvorhersagen am Rhein zwischen Karlsruhe und Worms einschließlich des Neckar-Flußgebiets wurden unter dem Aspekt durchgeführt, daß die für Einzugsgebiete mittlerer Größe benutzten Methoden auch für sehr große Flüsse brauchbar sein sollten. Die Aufteilung des Untersuchungsbereiches erfolgte in Teilgebiete von ca. 1000 km² Größe. Das entsprechende Flußgebietsmodell enthält 24 Modellelemente.

Durchgeführt wurden Tests von Niederschlag-Abfluß-Modellen und Flood-Routing-Modellen, die Eichung des Flußgebietsmodells, Untersuchungen der Effekte von Korrekturmödellen, sowie Tests des Einflusses unterschiedlicher Mengen von Eingabedaten.

Die Untersuchung verschiedener Typen von hydrologischen Teilmödellen für die Niederschlag-Abfluß-Modelle ist in <3> beschrieben. Als Flood-Routing-Methoden wurden ein nichtlineares Retentionsverfahren, das Verfahren von Williams, ein modifiziertes Kalinin-Miljukov-Verfahren und eine nichtlineare Translations-Retentions-Methode verwendet <2>.

Der Vergleich dieser Methoden zeigte, daß die Translations-Retentions-Methode die besten Simulationsergebnisse erzeugte. Mit dem einfacheren Williams-Verfahren konnten ähnlich gute Simulationsergebnisse ermittelt werden. Für die Gewässerteilstrecke im Rhein selbst ergeben sich mit dem Williams-Verfahren sogar günstigere Simulationsergebnisse.

3. Untersuchungsergebnisse

Aus der Untersuchung von Flußgebietsmodellen für die Hochwasservorhersage kann gefolgert werden, daß diese Modelle für die Abflußsimulation in Flußgebieten brauchbar sind und erfolgreich zur Abflußvorhersage verwendet werden können. Die benutzten hydrologischen Teilmödelle können relativ einfach sein. Die Anwendung von Korrekturmödellen ist erforderlich, um die Vorhersagen mit dem Flußgebietsmodell dem aktuellen Ereignis anzupassen.

Ein wesentliches Hindernis bei der Verwendung von Flußgebietsmodellen für die Hochwasservorhersage ist die oft nicht ausreichende Information über den zukünftigen Niederschlag. Es ist jedoch wahrscheinlich, daß diese Information mit der weiteren Entwicklung meteorologischer Vorhersagemethoden verbessert werden kann <1>.

Des Weiteren wird die Modellanwendung durch Meßfehler erschwert. Diese Fehler, die besonders in extremen Situationen auftreten, führen zu falschen Vorhersagen. Mit Hilfe von Flußgebietsmodellen lassen sich die Fehler relativ gut erkennen. Dies kann zur Korrektur der Datenfehler bei der Vorhersage genutzt werden.

Das systematische Testen von Off-Line-Vorhersagen erlaubt die Entwicklung von Modellstrukturen, welche sich dem aktuellen System anpassen. Diese Tests ermöglichen die Überprüfung der Wirkungsweise der Vorhersage in kritischen Situationen. Die Untersuchung von Vorhersagen im Off-Line-Betrieb ist auch für andere Zwecke notwendig wie z.B. für die Adaptierung der Vorhersagemodelle bei Systemänderungen oder für das Training von Personal.

Ein allgemeines Problem bei der Untersuchung der Vorhersage ist die Definition ihrer notwendigen Qualität und Effektivität. Obwohl es möglich ist, die Qualität verschiedener Vorhersagemethoden durch Vergleich zu beurteilen, kann deren Effektivität und aktueller Wert nur durch Einbeziehung wirtschaftlicher Überlegungen definiert werden. Für eine brauchbare Feststellung der Vorhersageeffektivität müssen die Vorhersagemethoden in Zusammenhang mit Modellen getestet werden, welche die möglichen Reaktionen auf die Vorhersage und die relevanten Kosten-Nutzen-Relationen beschreiben.

4. Literatur

- <1> Franke, W. 1984: Hydrometeorologische Methoden zur Verbesserung der EKF-Niederschlagsvorhersage für die Anwendung in einem Flussgebietmodell. Beitrag zur XIII. Konferenz der Donauländer über hydrologische Vorhersagen, Bratislava
- <2> Ludwig K., 1982: The program system FGMOD for calculation of runoff processes in river basins. In: Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 23, 1982, S. 25 - 37.
- <3> Ludwig K., 1982: A test of rainfall-runoff-models as elements of flood forecasting models for big rivers. Proceedings of the AWRA International Symposium on Hydrometeorology, Denver

HOCHWASSERABFLUSSVORHERSAGE IN FLUSSGEBIETEN MIT REGELUNGSSYSTEMEN

Am Institut für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover wurden in den letzten Jahren umfangreiche Untersuchungen zur Erstellung von Flussgebietsmödellen für Hochwasseraabflussvorhersagen durchgeführt. Die Untersuchungen erfolgten für folgende Flussgebiete:

Flussgebiet der Leine, Niedersachsen	(5329 km ²)
Flussgebiet des Regen, Bayern	(2876 km ²)
Teileinzugsgebiet des Rhein mit Neckar	(18600 km ²)

Für diese Flussgebiete wurden bei der Entwicklung der Vorhersagemodelle verschiedene räumlich gegliederte Modellstrukturen, unterschiedliche hydrologische Teilmödelle und verschiedene Fehlerkorrekturverfahren, wie die adaptive Optimierung wesentlicher Modellparameter und ARIMA-Modelle, getestet.

Прогнозирование паводков по модели речного бассейна
В институте водного хозяйства, гидрологии и сельскохозяйственной гидротехники при Университете в Ганновере за последние годы провели исследовательские работы по определению применимости модели речного бассейна для прогнозирования речных расходов. В частности были исследованы следующие речные бассейны:

бассейн Лейне, Нижняя Саксония (5329 км ²)
бассейн Реген, Бавария (2876 км ²)
бассейн Рейна (частично) и бассейн Некара (18600 км ²)

Для этих бассейнов во время составления прогнозов были исследованы различные структуры моделей бассейнов, различные гидрологические частичные модели, различные методы определения параметров и адаптации параметров и исправление погрешностей прогнозирования а также возможности разпознавания ошибок при прогнозировании.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 16 ANWENDUNG DER KALMAN-FILTER-
TECHNIK AUF DIE KURZFRISTIGE
ABFLUSSVORHERSAGE

Ihringer, J.

Bratislava 21.-24. august 1984

ANWENDUNG DER KALMAN-FILTER-TECHNIK AUF DIE KURZFRISTIGE
ABFLUSSVORHERSAGE

Dipl.-Ing. Jürgen Ihringer
Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft
Universität Karlsruhe, BRD

1. Einleitung

Anfangs der siebziger Jahre wurde das Kalman Filter als eine neue Methode für die Lösung wasserwirtschaftlicher Vorhersageprobleme vorgestellt. Die ersten Ergebnisse (z.B. in Chao Lin Chiu, 1978; Wood, 1980) zeigen, daß sich bei Anwendung dieses Verfahrens auf die Anpassung von Vorhersagemodellen aus den verschiedensten Problemberichen an das aktuelle Verhalten des betrachteten Systems eine Verbesserung der Vorhersagen erzielen läßt. Die Arbeiten auf dem Gebiet der Abflußvorhersage aus Niederschlägen, die dabei meistens auf der Grundlage eines autoregressiven Modellansatzes basieren, stellen die Wirkungsweise des Verfahrens bei der Vorhersage des Abflusses an einer Pegelstelle eines Gebietes dar. Da sich das Kalman Filter aufgrund seiner mathematischen Formulierung über Matrizengleichungen auch für komplexe Systeme eignet, soll hier für das Einzugsgebiet der Sulm ein Vorhersagmodell vorgestellt werden, mit dem sich an 5 Pegeln gleichzeitig Abflußvorhersagen erstellen lassen.

2. Das Kalman Filter

Das Kalman Filter stellt einen rekursiven Algorithmus dar, mit dem die Zuflüsse eines linearen, dynamischen Systems aus Meßdaten geschätzt werden. Dabei lassen sich sowohl Fehler in den Messungen, als auch Fehler in der Modellformulierung berücksichtigen. Die Anwendung des Filters setzt die Beschreibung des verwendeten Modells im Zustandsraum voraus. Dabei wird die innere Dynamik des Pro-

zesses über folgende Gleichung beschrieben (in diskreter Form):

$$x_{i+1} = \Phi_i \cdot x_i + A_i \cdot u_i + w_i \quad (1)$$

Die Transformation der Zustände x in die meßbaren Größen z erfolgt über die Meßgleichung:

$$z_i = H_i \cdot x_i + v + v_i \quad (2)$$

mit: x : Zustandvektor
 Φ : Zustandsübertragungsmatrix
 u : Steuervektor
 A : Steuereingangsmatrix
 z : Meßvektor
 H : Meßübertragungsmatrix
 w : Vektor der Modellfehler
 v : Vektor der Meßfehler
 v_i : Vektor der mittleren Meßfehler

Die beiden Fehlerterme v , w stellen dabei unkorrelierte weiße Rauschprozesse mit folgenden Eigenschaften dar:

$$E(w_i) = 0 ; E(v_i) = 0 \quad (3)$$

$$E(w_i \cdot w_k^T) = QK_i \cdot \delta_{ik} ; \quad \delta_{ik} = \begin{cases} 1 & i = k \\ 0 & i \neq k \end{cases}$$

$$E(v_i \cdot v_k^T) = RK_i \cdot \delta_{ik} \quad (4)$$

Da die Zustandsgrößen zu jedem Zeitschritt nur eine Schätzung der "wahren" Werte \hat{x} sind, wird zusätzlich die Kovarianzmatrix der Schätzfehler definiert:

$$P_i = E((x_i - \hat{x}_i) \cdot (x_i - \hat{x}_i)^T) \quad (5)$$

Nach Vorgabe von Startwerten für x_0 und P_0 erhält man aus einer Folge von Meßwerten über folgende Rechenschritte Schätzungen für die Zustände x für jeden Zeitschritt i :

1. Vorhersage der Zustände:

$$x_i(-) = \Phi_{i-1} \cdot x_{i-1}(+) + A_{i-1} \cdot u_{i-1} \quad (6)$$

2. Vorhersage der Schätzfehlerkovarianzmatrix:

$$P_i(-) = \Phi_{i-1} \cdot P_{i-1}(+) \cdot \Phi_{i-1}^T + QK_{i-1} \quad (7)$$

3. Berechnung der Gewichtsmatrix

$$K_i = P_i(-) \cdot H_i^T \cdot [H_i \cdot P_i(-) \cdot H_i^T + R K_i]^{-1} \quad (8)$$

4. Vergleich der Meßwerte mit den gerechneten Werten

$$v_i = z_i - H_i \cdot x_i(-) \quad (9)$$

5. Verbesserung der Zustandsvorhersagen

$$x_i(+) = x_i(-) + K_i \cdot v_i \quad (10)$$

6. Verbesserung der Schätzfehlermatrix

$$P_i(+) = (I - K_i H_i) \cdot P_i(-) \cdot (I - K_i H_i)^T + K_i R K_i \cdot K_i^T \quad (11)$$

mit: I : Einheitsmatrix
 $(-)$: vorhergesagter Wert
 $(+)$: verbesselter Wert

3. Niederschlag-Abfluß-Modell der Sulm

Das Einzugsgebiet der Sulm mit einer Gesamtfläche von ca. 120 km² wurde amfangs der siebziger Jahre mit einem Sondermeßnetz ausgestattet, das 22 Regenschreiber und 19 Schreibpegel umfaßt. Aus diesem Datenmaterial wurden 5 Pegel ausgewählt, an denen gleichzeitig der Verlauf von Hochwasserereignissen vorhergesagt werden soll. Das Vorhersagemodell besteht aus einem Niederschlag-Abfluß-Modell, dessen Eingangsgröße der über ein Thiessen-Polygonnetz gemittelte Gebietsniederschlag der einzelnen Teilgebiete (Abb. 1) darstellt. Die Schätzung der abflußwirksamen Anteile des Niederschlages erfolgt über eine nichtlineare Regressionsbeziehung, mit der die Form des Koaxialdiagrammes nachgebildet wird. Durch Anwendung dieser Beziehung für jeden Zeitschritt läßt sich der Verlauf der Effektivniederschläge über das Gesamtereignis berechnen. Die Transformation der Effektivniederschläge in die Direktabflüsse an den einzelnen Pegeln erfolgt über ein Flußgebietmodell, das aus 11 Einzellinienspeichern mit jeweils unterschiedlichen Speicherkonstanten zusammengesetzt ist (Abb. 2). Der Aufbau dieses Modells ist dabei

so gewählt, daß immer 2 hintereinanderliegende Speicher den Abfluß eines Teilgebietes reproduzieren. Für die Modellierung des Basisabflusses wurde die einfache Annahme getroffen, daß der Basisabfluß über das gesamte Ereignis konstant ist und dem Abfluß entspricht, der direkt vor Niederschlagsbeginn gemessen wird. Durch Addition von Direkt- und Basisabfluß erhält man den Gesamtabfluß an den Pegelstellen.

Durch die Wahl des Einzellinearspeichers als Modellbaustein läßt sich das Gesamtmodell in die Zustandsraumdarstellung (Gl. 1 u. 2) überführen. Entsprechend dem Abflussschema aus Abb. 2 ergeben sich folgenden Vektoren:

Zustandsvektor: Abflüsse der Linearspeicher

$$x_i = [Q_1, Q_2, Q_3, \dots, Q_{11}]^T \quad (12)$$

Steuervektor: Effektivniederschläge der Teilgebiete

$$u_i = [N_{213}, N_{743}, N_{821}, N_{019}, N_{027}]^T \quad (13)$$

Meßvektor: Abflüsse an den Pegelstellen

$$z_i = [Q_{213}, Q_{743}, Q_{821}, Q_{019}, Q_{027}]^T \quad (14)$$

mittlere Meßfehler: Basisabfluß an den Pegelstellen

$$\hat{v} = [Q_{B213}, Q_{B743}, Q_{B821}, Q_{B019}, Q_{B027}]^T \quad (15)$$

Mit diesen Vektoren lauten die Systemgleichungen:

Prozeßgleichung:

$$x_{i+1} = \begin{bmatrix} X & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ X & X & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & X & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & X & X & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & X & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & X & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & X & 0 & 0 & 0 & 0 \\ X & X & 0 & 0 & 0 & X & 0 & X & 0 & 0 & 0 \\ X & X & 0 & 0 & 0 & X & 0 & X & X & 0 & 0 \\ X & X & X & X & X & X & X & X & X & X & X \end{bmatrix} \cdot x_i + \begin{bmatrix} Y & 0 & 0 & 0 & 0 \\ Y & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & Y & 0 & 0 & 0 \\ 0 & Y & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & Y & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & Y & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & Y \\ Y & 0 & 0 & Y & 0 \\ Y & 0 & 0 & Y & 0 \\ Y & Y & Y & Y & Y \end{bmatrix} \cdot u_i + w_i \quad (16)$$

Meßgleichung:

$$z_i = \begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \cdot x_i + \hat{v} + v_i \quad (17)$$

Hierin bedeuten "X" und "Y" jeweils einen Faktor, der sich aus folgendem Bildungsgesetz ergibt:

$$x_{ij} = \begin{cases} e^{-at/k_j} & ; \text{ für } i = j \\ e^{-at/k_j} \cdot \prod_{\mu=j+1}^i (1-e^{-at/k_\mu}) & ; \text{ für } i > j \end{cases} \quad (18)$$

$$Y_{ik} = \prod_{\mu=1}^i (1-e^{-at/k_\mu}) \quad (19)$$

Das Vorhersagemodell besteht somit aus 11 Zustandsgrößen (Abflüsse der Linearspeicher), 5 Steuergrößen (Niederschläge) und 5 Meßgrößen (Abflüsse der Pegel). Die beiden Systemmatrizen Φ und Λ , die das Abflusverhalten des Gebietes beschreiben, werden als zeitlich konstant angenommen. Die Berechnung dieser Matrizen erfolgt über die mittleren Speicherkonstanten, die sich durch eine kleinste Quadrate-Anpassung des Modells an 15 gemessene Hochwassereignisse ergeben. Die Abweichungen zwischen den gemessenen und mit mittleren Speicherkonstanten berechneten Abflüssen werden für die Aufstellung der Modellfehlermatrix QK verwendet. Die Varianzen der Meßfehler RK ergeben sich aus der Annahme, daß jeder Meßwert mit einem Fehler von $\pm 1\%$ behaftet ist.

Durch wiederholte Anwendung der Gl. 6 bis 11 läßt sich nun für jeden Zeitschritt das Abflusmodell an den aktuellen Systemzustand anpassen. Die Vorhersage der zukünftigen Werte erfolgt über Gl. 16.

4. Ergebnisse für das Hochwassereignis vom Mai 1978

Exemplarisch werden die Ergebnisse des Vorhersagemodelles für das

Hochwasserereignis vom Mai 1978, das entlang des gesamten Sulmlaufes zu großen Überflutungen geführt hat, dargestellt. Abb. 3 zeigt einen Vergleich zwischen den gemessenen und um 1 Zeitschritt ($\Delta t=0.5\text{h}$) vorhergesagten Abflüssen für die 5 Pegel des Einzugsgebietes. Hieraus zeigt sich, daß die Vorhersage über einen Zeitschritt recht gute Ergebnisse liefert, obwohl die Abflüsse trotz der großen Ausuferungen mit dem mittleren Abflußverhalten berechnet sind. Um nun die Auswirkungen der Kalman-Filter-Anpassung auf größere Vorhersageintervalle beurteilen zu können, wurde in Abb. 4 die Standardabweichung des Vorhersagefehlers für verschiedene Berechnungsvarianten als Funktion der Anzahl der Vorhersageschritte aufgetragen. Man kann erkennen, daß die Kalman-Filter-Anpassung bei diesem Ereignis auch bei unbekanntem zukünftigen Verlauf der Niederschläge eine Verbesserung über ca. 4 Stunden gegenüber einer Vorhersage mit dem rein deterministischen Modell und bekannten Niederschlägen bewirkt.

5. Literaturverzeichnis

- Brammer/Siffling, 1975: "Kalman-Bucy-Filter", Oldenbourg Verlag München, Wien.
- Chao Lin Chiu, (Hrsg.), 1978: "AGU Chapman Conference on Application of Kalman Filtering Theory and Techniques to Hydrology, Hydraulics and Water Resources", Dep. of Civil Eng., Univ. of Pittsburgh, Pittsburgh.
- Gelb, A., (Hrsg.), 1974: "Applied Optimal Estimation", MIT Press, Cambridge, Massachusetts.
- Kalman, R.E., 1960: "A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems", Journ. of Basic Engineering, Trans. of the ASME, March.
- Wood, E., (Hrsg.), 1980: "Real-Time Forecasting/Control of Water Resources Systems", Selected Papers from an IIASA-Workshop, October 1976, Pergamon Press, Oxford.



Abb. 1: Einzugsgebiet der Sulm.

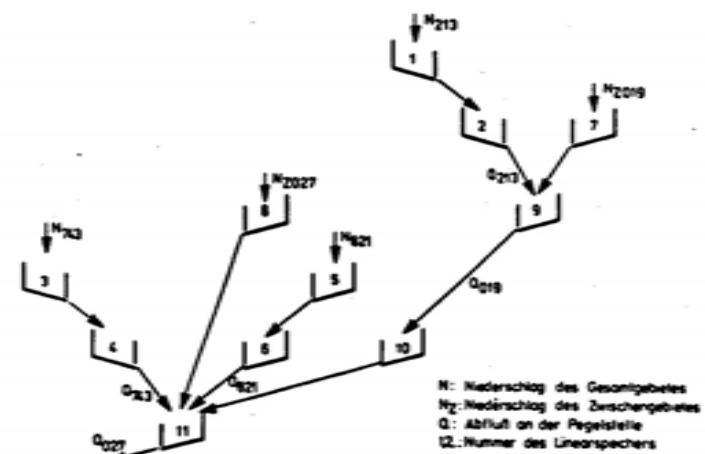


Abb. 2: Ablaufmodell der Sulm

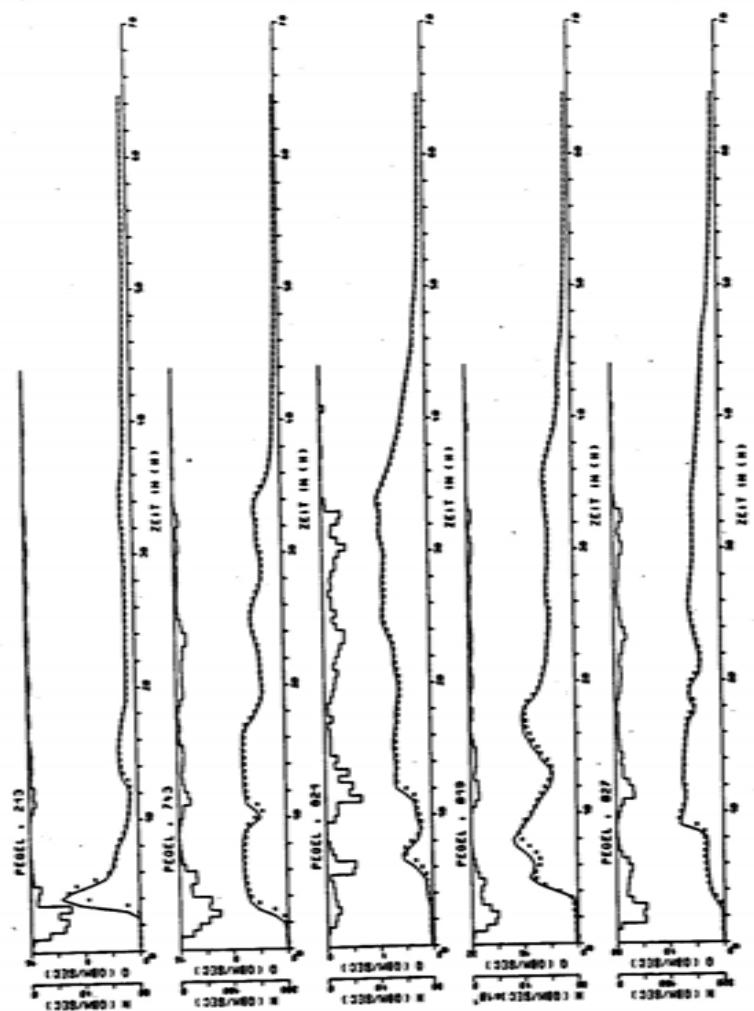


Abb. 3: Vergleich der Vorhersagewerte über 1 Zeitschritt mit der gemessenen Abflussganglinie vom Mai 1978.

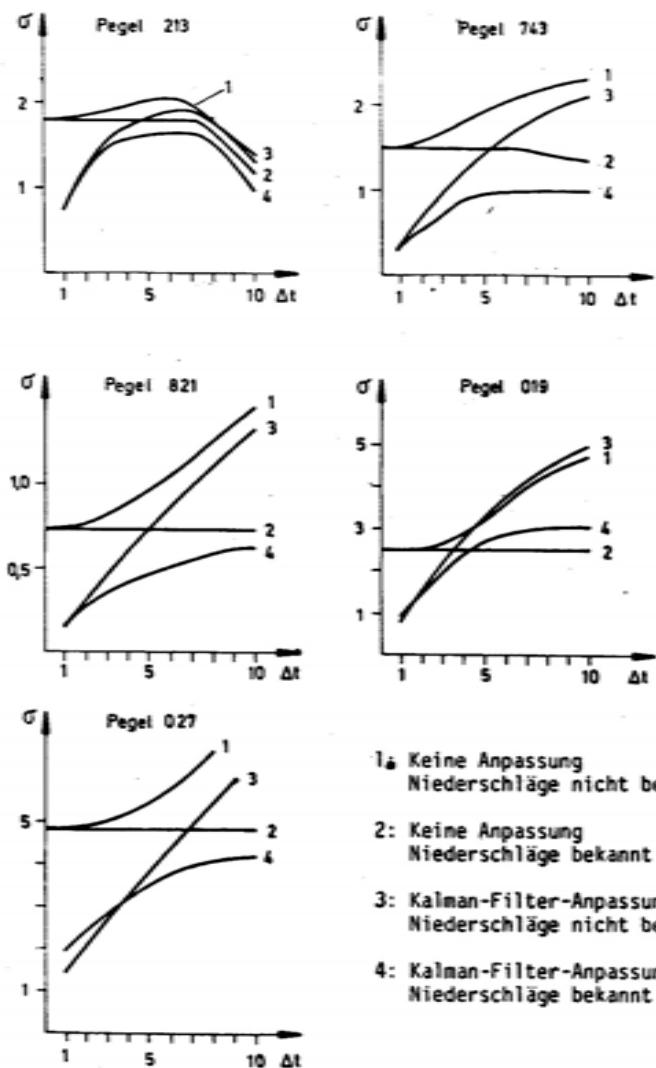


Abb. 4: Verlauf der Standardabweichung des Vorhersagefehlers in Abhängigkeit von der Anzahl der Vorhersageschritte.

- 1: Keine Anpassung
Niederschläge nicht bekannt
- 2: Keine Anpassung
Niederschläge bekannt
- 3: Kalman-Filter-Anpassung
Niederschläge nicht bekannt
- 4: Kalman-Filter-Anpassung
Niederschläge bekannt

ANWENDUNG DER KALMAN-FILTER-TECHNIK AUF DIE KURZFRISTIGE
ABFLUSSVORHERSAGE

Die Anwendung der Kalman-Filter-Technik auf die kurzfristige Abflussvorhersagen wurde in den vergangenen Jahren häufig diskutiert. Viele Autoren zeigen, wie im Laufe einer Hochwassermasse durch eine Kalman-Filter-Anpassung der Systemzustände eines Niederschlag-Abflussmodells die Abflussvorhersagen verbessert werden können. Die meisten dieser Arbeiten basieren auf einem autoregressiven Modellsatz, der einen Vorhersagepegel als Ausgangsgröße besitzt. In der vorliegenden Studie wird gezeigt, wie das Kalman-Filter auch auf ein komplexeres Niederschlag-Abflussmodell anwendbar ist. Auf der Grundlage eines Linearspeichermodells für das Einzugsgebiet der Sulm werden an 5 Pegeln gleichzeitig Abflussvorhersagen erstellt. Dabei werden über Messungen während eines Ereignisses die Abflüsse der Einzelspeicher an den aktuellen Abflusszustand angepaßt.

Применение фильтровой техники Кальмана для краткосрочного
прогнозирования расходов воды

За последнее время применение фильтровой техники Кальмана очень часто является предметом дискуссии. Многие из авторов доказывают, что при помощи приспособления системных условий модели "осадки - расходы" фильтром Кальмана можно уточнить прогнозы расходов воды во время прохождения паводковой волны. Большинство этих работ основано на авторегрессионной структуре модели, выходной величиной которой является данные прогностического водомерного поста. В данной работе доказывается, что фильтр Кальмана можно употреблять и для более комплексной модели "осадки - расходы". На основе линеарной модели памяти представляется возможным, для бассейна реки Сульм, составлять прогнозы расходов воды одновременно для 5 водомерных постов. При измерении одного "события", расходы воды в отдельных "памятных" устройствах можно согласовывать с актуальными условиями.

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 17

ЧИСЛЕННЫЙ АНАЛИЗ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ И УСТОЙЧИВОСТИ ПАРАМЕТРОВ ДИСКРЕТНОЙ ЛИНЕЙНОЙ МОДЕЛИ КАСКАДА

Ирита, Л. - Селлеши-Надь, А. -
Шухободский, А.В.

2 - 17 - 1

ЧИСЛЕННЫЙ АНАЛИЗ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ И УСТОЙЧИВОСТИ ПАРАМЕТРОВ ДИСКРЕТНОЙ ЛИНЕЙНОЙ МОДЕЛИ КАСКАДА

Ласло Ирита*, Андраш Селлеши-Надь*, А.В. Шухободский**

*Научно-исследовательский центр водного хозяйства, Будапешт

**Государственный гидрологический институт, Ленинград

Оценка параметров прогностических моделей является одной из самых критических задач применения оперативных гидрологических моделей. Это обусловлено двумя причинами:

- применением различных целевых функций, оцениваемых по разному эффективности моделей; оптимизация параметров может привести к различным значениям параметров, т.е. эффективность модели может зависеть от выбора целевой функции;

- неустойчивость значений параметров существенно затрудняет расчеты прогнозирования, так как одновременно надо оценивать параметры и состояние модели; это приводит к труднорешаемой нелинейной задаче [3] или к необходимости разработки дополнительной модели для расчета и прогнозирования изменений параметров.

В связи с указанными трудностями целесообразно применять такие прогностические модели, которые имеют структуру, при которой оцениваемые параметры не зависят от выбора целевой функции и параметры модели стабильны во времени. В этом случае нет необходимости постоянного возобновления актуальных значений параметров.

Целью настоящей работы является численный анализ параметров дискретной линейной модели каскада (ДЛМК) для определения чувствительности параметров в зависимости от выбора целевой функции и стабильности (устойчивости) параметров во времени. ДЛМК оперативно используется в практике Бюро

прогнозов ВИТУКИ. Сведения об опыте применения ДЛМК приведены в работе [1].

В нашем докладе не рассматривается влияние изменений параметров на внутреннее состояние модели. Этой проблеме для случая непрерывных каскадов посвящены работы [7], [8] и [9]. Анализ чувствительности параметров уравнения Сэн-Бенана, являющегося основой всех моделей каскадов приведен в работе [6]. Общие вопросы анализа чувствительности рассмотрены в работе [5].

Наши расчеты были проделаны для реки Дуная на участке Дунаремете-Мохач, на котором не учитывалась величина бокового притока. Последнее обстоятельство не снижает общности анализа, т.к. исследование можно проводить одновременно на сети водотоков, но в этом случае машинное время резко возрастет, а результаты работы останутся прежними.

1. Дискретная линейная модель каскада (ДЛМК)

ДЛМК является дискретной адекватной аналогией непрерывной модели каскада Калинина-Милюкова-Нема, которая является первым приближением описания неуставновившегося движения воды [11, 12]. Уравнения состояния и выхода модели следующие:

$$x_{t+\Delta t} = \Phi(\Delta t)x_t + \Gamma(\Delta t)u_t \quad (1)$$

$$y_t = Bx_t \quad (2)$$

$$\text{где } [\Phi(\Delta t)]_{ij} = \begin{cases} (k\Delta t)^{i-j} & (1-j)! e^{-k\Delta t}, i \geq j \\ 0 & , i < j \end{cases} \quad (3)$$

матрица перехода состояний с размером $n \times n$,
 n - число характерных участков (элементарных линейных резервуаров); $k=1/K$, K - среднее значение времени добегания

(коэффициент зарегулированности) на характерных участках;

$$[\Gamma(\Delta t)]_i = (1 - e^{-k\Delta t}) \sum_{j=0}^{i-1} \frac{(k\Delta t)^j}{j!} / k \quad (4)$$

общий элемент вектора - столбца входа - перехода состояния с размером n ; $x(\cdot)$ - вектор состояния, которое обозначает зарегулированность характерных участков; $u(\cdot)$ - вход в каскад; $y(\cdot)$ - выход из каскада, которое можно получить умножением вектора состояния x на вектор выхода

$$u = [0, 0, \dots, k] \quad (5)$$

В указанных уравнениях Δt является интервалом времени расчета. Таким образом, ДЛМК, описываемая уравнениями (1) - (5), является двухпараметрической моделью. Исходя из физической основы модели, среднее значение времени добегания между верхним и нижним створами может быть вычислено как произведение $n \cdot K$.

2. Чувствительность модели при оптимальных значениях параметров

Первым этапом при практическом применении ДЛМК является определение значений параметров n и K . Для идентификации параметров необходимо иметь метод оптимизации и критерий точности (целевую функцию), который оценивает ошибки модели. Целью оптимизации является минимизация величины выбранного критерия.

Для идентификации гидрологических моделей имеется много методов оптимизации. В работах [2, 4] представлены некоторые из них. В наших исследованиях использовался метод узловой оптимизации, который при двух параметрах работает достаточно быстро [6].

При исследовании чувствительности параметров использовались следующие критерии:

Алгебраическая сумма ошибок:

$$J_1 = \sum_{t=1}^n (\hat{y}_t - y_t) + \min_{(n,k)} \quad (6)$$

где y_t - наблюденные расходы, \hat{y}_t - рассчитанные по модели ДЛМК расходы. Общее число членов обоих рядов - n .

Сумма абсолютных значений ошибок:

$$J_2 = \sum_{t=1}^n |\hat{y}_t - y_t| + \min_{(n,k)} \quad (7)$$

Сумма квадратичных ошибок:

$$J_3 = \sum_{t=1}^n (\hat{y}_t - y_t)^2 + \min_{(n,k)} \quad (8)$$

Сумма взвешенных квадратичных ошибок:

$$J_4 = \sum_{t=1}^n (\hat{y}_t - y_t)^2 y_t + \min_{(n,k)} \quad (9)$$

Корреляционный индекс:

$$J_5 = \sqrt{1 - \frac{\sum_{t=1}^n (\hat{y}_t - \bar{y})^2}{\sum_{t=1}^n (y_t - \bar{y})^2}} + \min_{(n,k)} \quad (10)$$

где \bar{y} - среднее значение ряда наблюдаемых расходов.

Индекс сравнения паводков:

$$J_6 = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^n (\hat{y}_t - y_t)^2}{n}} + \min_{(n,k)} \quad (11)$$

На рисунке 1 показаны изменения значений целевых функций. Практически для всех целевых функций (за исключением критерия J_1) были получены те же оптимальные значения параметров: $n=3$, $K=1,30$.

3. Исследование устойчивости параметров

Изменчивость или устойчивость параметров для ДЛМК во времени исследовалась следующим образом: ряды расходов рассматриваемого участка реки Дунай были разделены на полугодия. Для этих полугодий определялись оптимальные значения n и K , а также $n \cdot K$, при оптимальных значениях параметров производилась оценка по критерию J_6 . Средние значения параметров, полученные за 25 и 30 лет, отличаются мало: $\Delta n=1,87\%$, $\Delta K=1,86\%$ и $\Delta(n \cdot K)=0,33\%$. Удлинение ряда, принимаемого во внимание в расчетах, не повлияло на точность результатов.

На основании расчетов можно также сделать вывод, что точность расчета паводка не зависит от его величины.

Хотя параметры модели устойчивы, их величина может колебаться в зависимости от длины периода калибровки.

Оптимальный промежуток времени определяется следующим образом: трансформацию паводков осуществляли для полугодий с оптимальными параметрами, которые оценивались на рядах рас-

ходов с различной длиной.

Увеличивая длину ряда при калибровке параметров величина критерия J_3 постепенно уменьшалась - приблизительно на половину своей исходной величины -, затем опять увеличивалась. В преобладающем большинстве случаев минимальное значение критерия J_3 было достигнуто с длиной ряда калибровки около 4 месяцев [10].

4. Оценка чувствительности модели при искаженных параметрах

Исследован был также вопрос: как меняется сумма среднеквадратичной ошибки, если значения параметров отличаются от оптимальных. При постоянном - в данном случае оптимальном - значении ранга модели ($n=2$) искажалось значение оптимума K с шагом 10%. При искажении K на 20% сумма среднеквадратичной ошибки увеличивается только на 6%. Если изменяли значение параметра n с 2 на 3, тогда с искажением K значение J_3 быстро увеличивалось (см. рис. 1). Этот факт подтверждает, что ДЛМК более чувствительна к рангу модели n , чем к коэффициенту зарегулированности K .

5. Выводы

Задачей данной работы является исследование чувствительности параметров в зависимости от выбора целевой функции, а также анализ устойчивости параметров двухпараметрической дискретной линейной модели каскада. Был проведен анализ чувствительности модели путем численных экспериментов. Для пяти целевых функций оптимальные значения параметров оказались одинаковыми. Численный анализ показал, что число характерных участков n устойчиво, а среднее время добегания K колеблется в более широких пределах.

Точность трансформации паводков не зависит от величины паводка. Модель более чувствительна к рангу модели n , чем к

коэффициенту зарегулированности K . Оптимальный параметр калибровки равен 4 месяцам.

Благодаря устойчивости параметров, ДЛМК не требует перекалибровки в процессе оперативного использования модели.

Литература

1. BARTHA P., SZÖLLÖSI-NAGY A., HARKÁNYI K.: Hidrológiai adatgyűjtő és előrejelző rendszer. A Duna. Vizügyi Közlemények, LXV. évfolyam, 1983. 3. füzet.
2. CLARKE, R.T.: A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. Journal of Hydrology, 19, 1973.
3. EYKHOFF, P.: Systems Identification. John Wiley, New York, 1975.
4. JACKSON, D.R., ARON, G.: Parameter estimation in hydrology of the art, Water Resources Bulletin 7, 3, 1971.
5. GANOLIS, J., KOUTITAS, C.: Sensitivity of flood wave propagation model to errors in friction coefficient estimation. IAHR Symp. River Engineering and its Interaction with Hydrological and Hydraulic Research, Belgrád, 1980.
6. HARKÁNYI K.: Közvetlen optimalizáló eljárás hidrológiai előrejelző modellek paramétereinek gyors meghatározásához. Vizügyi Közlemények, LXIV. évfolyam, 1982. 4. füzet.
7. KUDZEWICZ, Z.: Sensitivity of conceptual flood routing models with respect to system changes. IAHR Symp. River Engineering and its Interaction with Hydrological and Hydraulic Research, Belgrád, 1980.

8. McCUEN, R.H.: The role of sensitivity analysis in hydrologic modeling, Journal of Hydrology, 18, 1973.
9. NOVÁK, J., URBAN, J.: Vliv parametru Nashova modelu na polohu vrcholu okamžikového hydrogramu, Vodohospodársky Casopis, 23, 4-5. 1975.
10. SUHOBODSKIJ, A.B.: Channel routing by the discrete cascade model. Closing paper. International Post-grad. Course on Hydrology, VITUKI, Budapest, 1983.
11. SZÖLLÖSI-NAGY A.: A kinematikus hullám és a Kalinyin-Miljukov-Nash modell ekvivalenciája, Vízügyi Közlemények LXIV. évfolyam, 1982. 1. füzet.
12. SZÖLLÖSI-NAGY A.: A folytonos Nash-kaszkád adekvát diszkretizálása, Hidrológiai Közlöny, 1983.
13. TOMOVIC, R., VUKOBRATOVIC, M.: General Sensitivity Theory, American Elsevier, New York, 1972.

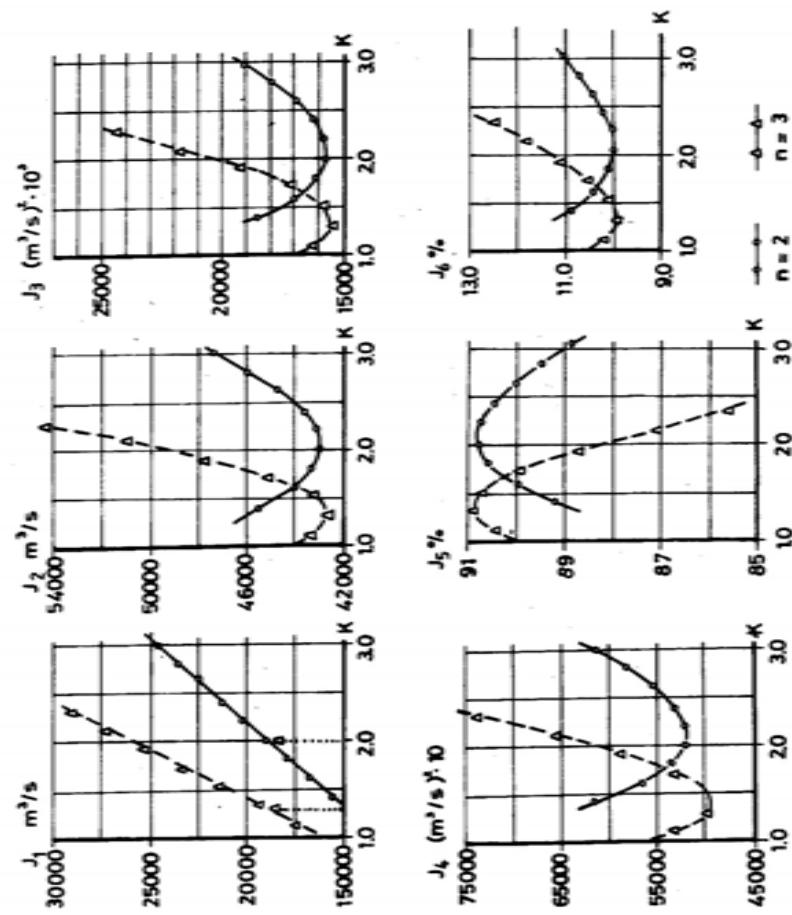


Рис. 1. Зависимости значений целевых функций от величины параметров n и K

критерий J_1 не работает

Численный анализ чувствительности и устойчивости параметров
дискретной линейной модели каскада

Целью настоящей работы являлось исследование чувствительности дискретной линейной модели каскада (ДЛМК) при различных принятых критериях, а также устойчивости параметров. ДЛМК представляет собой детерминистическую часть структурной стохастической модели речного стока, работающей в реальном времени и используемой в оперативной практике.

При анализе были использованы критерии, представленные уравнениями (6)-(11). Чувствительность параметров исследовалась путем численных экспериментов. Оптимальные значения параметров оказались практически одинаковы при различных принятых целевых функциях, что указывает на "робастность" модели. С другой стороны, при целевой функции, описывающей среднеквадратичные отклонения, модель более чувствительна к изменению n и менее чувствительна к K (рис. 1). Показано, что параметры устойчивы во времени и, следовательно, при использовании модели в оперативной практике в режиме реального времени не требуется производить перекалибровку параметров.

Numerische Empfindlichkeits- und Stabilitätsanalyse der Parameter des diskreten linearen Kaskadenmodells

Der Zweck des vorliegenden Aufsatzes ist eine Empfindlichkeitsanalyse des diskreten linearen Kaskadenmodells (DLKM), unter Berücksichtigung verschiedener Gütekriterien, durchzuführen und die Stabilität der Parameter zu untersuchen. Das DLKM stellt den deterministischen Teil eines operativ angewandten strukturiert-stochastischen Echtzeit-Abflussmodells dar.

Die Analyse basierte auf den Gütekriterium (6) bis (11). Die endlichen Sensitivitätsanalysen wurden über numerische Simulation durchgeführt. Unabhängig von dem jeweils angewandten Gütekriterium ergaben sich in jedem Fall praktisch dieselben optimierten Parameterwerte, was für die Robustizität des DLKM zeugt. Andererseits sind die quadratischen Fehler empfindlicher gegenüber den Veränderungen in n als gegenüber denjenigen in K (Bild 1). Die Parameter erwiesen sich als zeit-unabhängig, so daß das Modell in der operativen Anwendung keine Echtzeit-Nachführung benötigt.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 18

ВЛИЯНИЕ СПОСОВОВ ТАРИРОВАНИЯ
НЕЛИНЕЙНОЙ МОДЕЛИ МАНС-II НА
КАЧЕСТВО ПРОГНОЗОВ

Янкович, Д. - Станич, М.

ВЛИЯНИЕ СПОСОВОВ ТАРИРОВАНИЯ НЕЛИНЕЙНОЙ МОДЕЛИ МАНС-II НА
КАЧЕСТВО ПРОГНОЗОВ

Драган Янкович

Мицун Станич

Гидрометеорологический институт СР Сербии

I. Введение

Нелинейная прогностическая модель МАНС-II представлена выражением

$$Q_{l+1} = \alpha(Q_l) Q'_l + \beta(Q_l) Q_l + \sum_{j=1}^n \mu_j(Q_l) P_{l-j+1} \quad /1/$$

в котором Q_l , Q_{l+1} - расходы воды в замыкающем створе участка реки в текущем и последующем интервалах времени, Q'_l - расход воды во входном створе участка в текущий интервал времени, P_{l-j+1} - осадки в текущем и предшествующем интервалах времени, а $\alpha(Q)$, $\beta(Q)$ и $\mu(Q)$ - нелинейные функции расхода воды в замыкающем створе участка. Тарирование нелинейных зависимостей $\alpha(Q)$, $\beta(Q)$ и $\mu(Q)$ предложено производить /Янкович, 1981; Анджелич и Янкович, 1982 и Янкович и Клем, 1983/ пофазно: сначала определяются $\alpha(Q)$ и $\beta(Q)$, по выбранным гидрографам из идентификационного периода, а затем вычисляются прогнозы без учета осадков, и отклонения прогнозированных от наблюденных значений расходов воды и, наконец, по данным об осадках и отклонениях определяются зависимости $\mu_j(Q)$. Зависимости $\alpha(Q)$, $\beta(Q)$ и $\mu_j(Q)$ определяют вычислением их значений для определенного числа интервалов ΔQ по постоянной ширине, а затем по вычисленным точкам проводят гладкие кривые, которые потом задаются в табличной форме.

Здесь анализирован и другой способ, по которому тари-

рование зависимостей $\alpha(Q)$, $\beta(Q)$ и $\gamma(Q)$ производится одновременно, используя все данные из тарировочного периода, в отличие от первого способа, где тарирование зависимостей $\alpha(Q)$ и $\beta(Q)$ производится по выбранным гидрографам. Второй способ гораздо удобнее, потому что большей частью проводится на ЭВМ. Кроме того, вычисление значений $\alpha(Q)$, $\beta(Q)$ и $\gamma(Q)$ выполняется по интервалам различной ширины, в зависимости от числа данных, попадающих в конкретный интервал. На основе вычисленных значений $\alpha(Q)$, $\beta(Q)$ и $\gamma(Q)$, по отдельным интервалам ΔQ , проводятся гладкие кривые этих зависимостей, которые для применения модели, как и для первого способа, задаются в табличной форме.

В настоящей работе рассмотрены результаты тарирования нелинейных зависимостей модели МАНС-II по описанным выше двум способам и анализированы оценки качества модели для тарировочного и проверочного периодов. Целью работы является исследование возможностей дальнейшего улучшения модели и выбора наиболее подходящего варианта тарирования нелинейных зависимостей.

2. Анализ результатов тарирования

На рис. I представлены графики нелинейных зависимостей $\gamma(Q)$, определенные двумя описанными способами для участка р.В.Моравы между профилами водомерных постов Багрдан /входной/ и Любичевский мост /выходной/. Средние осадки для части водосбора, заключенной между этими профилиами, определялись по данным метеостанций Чуприя и Смедеревска Паланка. Использованы данные о расходах и осадках /суточных/ для периода 01.01.1965 - 31.12.1971г. /период тарирования модели/. Как видно из рисунков, зависимости $\alpha(Q)$ и $\beta(Q)$, определенные по первому способу, заключены в границах от нуля до единицы и симметричны по отношению к значе-

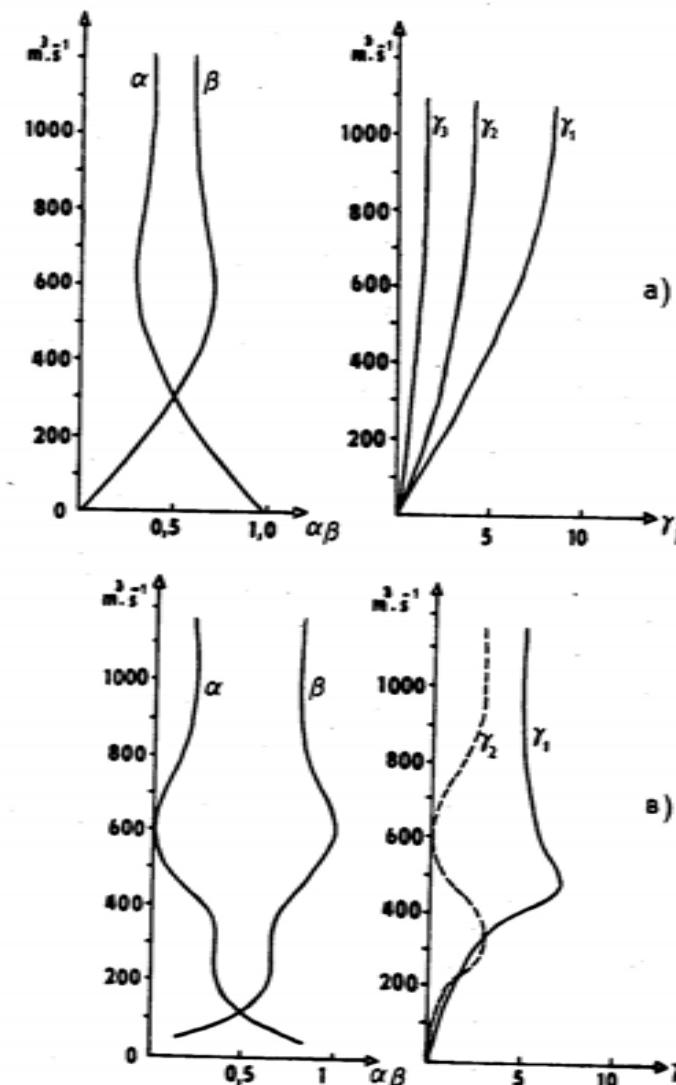


Рис. I. Нелинейные зависимости, определенные: а/ по первому, в/ по второму способу тарирования

но $\alpha(Q) = \beta(Q) = 0,5$, т.е. дополняются до единицы, что соответствует результатам, которые дал Янкович /1972/, где показано, что для любого значения $Q = \text{const.}$, значения этих зависимостей удовлетворяют выражениям

$$\alpha(Q) = 1 - \beta(Q) \quad \text{и} \quad \beta(Q) = e^{-\frac{At}{T}} \quad /2/$$

где At - интервал дискретизации и T - среднее время добегания на рассматриваемом участке /при $At < T$ /.

При совместном определении зависимостей $\alpha(Q)$, $\beta(Q)$ и $\gamma_j(Q)$, первые две несколько отличаются от полученных по первому способу. Для отдельных интервалов получаются иногда и значения, выходящие за пределы интервала 0-1, т.е. не всегда удовлетворяют условиям /2/.

Зависимости $\gamma_j(Q)$, определенные этими двумя способами, значительно отличаются между собой как по форме, так и по числу самих зависимостей. В первом случае значительным оказывается влияние осадков, выпавших за три дня до прогнозированного расхода, а в другом - за два дня.

Исходя из того факта, что первые два члена на правой стороне выражения /1/ определяют движение и распластывание паводочной волны на участке реки, а члены под знаком суммы - влияние поверхностного стока с части бассейна, принадлежащей этому участку, первый способ тарирования зависимостей имеет принципиальные преимущества. Дело в том, что в процессе тарирования выбираются только те паводки, для которых влияние поверхностного стока рассматриваемой части бассейна незначительно /осадки небольшие или их не существует/. В этом случае зависимости $\alpha(Q)$ и $\beta(Q)$ определяют только процесс распластывания паводковой волны на участке реки, а в другом способе тарирования этого нельзя утверждать.

Для оценки качества модели, в период тарирования, вычислены значения стандартной ошибки прогнозов

$$\sigma_A = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n (\Delta Q_j)^2} \quad /3/$$

где $\Delta Q_j = Q_j \text{ наб.} - Q_j \text{ прог.}$ и показатели качества модели

$$\eta = \sqrt{1 - \left(\frac{\sigma_A}{S}\right)^2}$$

где S - стандартное изменение расхода воды за период заблаговременности. Вычислены также максимальные отклонения прогнозированных от наблюденных значений /положительное $\max \delta^+$ и $\max \delta^-$ / . Эти оценки для тарировочного периода и для обоих способов представлены в таблице I

Таблица I

способ тарирования	σ_A (mm)	$\max \delta^+$	$\max \delta^-$	η
первый	37,6	417	-403	0,79
второй	35,9	417	-376	0,81

На основании этих показателей можно заключить, что для периода тарирования второй способ дает несколько лучшие результаты.

3. Анализ результатов проверки модели

Для проверки модели выбран период наблюдений с 01.01.1975 по 31.12.1977 год. Для этого периода также вычислены показатели качества модели для обоих способов выявления нелинейных зависимостей. Значения этих показателей даются в таблице 2.

Как видно из этой таблицы, для проверочного периода получаются лучшие результаты при использовании первого способа выявления зависимостей.

Таблица 2

способ тарирования	σ_A	$\max \delta^+$	$\max \delta^-$	η
первый	32,5	228	-232	0,80
второй	33,5	308	-260	0,78

2 - 18 - 6

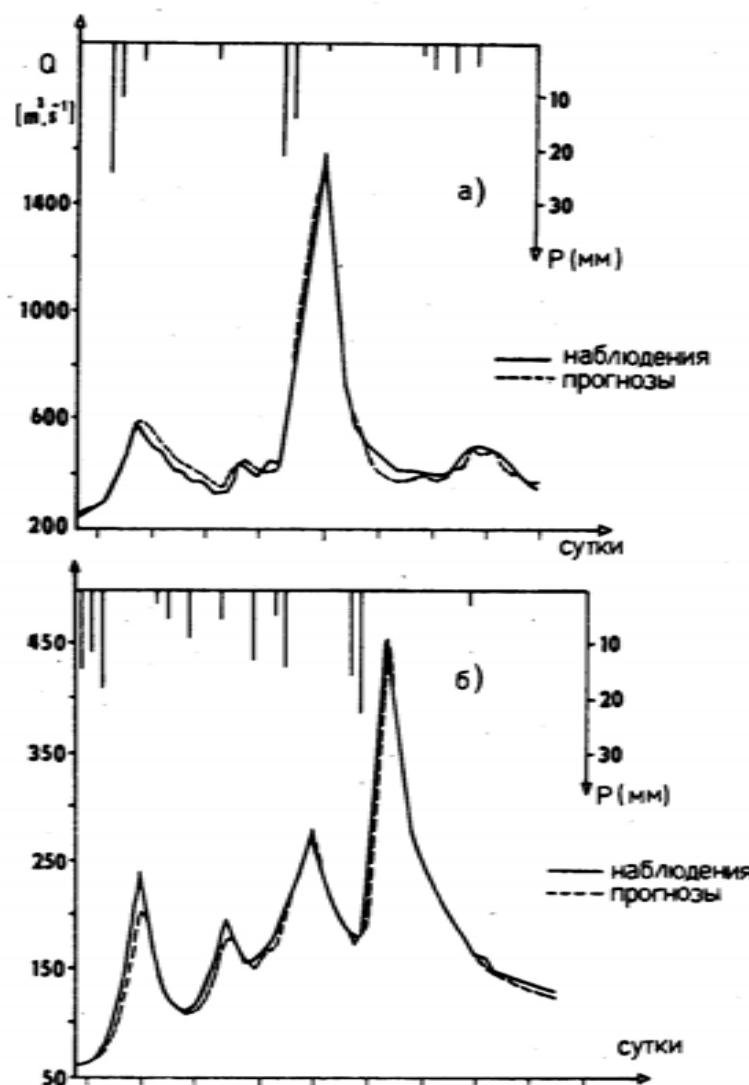


Рис.2. Сопоставленные наблюденные и прогнозированные гидрографы за период тарирования /а/ и проверки /б/

Сопоставлением данных из таблиц I и 2 замечается значительное убывание значений для проверочного периода, что можно считать последствием специфиности данных в этом периоде. Постоянность же оценок показателя качества модели

говорит о ее стабильности, причем она более выражена для первого способа выявления зависимостей.

На рис. 2 показаны гидрографы наблюденных и прогнозированных значений /с заблаговременностью в один сутки/ для в.п. Любичевский мост по модели, чьи зависимости тарированы по второму способу.

4. Заключение

Анализом результатов тарирования и проверки нелинейных зависимостей модели МАНС-II, полученных по двум описанным способам, показано, что способ отдельного тарирования зависимостей имеет некоторые принципиальные и практические преимущества по отношению к способу совместного определения этих зависимостей. Имея в виду степень отличия показателей качества модели, для этих двух подходов тарирования ее зависимостей, можно оба способа считать удовлетворительными, причем второй способ удобнее для практического применения.

Литература

1. Анджелич М. и Янкович Д. Результаты применения двух прогностических моделей на реке В.Мораве, XI конференция придунайских стран по гидрологическим прогнозам. Бухарест, 1982г.
2. Janković D. Proračun transformacije poplavnog talasa jednačinom veze korenspodentnih proticaja, Vodoprivreda br. 17-18, Beograd 1973.
3. Janković D. Adaptivni model rečnog oticanja, Vodoprivreda br.74, Beograd 1981.
4. Janković D., Klem M. Nelinearni model rečnog oticanja MANS-II, Vodoprivreda br. 85, Beograd 1983. јод.

ВЛИЯНИЕ СПОСОБОВ ТАРИРОВАНИЯ НЕЛИНЕЙНОЙ МОДЕЛИ МАНС-II НА КАЧЕСТВО ПРОГНОЗОВ

В настоящей работе рассматриваются два способа тарирования нелинейных зависимостей в модели МАНС-II и их влияние на качество прогнозов расходов воды на примере участка реки В.Моравы между в.п. Багдан и в.п. Любичевски мост. Рассматриваемые способы значительно отличаются между собой особенно по отношению к объему работы. Первый из них требует значительные операции без использования ЭВМ, а другой почти полностью автоматизирован.

Дается краткое описание способов, результаты тарирования и проверки моделей и рекомендации для их применения.

Beeinflussung des Kalibrierungsverfahren des nichtlinearen Modell " Mans - II" an die Wasserprognosegüte

In diesem Bericht darstellt man zwei Kalibrierungsverfahren der nichtlinearen Abhängigkeit in dem Modell " Mans-II" und ihre Beeinflussung an die Abflussprognosegüte auf dem konkreten Beispiel an dem Fluss Velika Morava am Abschnitt zwischen ~~regeln~~ Bagrdan und Ljubičevski Most. Diese zwei Verfahren unterscheiden sich gegenseitig, besonders nach dem Umfang der Arbeit. Das erste erfordert umfangreiche Operationen ohne Rechnergebrauch, das zweite ist bald vollständig automatisiert.

In diesem Bericht beschreibt man die beide Verfahren, die Ergebnisse der Kalibrierung und der Prüfung, sowie die Empfehlung für ihre Anwendung.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 19

ZUR PROBLEMATIK VON
HYDROSYNOPTISCHEN VORHERSAGEN
AUF DEM GEBIET DER ČSR

Kakos, V.

ZUR PROBLEMATIK VON HYDROSYNOPTISCHEN VORHERSAGEN AUF
DEM GEBIET DER ČSR

Vilibald Kakos, Dipl.-Phys.
Tschechisches Hydrometeorologisches Institut, ČHMÚ,
Praha

EINLEITUNG

Die gegenwärtigen Methoden von hydrologischen Vorhersagen ermöglichen infolge der verhältnismässig kurzen Flüsse auf dem Gebiet der ČSR nicht, deren Zeitvorsprung zu verlängern. Deshalb werden in die Praxis allmähhlich hydrosynoptische Vorhersagen eingeführt, die in die interdisziplinäre Problematik der Meteorologie und der Hydrologie gehören. Es geht dabei aus bisher nur in einigen Publikationen veröffentlichten Erkenntnissen hervor, so dass Erfahrungen und Intuition einzelner Hydrometeorologen im Hydroprognosendienst noch lange zu grunde liegen werden.

Von dem Standpunkt der Hochwasserentstehung hat außerhalb der ganzen Reihe anderer meteorologischer Elemente die quantitative Vorhersage von Niederschlägen die grösste Bedeutung, die in komplizierten Zirkulations- und orographischen Bedingungen Mitteleuropas bis jetzt wenig erfolgreich ist, wie z.B. die Bewertung von auf 1 bis 3 Tage nach vorn /1/ herausgegebenen quantitativen Vorhersagen bestätigte. Deshalb wird dieser unangenehme Umstand in hydrosynoptischen Vorhersagen auf einige Tage nach vorn dadurch umgehen, dass den Gegenstand der Untersuchung direkt die zeitlich räumliche Niederschlagsverteilung nicht bildet, sondern nur bestimmte Wetterlagen, bei denen mit grosser Wahrscheinlichkeit intensivere Niederschläge ausfallen. Es handelt sich um Zeitintervalle im Bereich von einigen Stunden bis auf einige Tage. Die

Vorhersage dieser Wetterlagen wird in letzter Zeit bis auf 6 Tage nach vorn durchgeführt.

Die hydrosynoptische Vorhersage des Hochwassers mit Vorsprung einiger Tage bleibt auch weiterhin sehr unsicher, so dass es besser wäre, eher eine Abschätzung oder Möglichkeit der Entstehung als eine Vorhersage zu besprechen.

Aber auch der scheinbar triviale Inhalt der Information, die meistens durch langjährige Erfahrungen des Hydrometeorologen unterlegt ist, dass es nicht möglich ist, während der nächstfolgenden Woche beinahe mit Sicherheit wesentlichere Änderungen zu erwarten, z.B. Eisescheinungen, Abflüsse und um so eher dann Hochwässer, trägt zweifellos zur Optimalisierung der Leistung von Wasserwirtschaftssystemen bei. Diese Abschätzungen nützen vor allem Dispätscherversysteme einzelner Einzugsgebiete bei der Planung und Durchführung verschiedener Manipulationen an Wasserwerken in Verbindung an energetische Situation, Schifffahrt u.ä. aus.

1. HYDROSYNOPTISCHE VORHERSAGEN

Hydrosynoptische Vorhersagen werten außer den aktuellen auch vorhergesagte meteorologische Elemente aus, und zwar hauptsächlich in Form von Wetterkarten. Daraus geht dann ihre Bezeichnung hervor, die in die tschechische Literatur zu Beginn der 70. Jahre /2, 3/ eingeführt wurde. (Sie könnten auch synoptisch-hydrologische Vorhersagen nennen.) Ein weiteres Kennzeichen dieser Vorhersagen ist, meteorologische Elemente auch aus den von gegebenem Einzugsgebiet sehr entfernten Gebieten zu untersuchen. Der grösste Vorteil ist die mögliche Verlängerung des Zeitversprungs mit Rücksicht auf andere Typen von hydrologischen Vorhersagen, der Nachteil ist die

kleinere Genauigkeit und Zuverlässigkeit.

Ahnlich wie bei allgemeinen Wettervorhersagen ist es günstig, hydrosynoptische Vorhersagen zu unterscheiden, und zwar sehr kurzfristige (nur auf einige Stunden nach vorn), kurzfristige (von einigen Stunden auf annähernd 2 Tage) und mittelfristige (auf 2 bis etwa 10 Tage). Mit Rücksicht darauf, dass aktuelle Wetterkarten für langfristige Wettervorhersage nicht ausgenutzt werden können, hatte es keinen Sinn, den Termin langfristige hydrosynoptische Vorhersage einzuführen.

Die ersten zwei Typen von hydrosynoptischen Vorhersagen können mit anderen Typen von hydrologischen Vorhersagen kombiniert werden. Bei der sehr kurzfristigen Vorhersage werden außer Wetterkarten, aerologischen Diagrammen u.a. besonders Informationen vom Wetterradargeräten ausgenutzt, die für diesen Typ von Vorhersagen eine der wichtigsten sind /10/. Diese Informationen wurden in der ČSR auch einmal erfolgreich für die Vorhersage von möglichem regionalen Hochwassern nach Gewitterstauern ausgewertet /7/. Aber es ist in vielen Fällen, vor allen bei Gewitterlagen, sehr schwierig, den Verlauf der Niederschlagsintensität sogar nur auf eine Stunde nach vorn vorherzusagen.

In den Tagen, die das Hochwasser unmittelbar verhageln, zeigen sich zumeist "potentielle synoptische Hochwassertypen", deren Untersuchung für kurz- und mittelfristige hydrosynoptische Prognosen im wesentlichen am wichtigsten ist. Bei der Untersuchung von Hochwässern auf grösseren Flüssen der ČSR (z.B. die Elbe) ist es notwendig, diesen Typen in bezug auf die Laufzeit zu Ende des untersuchten mehrjährigen Intervalls noch etwa höchstens 1 bis 3 Tage beizufügen, in denen meistens der Wetterverlauf (Niederschlagsschwächung, Übergang des Re-

gens in Schneefall, Abkühlung, Ende des Tauwetters) bereits Wirkungen von ursächlichen Hochwasserfaktoren unterdrückt.

Auf Grund der stets kleineren Fläche des untersuchten Einzugsgebiete sowie auch der niedrigeren N-Jährigkeit von erwähntem höchstem Scheiteldurchflussem ist das Hochwasserverkommen im Abhängigkeit von dem entsprechenden potentiellen Hochwassertyp nicht so ausgeprägt. Es wird mehr von vorhergehenden Faktoren (Sättigung, Schneedecke, Bodenverfrostung u.a.) abhängen.

Da die Häufigkeit von potentiellen synoptischen Hochwassertypen viel grösser als die Häufigkeit von Hochwassern ist, werden im Rahmen der ähnlichen Warnungen immer mehr blinde Alarne als berechtigte Warnungen herausgegeben. Wenn jedoch die bei unberechtigten Warnungen vor Hochwassern aufgewandten Gesamtkosten kleiner als Hochwasserschäden sein werden, die nur bei einem Hochwasser infolge keiner Warnung entstehen könnten, wäre es zweckmässig, sich mit solchen Vorhersagen oder Abschätzungen zu befassen.

Ein wichtiges Hilfsmittel in der Hydrosynoptik sind zusammenfassende kinematische Karten, wo mittels vereinbarten Kennzeichen wirkliche und vorhergesagte Lagen, Trajektorien vom Zyklonenzentren, Rinnen- und Rückenachsen, Druckgradienten, Isothermen, Frontallagen u.ä. eingezeichnet sind. In solche Karte lassen sich dann einige wichtigen Angaben (z.B. Windscherung, Gebiete mit grossen Druck- und Temperaturgradienten u.a.) aus einem nacheinander folgenden synoptischen Terminen (im Beden- und Höhenkarten) schematisch kennzeichnen.

2. TYPISIERUNG UND HOCHWASSERAMALOGA

Bei der Untersuchung von Hochwassern an der Oder

im der ČSR im Jahre 1966 ist es zur Kenntnis gekommen /1/, dass sich die bisherige Typisierung von Wetterlagen /8/ für die Prognose gar nicht anwenden lässt.

Zum Beispiel in dem Typ "C" - eine Zyklone über Mitteleuropa - werden sowohl thermisch symmetrische, als auch asymmetrische Zyklen eingereiht, die sich durch ausgeprägte horizontale Temperaturgradienten, Windscherung u. a. auszeichnen. In den allermeisten Fällen ist nur die zweite Variante hochwassergefährlich, und zwar wieder nur in einigen Fällen. Die Vorhersage des Auftretens von Gebieten mit "Scherungswetter" ist aus Erfahrung ein der wichtigsten Kennzeichen des möglichen Ausfalls von länger dauernden Niederschlägen.

Im Zeitraum vor dem Hochwasser (etwa 5 Tage vor der Erreichung des höchsten Scheiteldurchflusses) ist unter anderem nicht nur die Lage massgebend, sondern auch die Richtung der Zyklonenzugstrasse hinsichtlich des untersuchten Einzugsgebiets. Z.B. die alte Typisierung nach van BEBBER entspricht durch ihre kinematische Auffassung mittels Trajektorien von Zyklonenzentren für Hydroprognosenzwecke mehr als die gegenwärtige viel statische Klassifikation von Wettertypen für einzelne Tagen. Bereits HORÁK /4/ im Bezug auf Arbeiten nach HELLMANN zu Ende des vorigen Jahrhunderts hat auf eine Hochwassergefahr bei der Verlagerung der Zyklone auf der Zugstrasse "Vb" nach van BEBBER hingewiesen.

Diese Erkenntnis wurde durch das Auftreten von Hochwassern an der Moldau in Prag /5/ im hydrologischen Sommerhalbjahr wieder bestätigt. Bei der Untersuchung wurde der Zeitraum von 5 Tagen (D-5 bis D-1) vor dem Scheiteldurchflusstag D verfolgt, wo der Tag (D-1) der vorhergehende Tag usw. ist. Es wurde festgestellt, dass sich in den Tagen (D-3) bis (D-1) fast in allen Fällen negative

Abweichungen der mittleren Tageslufttemperaturen ΔT ($^{\circ}$ C) von langjährigen Normalen für entsprechende Kalendertage der Station Praha-Klementinum zeigten. Gleichzeitig befand sich das untersuchte Einzugsgebiet der Moldau im kalten Zyklonenengebiet, die sich vom Norditalien oder Balkanhalbinsel in höhere geographische Breiten gewöhnlich verlagerte, und zwar am häufigsten gerade auf der Zugstrasse "Vb". Mit Rücksicht auf das gegebene Einzugsgebiet verlagerten sich die Zyklonen in diesen Fällen gegen die Richtung der Uhrzeiger. Umgekehrt im hydrologischen Winterhalbjahr traten in den Tagen (D-3) bis (D-1) positive Temperaturabweichungen auf. Das Gebiet befand sich gleichzeitig in warmen Zyklonenengebieten (oder manchmal auch in Antizyklonenengebieten), die sich meistens aus dem Westquadranten über Ostsee weiter nach Osten, also in Richtung der Uhrzeiger verlagerten.

In der Abb. 1 ist die Verlagerung von Zyklonenzentren im hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahr (Typ L und Typ Z) schematisch dargestellt.

In der Abb. 2 sind für Tage (D-5) bis D Mittelwerte vom negativen oder positiven Lufttemperaturabweichungen aus allen erwählten Hochwasserfällen angeführt, und zwar im hydrologischen Sommerhalbjahr (insgesamt 16) und Winterhalbjahr (insgesamt 15) mit Ausnahme einiger Fälle im März und April.

In den Abb. 3 und 4 sind dann vereinfachte Wetterkarten des Sommerwettertyps L eingezeichnet, die in den Tagen (D-2) und (D-1) dem höchsten Scheiteldurchfluss im Tag D (10. 7. 1954) des grössten Hochwassers im hydrologischen Sommerhalbjahr dieses Jahrhunderts vorhergehen. In diesem Falle handelte es sich um die sog. retrograde Zyklone, wo sich ihr Zentrum über das Gebiet der ČSR nach Nordwesten verlagerte.

Eine der Hauptmethoden der Hydrosynoptik ist die Ausnutzung von historischen Analoga in der Prognose. Der zur Zeit verwendete Katalog /8/ kann für das vorläufige Aufsuchen von Hochwasseranalogia aus dem Wetterkartenarchiv gut durchgesetzt werden. Aus den so erwählten Fällen kann dann mittels kombinierter Methode des visuellen und numerischen Vergleichs mit dem gleichzeitigen Verlauf der Wetterlage das beste Analogon ausgewählt werden.

Es ist jedoch nicht gelungen, solches Analogon näher zu spezifizieren, auf Grund dessen die Hochwasserentstehung mit mehr als 50 % Wahrscheinlichkeit festgestellt werden könnte. Es ist zwar möglich, manchmal auch sehr gute analogische thermobarische Falder (in Boden- und Höhenwetterkarten) was die Form und Bewegung betrifft zu finden, aber die in der gesamten Schicht der Atmosphäre verlaufenden Prozesse können trotzdem ein wenig verschieden sein. Da die potentiellen Hochwasser-Wetterlagen treten im Laufe des Jahres viel sporadisch auf, wird auch die Auswahl des entsprechenden Analogons selbstverständlich desto schwieriger sein.

Ausser der Analogmethode können in den hydrosynoptischen Vorhersagen auch andere Methoden /9/ angewendet werden. Auf Grund einiger Kriterien von charakteristischen Kennzeichen des thermobarischen Faldes wird ein bestimmtes Gewicht (Wirkungsgrad) mit Hilfe einer Zahl von subjektiv festgelegten Punkten gelegt. Durch ihre einfache Untersuchung erhält man eine resultierende Summe, deren Grösse dann der Wahrscheinlichkeit der Hochwasserentstehung direkt proportional ist.

SCHLUSS

Der Beitrag befasst sich mit hydrosynoptischen Vor-

hersagen in der ČSR, auf Grund deren sich ihr Zeitver- sprung verlängern lässt. Es wurde gleichzeitig auf einige Nachteile dieser Vorhersagen hingewiesen, die in kleinerer Genauigkeit und Zuverlässigkeit bestehen. Trotzdem jedoch ist die rechtzeitige Signalisierung von Symptomen der potentiellen Hochwasserlagen bereits fähig, erheblichen Nutzen vom Standpunkt des Warnungsdienstes zu bringen. In einigen Arbeiten ist es schon gelungen, diese potentiell gefährlichen Wettertypen in quantifizierter Form zu bestimmen. Die gegenwärtige Erscheine vom leistungsfähigen Rechensystemen ermöglicht, die Analogmethode bzw. auch andere Methoden bei der Auswahl dieser Typen schnell einzusetzen.

LITERATURA

- /1/ BRÁDKA, J.: Meteorologické příčiny povodní ve Slezsku. Meteorol. Zpr., 20, 1966, č. 1.
- /2/ HLADÍK, J.: Výzkum pro potřeby hydrologické předpovědi sloužby v ČSSR. Sborník konference MLVH ČSR a VÚV. Praha 1972.
- /3/ HLADÍK, J. a kol.: Hydrological forecasts. Czechoslovakia and UNESCO, 1966.
- /4/ HORÁK, J.: Největší dešťové srážky na Moravě. Brno 1910.
- /5/ KAKOS, V.: Hydrometeorologický rezbar povodní na Vltavě v Praze za období 1873 až 1982. Meteorol. Zpr., 36, 1983, č. 6.
- /6/ KAKOS, V.: Možnosti hydrometeorologických předpovědí havarijních odtokových situací. Sb. prací HMÚ, sv. 21, Praha 1974.
- /7/ KAKOS, V. - STRACHOTA, J.: Bouffy v Čechách dne 18. a 19. 8. 1974. Meteorol. Zpr., 27, 1974, č. 6.
- /8/ Katalog povětrnostních situací pro území ČSSR. Praha, HMÚ 1972.

- /9/ PANEMKA, I.: Predpoveď dlhotrvajúcich srážok synopticko-štatistikou metódou pre oblasť východného Slovenska. Vodohospod. Čas., 27, 1979, č. 4.
- /10/ STRACHOTA, J.: Lokalizace a identifikace nebezpečných letních konvektívnych jevov meteorologickým radiolokátorem MRL-2. Meteorol. Zpr., 36, 1983, č. 5.
- /11/ VRABEC, M. - KAKOS, V.: Zhodnocení předpovědi srážek na 1 až 3 dny z faksimilevého vysílání NSR. In: Seminář Meteorologické prognózy, Rostok u Křivoklátu, 1983.

Abb. 1 Schematische Darstellung der Verlagerung von Tiefdruckzentren und Gebieten mit Auftreten der kalten (S) und warmen (T) Luft des sommerlichen (L) und winterlichen (Z) Wettertyps

Abb. 2 Mittlere Lufttemperaturabweichungen ΔT ($^{\circ}$ C) in einzelnen Tagen (D-5) bis D vom alten Fällen des sommerlichen (L) und winterlichen (Z) Wettertyps

Abb. 3 Wetterkarte des Wettertyps L des grössten Hochwassers im hydrologischen Halbjahr dieses Jahrhunderts am 8. 7. 1954 (D-2)

Abb. 4 Wetterkarte des Wettertyps L des grössten Hochwassers im hydrologischen Halbjahr dieses Jahrhunderts am 9. 7. 1954 (D-1)

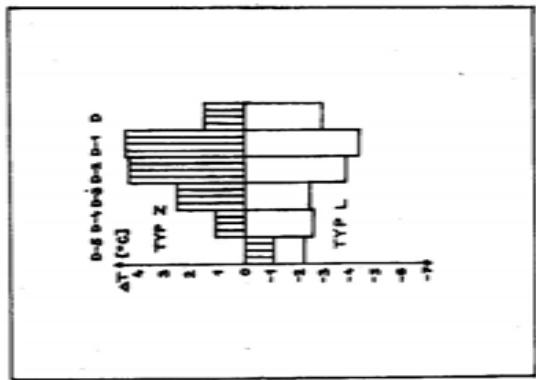


Bild 1 Schematische Darstellung der Zirkulationsbahnen, der Kalt- (S) und Warmluftgebiete (T) bei sommerlichen (L) und winterlichen (Z) Wettertypen.

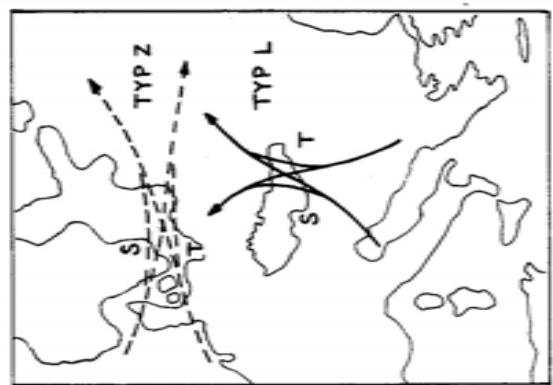


Bild 2 Durchschnittliche Abweichungen der Lufttemperatur (°C) in den einzelnen Tagen (D-5) bis D von allen Perioden des sommerlichen (L) und winterlichen (Z) Wettertyps.

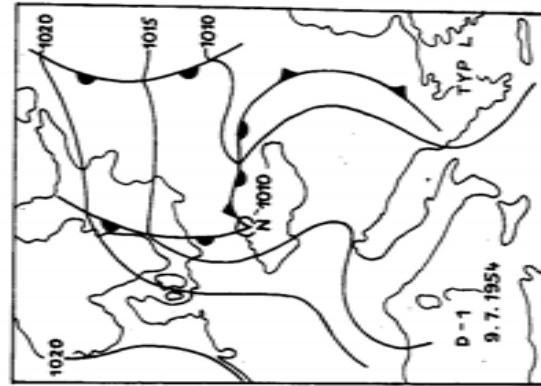


Bild 3 Die Wetterkarte des sommerlichen Wettertyps vom 8.7.1954 (Bild 2) mit den größten Hochwasser dieses Jahrhunderts im hydrologischen Sommerhalbjahr.

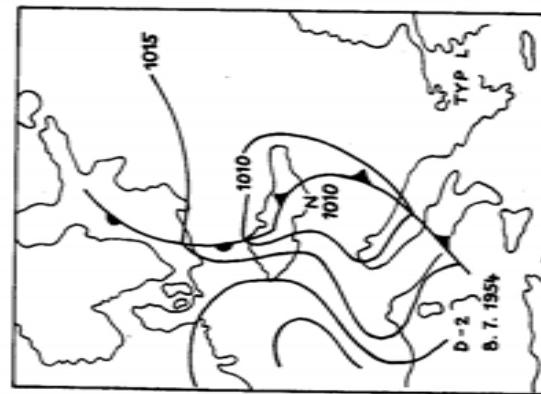


Bild 4 Die Wetterkarte des sommerlichen Wettertyps vom 9.7.1954 (Bild 1) mit den größten Hochwasser dieses Jahrhunderts im hydrologischen Sommerhalbjahr.

К ПРОБЛЕМАТИКЕ ГИДРОСИНОПТИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ НА ТЕРРИТОРИИ ЧСР

В статье рассматривается проблематика использования гидросиноптических прогнозов, с помощью которых можно продлить их заблаговременность. Далее рассматривается возможность использования существующих типизаций синоптических ситуаций и потенциальных аналогов паводка и приводятся примеры относительно этих прогнозов.

ZUR PROBLEMATIK VON HYDROSYNOPTISCHEN VORHERSAGEN AUF
DEM GEBIET DER ČSR

Der Beitrag befasst sich mit der Problematik der Ausnützung von hydrosynoptischen Vorhersagen in der ČSR, die ermöglichen, deren Zeitvorsprung zu verlängern. Weiter wird die Möglichkeit der Ausnützung von bisherigen Wetterlagentypisierungen und potentiellen Hochwasseranalogen mit Anführung einiger Beispiele betreffend diese Vorhersagen behandelt.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 20 ПРОГНОЗ ГИДРОГРАФА ДОЖДЕВОГО
СТОКА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ
РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНФОРМАЦИИ
ОВ ОСАДКАХ

Капотова, Н.И. - Кондратьев, С.А.
Ливанова, Н.А.

2 - 20 - 1

ПРОГНОЗ ГИДРОГРАФА ДОЖДЕВОГО СТОКА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ
РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНФОРМАЦИИ ОВ ОСАДКАХ

Н.И.Капотова, С.А.Кондратьев, Н.А.Ливанова
Государственный гидрологический институт (ГГИ), СССР

Наиболее простым и перспективным методом радиолокационного измерения осадков является одноволновой метод, реализованный Центральной аэрологической обсерваторией (ЦАО) при создании радиолокационного осадкометрического комплекса, включающего радиолокатор МРЛ-2, аналого-цифровую аппаратуру "Осадки", предназначенную для пространственно-временного сгущения отраженных атмосферными осадками радиосигналов / 1 /, и ЭВМ АСВТ М-6000 (или СМ-4). Комплекс работает с периодичностью 5 мин, полное время измерений составляет 30 с. Через 2 мин. ЭВМ выдает на печать цифровую карту интенсивности осадков в радиусе 100 км в прямоугольных координатах с размером ячейки $10 \times 10 \text{ км}^2$ и на технический носитель - информацию о слое осадков по ячейкам с размерами $3.3 \times 3.3 \text{ км}^2$. Интервал суммирования осадков может составлять 5 мин, 1 и 6 часов.

Прежде чем использовать радиолокационную информацию об осадках в гидрологических целях, необходимо провести калибровку радиолокатора по данным наземной осадкометрической сети в два этапа. На первом этапе калибровка выполняется сравнением синхронных радиолокационных и наземных измерений осадков, сгущенных для площади исследуемого водосбора / 2 /. В результате удается получать удовлетворительную точность при определении среднего слоя осадков на рассматриваемой площади. Для получения адекватного описания поля осадков проводится вторичная калибровка, учитывающая пространственное распределение осадков и основанная на использовании карты значений масштабных

коэффициентов жидких осадков, построенных за период, когда характеристики радиолокационного комплекса не менялись.

Однако, даже при наличии адекватного описания поля осадков, прогноз гидрографа дождевого паводка только на основе данных радиолокатора невозможен. Для решения поставленной задачи необходимо использовать также и прогностическую информацию. В настоящее время известно несколько методов получения оперативной прогностической информации для прогнозирования дождевых паводков. Основные различия между ними заключаются в способе получения прогностических данных, которые могут быть вычислены как на детерминистической, так и на вероятностной основе. Вероятностный подход применяется в системе оперативного прогноза дождевых паводков, разработанной для р.Гонц / 7 /. Определение слоя осадков и их продолжительности различной обеспеченности осуществляется с использованием данных радиолокатора. В системе оперативного прогноза паводков на р.Дн / 6 / для получения прогностической информации об осадках применяется детерминистическая модель, учитывающая физические процессы формирования и развития зон осадков.

В методике оперативного прогноза гидрографов дождевого стока, разработанной в ГГИ и ВФ ГГИ, для прогноза слоя осадков используется информация, полученная по синоптико-гидродинамической схеме Гидрометцентра СССР / 5 /. Расчитанные по указанной схеме с заблаговременностью до 36 часов прогностические данные о температуре, точке росы в невозмущенной атмосфере на основных изobarических поверхностях и слое осадков передаются по фототелеграфу и являются основой для краткосрочного прогноза осадков на водосборе. Уточнение прогноза применительно к выбранному объекту проводится по термодинамической модели конвекции, рассматривющей взаимодействие облака с окружающей его средой / 4 /.

Трансформация осадков в гидрограф стока осуществляется с помощью математической модели речного бассейна (МРБ), учитывающей конкретные условия формирования стока на водосборе, особенности поступления входных данных о поле осадков и прогностической информации, а также позволяющей проводить расчеты в сжатые сроки на мини ЭВМ М-6000 (или СМ-4), входящей в состав радиолокационного комплекса.

Общая схема прогноза гидрографа дождевого стока в замыкании створе речного бассейна приведена на рис. I. Апробация предложенной методики проведена на водосборе р.Поломети (432 km^2), который находится в области обзора радиолокационного комплекса на территории ВФ ГГИ.

Для проведения прогностических расчетов разработана МРБ р.Поломети / 3, 8 /. Калибровка и верификация модели проводилась на материалах наблюдений за формированием дождевого стока в бассейне р.Поломети в период 1955 - 1982 гг., при этом использовались данные наземной осадкомерной сети.

Схема прогноза гидрографа дождевого стока, включаяшая в себя МРБ р.Поломети и термодинамическую модель облака, реализована на ЭВМ М-6000, сопряженной непосредственно с радиолокационным комплексом по измерению осадков, что позволило осуществлять работу в режиме диалога "человек-ЭВМ" и активно участвовать специалисту в оперативной работе комплекса.

При составлении прогноза гидрографа стока рассматривались два возможных варианта использования прогностической информации - с корректировкой и без корректировки радиолокационными данными. В первом варианте расчет гидрографа до наступления времени действия прогноза проводился по откалиброванным радиолокационным данным, а затем в МРБ вводилась прогностическая информация с заблаговременностью 12 и 24 ч. Во втором варианте радиолокационная

информация не использовалась.

Опыт применения прогностической информации об осадках без корректировки оперативными радиолокационными данными указывает на нецелесообразность ее использования. Коэффициент корреляции прогностических и измеренных расходов воды составил 0,34. Совместное использование прогностической и радиолокационной информации позволило существенно улучшить результаты прогноза, коэффициент корреляции рассчитанных и измеренных величин равен 0,73.

Поскольку расчеты прекращались каждый раз к моменту окончания действия прогноза осадков, а затем, после введения прогностической информации на следующие сутки, начинались снова, прогностические гидрографы (рис.2) представлены семейством кривых, исходящих из общей начальной точки.

Изложенный способ прогноза гидрографов дождевого стока, основанный на совместном использовании краткосрочной прогностической и радиолокационной информации об осадках, требует дальнейшего усовершенствования. Тем не менее первые опытные варианты расчетов свидетельствуют о возможности применения автоматизированного радиолокационного комплекса для оперативного прогноза дождевых паводков.

Литература

1. Берназ Г.П., Губарчук В.Н., Колосков Б.П., Кравец В.В., Мельничук Ю.В., Потемкин И.Г., Черников А.А., Винокур Г.В., Шубинский Б.Н. Автоматизированная радиолокационная система оперативного измерения осадков по площади. - Тезисы докладов VI Всесоюзного совещания по радиометеорологии, Таллин, 1982.
2. Боровиков А.М., Костарев В.В., Мазин И.Л., Смирнов В.И., Черников А.А. - Радиолокационные

измерения осадков. - Л.:Гидрометеоиздат, 1967.

3. Румянцев В.А., Кондратьев С.А. Опыт разработки модели формирования дождевого стока с распределенными параметрами. - В кн.: Проблемы современной гидрологии, Л.:Гидрометеоиздат, 1983.
4. Славин И.А. Новые представления о термодинамике конвективных процессов в атмосфере и их приложения к прогнозу. - Труды ЛМИ, вып.78, 1982.
5. Успенский Б.Д., Мерцалов А.Н., Орлова Е.М., Белоусов С.А., Петриченко И.А., Веселова Г.К. Синоптико-гидродинамическая схема количественного прогноза облочных и ливневых осадков. - Труды Гидрометцентра СССР, вып.157, 1976.
6. Cole J. On-line forecasting for a regulated river using weather data from radar. In: "Real-time forecasting /Control of water resource systems. Ed. by E.F. Wood and A.Szöllösi-Nagy. Pergamon Press, 1980.
7. Klatt P. Vorhersage von Hochwasser aus radargemessenem und prognostiziertem Niederschlag. Hydrologie/Wasserwirtschaft, RUB, N 1, 1983.
8. Kondratiev S.A., Rumiantsev V.A. Planning of observations in the experimental watershed aimed at calibrating rainfall runoff formation model. - Int. Symp. on Hydrol. Research Basins. Berne, Switzerland, 1982.

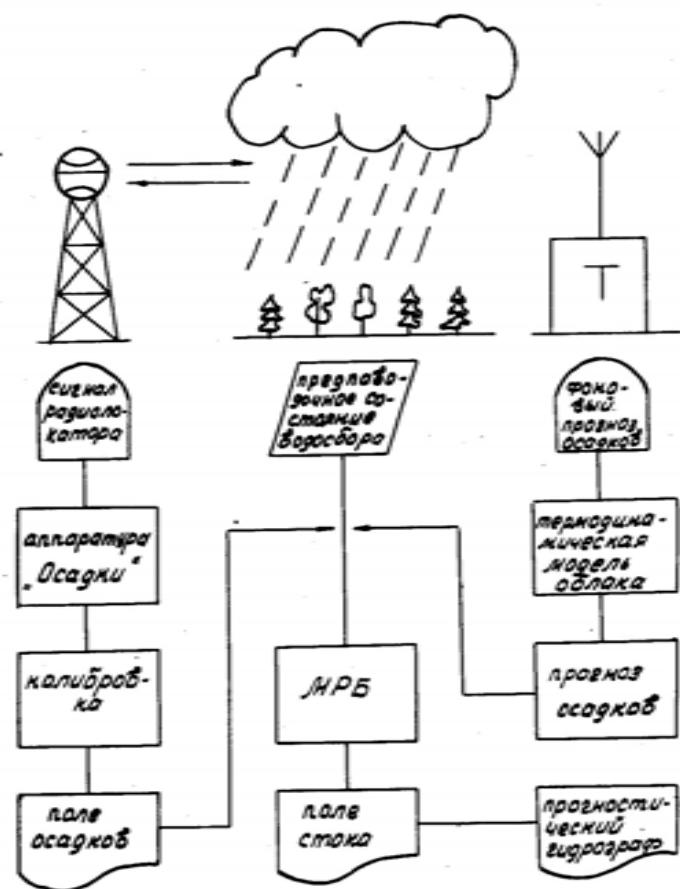
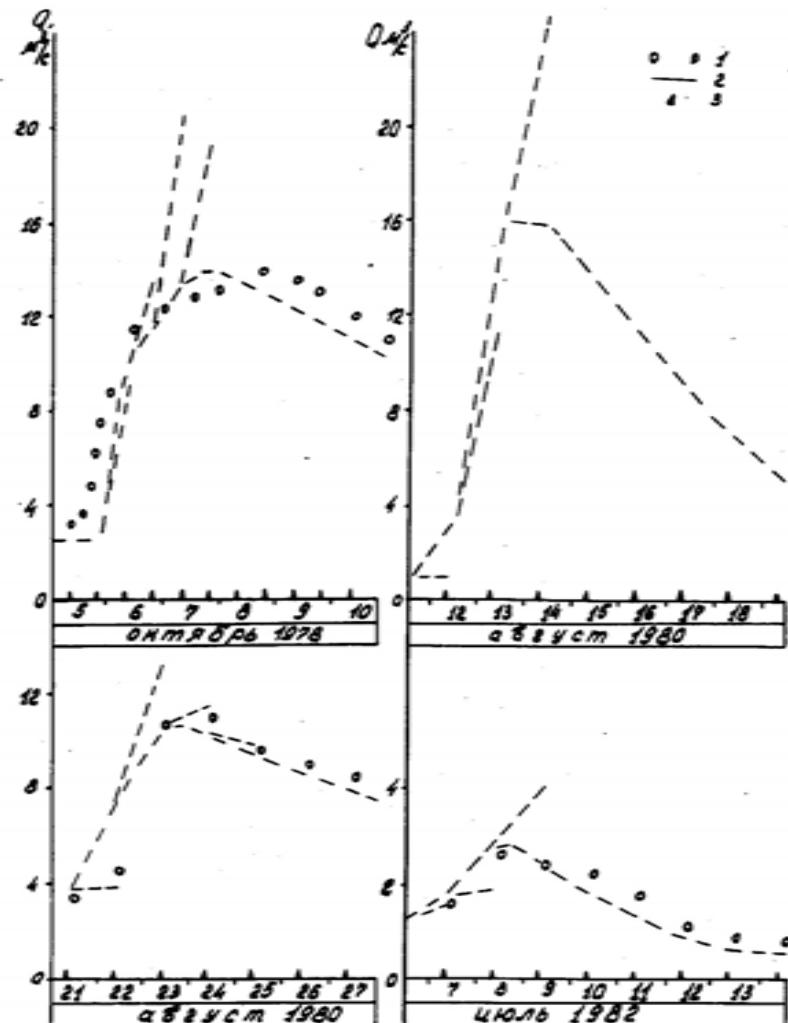


Рис.1. Схема прогноза дождевых паводков

Рис.2. Прогноз гидрографов стока. 1-измеренный расход воды;
2-расход, рассчитанный с использованием радиолокационных и
прогностических данных об осадках; 3-начало действия прогноза

ПРОГНОЗ ГИДРОГРАФА ДОЖДЕВОГО СТОКА С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ
РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНФОРМАЦИИ ОБ ОСАДКАХ

Методика прогноза гидрографа дождевого стока в замкнутом
створе речного бассейна основана на совместном использова-
нии прогнозической и радиолокационной информации об осад-
ках. Апробация предложенной схемы проведена на водосборе
р. Поломети (432 км^2). Трансформация осадков в гидрограф
стока осуществлялась с помощью математической модели реч-
ного бассейна, предварительно откалиброванной по данным
наземной осадкомерной сети. Результаты расчетов свидетель-
ствуют о возможности применения автоматизированного радио-
локационного комплекса для оперативного прогноза паводков.

ABFLÜSSGANGLINIEVORHERSAGE VON REGENABFLÜSS UNTER
ANWENDUNG DER FUNKORTUNGSNIEDERSCHLAGSINFORMATION.

Die Vorhersagemethodik des Regenabflusses an den Auslass-
pegel des Einzugsgebietes beruht auf die gemeinsame Aus-
nutzung der von Voraussage und Funkortung herauskommenden
Niederschlagsinformationen. Die Schemaprüfung war an dem
Einzugsgebiet von Polomet' Flüss (432 km^2) durchgeführt.
Die Niederschlagstransformation verwirklicht sich mit
Hilfe von einem vorläufig nach den Landniederschlagsnetz-
angaben kalibrierten mathematischen Modell. Die Berech-
nungsergebnisse weisen auf die Möglichkeit den automatisch
betriebenen Funkortungskomplex zur Erreichung der Opera-
tivvorhersagen von Niederschlagshochwasser zu verwenden.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 21

KORRELATIONSFUNKTIONEN VON
SUMMEN- UND DIFFERENZEN-
ZEITREIHEN

Kontur, I.F.

KORRELATIONSFUNKTIONEN VON SUMMEN- UND DIFFERENZEN-
ZEITREIHEN

Von István F. KONTUR

Technische Universität Budapest, Lehrstuhl für Wasser-
wirtschaft

Bei den hydrologischen Vorhersagen kommt es oft vor, dass Summen bzw. Differenzen von Wasserstands-, Abfluss- oder Niederschlagsdaten gebildet und die Vorhersagen mit diesen durchgeführt werden. In jedem solchen Fall, wo im Vorhersage-modell die Reihen von Summen oder Differenzen eine Rolle spielen, werden deren Korrelationsfunktionen benötigt. Im vorliegenden Beitrag wird gezeigt, wie diese Korrelationswerte aus den Korrelationen der ursprünglichen Reihe ermittelt werden können. Diese einfachen Berechnungsformeln verschonen uns nicht nur von zeitraubenden Berechnungen, sondern weisen auch darauf hin, wie die Korrelationen von Summen- und Differenzenreihen entstehen, wodurch theoretische und Modellstruktur-Analysen ermöglicht werden.

1. Auto- und Kreuzkorrelationsfunktionen einer Summenreihe

Es sei die ursprüngliche Reihe x_1, x_2, \dots, x_i , mit dem Erwartungswert Null gegeben. Es sei $z_i^{(n)}$ die aus der ursprünglichen Reihe erzeugte summierte Reihe:

$$z_i^{(n)} = x_i + x_{i+1} + x_{i+2} + \dots + x_{i+k} + \dots + x_{i+n-1} \quad (1)$$

Bratislava 21.-24. august 1984

Es sollen berechnet werden: der Erwartungswert des Produktes $z_i^{(n)} \cdot z_{i+l}^{(n)}$ sowie die Kovarianz l -ter Ordnung $c_{zz}(l)$ der Reihe $z_i^{(n)}$:

$$\begin{aligned} M\{z_i^{(n)} \cdot z_{i+l}^{(n)}\} &= M\{(x_i + x_{i+1} + \dots + x_{i+n-1})(x_{i+l} + x_{i+l+1} + \dots + x_{i+l+n-1})\} \\ &= \sum_{k=-n+1}^{n+1} (n-|k|) \cdot M\{x_i \cdot x_{i+l+k}\} = \sum_{k=n+1}^{n+1} (n-|k|) c_{xx}(l+k), \end{aligned} \quad (2)$$

wobei $M\{\cdot\}$ das Symbol des Erwartungswertes und $c_{xx}(l+k)$ dasjenige der Autokovarianz der Reihe x ist. Demgemäss ist die Autokovarianz nullter Ordnung der Reihe z_i :

$$c_{zz}(0) = n \cdot c_{xx}(0) + 2 \sum_{k=1}^{n-1} (n-k) c_{xx}(k). \quad (3)$$

Die Autokovarianzfunktion l -ter Ordnung der Reihe z_i ist also:

$$r_{zz}(l) = \frac{c_{zz}(l)}{c_{zz}(0)} = \frac{\sum_{b=-n+1}^{n-1} (n-|k|) c_{xx}(l+k)}{n \cdot c_{xx}(0) + 2 \sum_{k=1}^{n-1} (n-k) c_{xx}(k)} \quad (4)$$

unter Berücksichtigung der Umstände, dass $M\{x_i\} = 0$ und damit $M\{z_i\} = 0$, dass die Streuungsquadrat den Autokovarianzen nullter Ordnung entsprechen: $G_x^2 = c_{xx}(0)$ und $G_z^2 = c_{zz}(0)$

sowie $r_{xx}(k) = c_{xx}(k)/G_x^2$, also $c_{xx}(k) = G_x^2 \cdot r_{xx}(k)$. Daraus ergibt sich

$$G_z^2 = c_{zz}(0) = G_x^2 \left(n + 2 \sum_{k=1}^{n-1} (n-k) r_{xx}(k) \right) \quad (5)$$

und schliesslich ist die Formel der Autokorrelation l -ter Ordnung:

$$r_{zz}(l) = \frac{\sum_{k=-n+1}^{n-1} (n-|k|) r_{xx}(l+k)}{n + 2 \sum_{k=1}^{n-1} (n-k) r_{xx}(k)} \quad (6)$$

Die summierte Autokorrelationsfunktion erhält man also als das gewogene Mittel der Autokorrelationsfunktion der ursprünglichen Reihe, wobei die Gewichtszahlen die anfangs zu-, später abnehmende Wertereihe 1, 2, ..., $n-1$, n , $n-1$, ..., 2, 1 bilden. Es ist zu sehen, dass das Streuungsquadrat der Reihe z_i nur dann das n -fache desjenigen der Reihe x_i ist, wenn letztere Reihe ein weißer Geräuschprozess ist. Ist x_i positiv autokorreliert, so ist $G_z^2 > n G_x^2$. Im Spezialfall, wenn der Prozess x_i eine Markov-Kette erster Ordnung bildet ($r_k = r_1^k$), ist

$$G_z^2 = G_x^2 \left(n + \frac{2r}{(1+r)^2} (n(1-r) + r^2 - 1) \right)$$

wobei $r = r_{xx}^{(1)}$ für die Autokorrelation erster Ordnung steht.

Die Ermittlung der Kreuzkorrelationen kann auf ähnliche Weise erfolgen. Es seien gegeben die ursprünglichen Reihen $x_1, x_2, \dots, x_i, \dots$ und $y_1, y_2, \dots, y_i, \dots$ Mittels Summierung werden die Reihen $z_i^{(n)}$ und $u_i^{(m)}$ erzeugt:

$$z_i^{(n)} = x_1 + x_{i+1} + \dots + x_{i+n-1} \quad \text{und} \quad u_i^{(m)} = y_1 + y_{i+1} + \dots + y_{i+m-1} \quad (1b)$$

$$M\{x_i\} = M\{y_i\} = 0 \quad \text{und} \quad M\{z_i^{(n)}\} = M\{u_i^{(m)}\} = 0.$$

Die Kreuzkorrelation l -ter Ordnung der Reihen $z_i^{(n)}$ und $u_i^{(m)}$ ergibt sich zu

$$\begin{aligned}
 c_z^{(n)} u^{(m)}(\ell) &= M\{z_i^{(n)}, u_{i+\ell}^{(m)}\} = \\
 &= \sum_{k=1}^{n-1} (n-k) [c_{xy}(\ell-k) + c_{xy}(\ell+m-n+k)] + n \sum_{k=0}^{m-n} c_{xy}(\ell+k); \text{ wenn } m > n \\
 &= \sum_{k=1}^{m-1} (m-k) [c_{xy}(\ell-k) + c_{xy}(\ell-n+m-k)] + m \sum_{k=0}^{n-m} c_{xy}(\ell-k); \text{ wenn } n > m
 \end{aligned}$$

wo $c_{xy}(\ell)$ für die Kreuzkovarianz ℓ -ter Ordnung steht, weiters ausgenutzt wurde, dass $c_{xy}(\ell) = c_{yx}(-\ell)$. Im Falle $m = n$ vereinfacht sich der Wert der Kreuzkovarianz nach Gl. (7) zu:

$$c_{z,u}(\ell) = \sum_{k=-n+1}^{n-1} (n-|k|) c_{xy}(\ell+k) \quad (8)$$

Berücksichtigt man, dass die Kreuzkorrelationen als $r_{xy} = c_{xy}(k) / (\sigma_x \cdot \sigma_y)$ berechnet werden können, also $c_{xy}(k) = \sigma_x \cdot \sigma_y \cdot r_{xy}(k)$, weiters die Beziehung (5), ergeben sich die Kreuzkorrelationsfunktionen der summierten Reihen aus Gl.(7) zu

$$r_{z^{(n)} z^{(m)}}(\ell) = \begin{cases} \sum_{k=1}^{n-1} (n-k) [r_{xy}(\ell-k) + r_{xy}(\ell+m-n+k)] + n \sum_{k=0}^{m-n} r_{xy}(\ell+k) & \text{wenn } m > n \\ \left[(n+2 \sum_{k=1}^{n-1} (n-k) r_{xx}(k)) (m+2 \sum_{k=1}^{m-n} (m-k) r_{yy}(k)) \right]^{1/2} & \\ \sum_{k=1}^{m-1} (m-k) [r_{xy}(-k) + r_{xy}(\ell-n+m-k)] + m \sum_{k=0}^{n-m} r_{xy}(\ell-k) & \text{wenn } m < n \\ \left[(n+2 \sum_{k=1}^{m-1} (m-k) r_{xx}(k)) (n+2 \sum_{k=1}^{n-m} (n-k) r_{yy}(k)) \right]^{1/2} & \end{cases} \quad (9)$$

Obige Formel vereinfacht sich im Falle $m = n$ zu:

$$r_{z^{(n)}}(\ell) = \frac{\sum_{k=-n+1}^{n-1} (n-|k|) r_{xy}(\ell+k)}{\left[(n+2 \sum_{k=1}^{n-1} (n-k) r_{xx}(k)) (n+2 \sum_{k=1}^{n-1} (n-k) r_{yy}(k)) \right]^{1/2}} \quad (10)$$

Der Berechnung der Korrelationsfunktionen von summierten Reihen sollen noch folgende Bemerkungen hinzugefügt werden:
 1) In den Berechnungsformeln der Auto- und Kreuzkorrelationen ist der Wert des Nenners immer derselbe, so dass nur der Zähler immer neu berechnet werden muss. 2) Falls Auto- oder Kreuzkorrelationen einander nicht überdeckender Reihen berechnet werden sollen, müssen nur die zu $\ell = n$, $\ell = 2n$, $\ell = 3n$, usw. gehörigen Werte ermittelt werden. 3) Falls es sich nicht um Summen, sondern um Mittelwerte handelt, bleiben die Korrelationsfunktionen unverändert, allein die Streuungsquadrate verändern sich, wobei der mit Gl.(5) ermittelte Wert von σ_z^2 durch die Anzahl der Summen, d.h. durch n^2 dividiert werden muss. Infolge Mitteilung nimmt also der Wert der Streuungsquadrats wahrhaftig ab.

2. Auto- und Kreuzkorrelationsfunktionen von Differenzenreihen

Es seien gegeben die beiden Reihen x_i , $i = 1, 2, \dots, N$ und y_i , $i = 1, 2, \dots, N$. Es werden daraus die Differenzenreihen $\Delta x_i = x_i - x_{i-1}$ und $\Delta y_i = y_i - y_{i-1}$ gebildet. Natürlich sind $M[\Delta x_i] = 0$ und $M[\Delta y_i] = 0$. Die Streuungsquadrat der Differenzen sind:

$$\sigma_{\Delta x}^2 = M\{(x_i - x_{i-1})^2\} = 2 \sigma_x^2 (1 - r_{xx}(1)) \quad (11a)$$

$$\sigma_{\Delta y}^2 = M\{(y_i - y_{i-1})^2\} = 2 \sigma_y^2 (1 - r_{yy}(1)) \quad (11b)$$

wobei σ_x^2 und σ_y^2 die Streuungsquadrat der ursprünglichen

Reihen bzw. $r_{xx}(1)$ und $r_{yy}(1)$ die Werte der Autokorrelationsfunktionen erster Ordnung der ursprünglichen Reihen sind, unter Berücksichtigung der Identitäten

$$M\{x_i^2\} = C_x^2 - \bar{x}^2 \quad \text{und} \quad M\{x_i x_{i-1}\} = r_{xx}(1) \cdot C_x^2 + \bar{x}^2$$

Die Kreuzkorrelationsfunktion k-ter Ordnung obiger Differenzen ergibt sich zu:

$$r_{\Delta x, \Delta y}(k) = M\left\{\frac{x_i - \bar{x}}{C_x} \cdot \frac{y_{i+k} - \bar{y}}{C_y}\right\} = \frac{r_{xy}(k) - \frac{1}{2}(r_{xy}(k+1) + r_{xy}(k-1))}{\sqrt{[(1-r_{xx}(1))(1-r_{yy}(1))]}^{1/2}} \quad (12)$$

zu deren Ermittlung Gl. (11) sowie die Identität

$$M\{x_i y_{i+k}\} = r_{xy}(k) \cdot C_x C_y + \bar{x} \bar{y}$$

verwendet wurde.

Formel (12) steht gleichzeitig auch für die Autokorrelationen, wenn darin y mit x ersetzt wird.

Es ist zu sehen, dass die Korrelationsfunktion der Differenzen erster Ordnung von den zu $(k-1)$, k , und $(k+1)$ gehörigen Werten der ursprünglichen Korrelationsfunktion abhängt; vom Vorzeichen deren Krümmung im Punkt k abhängig wird, ihr Wert positiv oder negativ sein. Der im Nenner befindliche Verzerrungsfaktor ist gerade das geometrische Mittel der sog. "Autokorrelations-Defizite" erster Ordnung $(1-r_{xx}(1))$ und $(1-r_{yy}(1))$.

Die Korrelationsfunktionen der sog. einseitigen Differenzen ergeben sich zu:

$$r_{x,y}(k) = M\left\{\frac{x_i - \bar{x}}{C_x} \cdot \frac{\Delta y_{i+k} - \bar{\Delta y}}{C_{\Delta y}}\right\} = \frac{r_{xy}(k) - r_{xy}(k-1)}{\sqrt{2(1-r_{yy}(1))}^{1/2}} \quad (13a)$$

und

$$r_{x,y}(k) = M\left\{\frac{\Delta x_i - \bar{\Delta x}}{C_{\Delta x}} \cdot \frac{y_{i+k} - \bar{y}}{C_y}\right\} = \frac{r_{xy}(k) - r_{xy}(k+1)}{\sqrt{2(1-r_{xx}(1))}^{1/2}} \quad (13b)$$

Bei Vorhersagen mit verschiedenen Zeitvorsprüngen kommt es vor, dass die Differenzen zwischen Werten gebildet werden, die voneinander um ℓ und m Schritte entfernt liegen:

$$\Delta_\ell x_i = x_i - x_{i-\ell} \quad \text{und} \quad \Delta_m y_i = y_i - y_{i-m}$$

Natürlich gilt auch hier $\Delta_\ell \bar{x} = 0$ und $\Delta_m \bar{y} = 0$. Gl. (11) ergibt sich in diesem Fall zu:

$$C_{\Delta_\ell x}^2 = 2C_x^2 [1-r_{xx}(\ell)] \quad \text{und} \quad C_{\Delta_m y}^2 = 2C_y^2 [1-r_{yy}(m)]. \quad (14a,b)$$

Für die Kreuzkorrelation k-ter Ordnung zwischen der Differenzen mit Schrittweiten bzw. m gilt:

$$r_{\Delta_\ell x, \Delta_m y}(k) = \frac{r_{xy}(k) - r_{xy}(k+\ell) - r_{xy}(k-m) + r_{xy}(k+\ell-m)}{2\sqrt{[(1-r_{xx}(\ell))(1-r_{yy}(m))]}^{1/2}} \quad (15)$$

Es ist zu sehen, dass Gl.(12) den Spezialfall von Gl.(15) für $\ell = m = 1$ darstellt. Ähnlicherweise können auch die Gleichungen (13a) und (13b) unter Anwendung der allgemeineren Differenzen $\Delta_\ell x$ und $\Delta_m y$ umgeschrieben werden.

Schliesslich sei gezeigt, wie die Korrelationsfunktionen bei der Bildung von Differenzen höherer Ordnung ermittelt werden können. Dazu wird der sog. Verschiebungsooperator B verwendet (Box-Jenkins, 1970): $Bx_i = x_{i-1}$; $B^2 x_i = x_{i-2}$; ...; $B^k x_i = x_{i-k}$ und $B^0 = 1$. Die Differenzenoperatoren $\Delta x_i = x_i - x_{i-1}$; $\Delta^2 x_i = \Delta(\Delta x_i) = x_i - 2x_{i-1} + x_{i-2}$; usw. können mit Hilfe des Verschiebungsoperators folgendermassen angegeben werden: $\Delta = 1-B$; $\Delta^2 = (1-B)^2 = 1-2B+B^2$; usw. In allgemeiner Form:

$$\Delta^l = \sum_{j=0}^l (-1)^j \binom{l}{j} B^j \quad \text{d.h.} \quad \Delta^l x_i = \sum_{j=0}^l (-1)^j \binom{l}{j} B^j x_i \quad (16, 17)$$

(Es soll beachtet werden, dass die neben dem Symbol Δ als Exponent angegebene Zahl die Ordnung der Differenzbildung angibt, während früher der untere Index (Δ_l) auf die Schrittweite l der einmaligen Differenzbildung hinwies.)

Aus Gl.(16) und (17) sieht man, dass die Elemente der Reihe x gerade mit der Reihe der binomialen Koeffizienten - d.h. mit den Elementen der l -ten Zeile des Pascal-Dreiecks - multipliziert und summiert werden muss.

Zuerst soll das Streuungssquareat der Differenzen-ter Ordnung bestimmt werden:

$$\begin{aligned} C_{\Delta^l x}^2 &= M \left\{ (\Delta x_i)^2 \right\} = M \left\{ ((1-B)^l x_i) ((1-B)^l x_i) \right\} = \\ &= C_x^2 \sum_{j=-l}^l (-1)^j \binom{2l}{l+j} B^j r_{xx}(0) = C_x^2 \cdot \phi_{2l}(B) r_{xx}(0) \quad (18) \end{aligned}$$

wobei $\phi_{2l}(B)$ das aus den Elementen der $2l$ -ten Zeile des Pascal-Dreiecks mit dem Verschiebungsooperator gebildete Polynom bezeichnet; unter Berücksichtigung des Vorzeichens und der Symmetrie der Autokorrelationsfunktion:

$$\begin{aligned} l = 1: \quad \phi_2(B) &= 2 \cdot B^0 - 2 B^{-1} \\ l = 2: \quad \phi_4(B) &= 6 B^0 - 8 B^{-1} + 2 B^{-2} \\ l = 3: \quad \phi_6(B) &= 20 B^0 - 30 B^{-1} + 12 B^{-2} - 2 B^{-3} \quad (19) \end{aligned}$$

usw.

Die Streuungssquareate der Differenzen l -ter Ordnung betragen also (unter der Annahme $r_{xx}(0) = 1$):

$$C_{\Delta x}^2 = C_x^2 (2 - 2 r_{xx}(1))$$

$$C_{\Delta^2 x}^2 = C_x^2 (6 - 8 r_{xx}(1) + 2 r_{xx}(2))$$

$$C_{\Delta^3 x}^2 = C_x^2 (20 - 30 r_{xx}(1) + 12 r_{xx}(2) - 2 r_{xx}(3)) \quad (20)$$

Aus dem obigen folgt der bereits behandelte Fall $l = 1$ als Spezialfall. Die Korrelationsfunktion k -ter Ordnung einer Differenzenreihe l -ter Ordnung und einer Differenzenreihe m -ter Ordnung kann wie folgt berechnet werden:

$$\begin{aligned} r_{\Delta x, \Delta^m y}^{(k)} &= \frac{M \left\{ \Delta^l x_i \cdot \Delta^m y_{i+k} \right\}}{C_{\Delta x} C_{\Delta^m y}} = \frac{\sum_{j=-l}^m (-1)^j \binom{l+m}{j} B^j r_{xy}^{(k)}}{\left[(\phi_{2l}(B) r_{xx}(0)) (\phi_{2m}(B) r_{yy}(0)) \right]^{1/2}} = \\ &= \frac{\psi_{l+m}(B) \cdot r_{xy}^{(k)}}{\left[(\phi_{2l}(B) r_{xx}(0)) (\phi_{2m}(B) r_{yy}(0)) \right]^{1/2}} \quad (21) \end{aligned}$$

wo $\psi_{l+m}(B)$ für das aus den Elementen der $(l+m)$ -ten Zeile des Pascal-Dreiecks mit dem Verschiebungsooperator gebildete Polynom steht. Die Kreuzkorrelationsfunktion $r_{xy}^{(k)}$ der ursprünglichen Daten muss so gewichtet werden, dass das k -te Element mit dem $(l+1)$ -tem Element der $(l+m)$ -ten Zeile des Pascal-Dreiecks multipliziert und mit positivem Vorzeichen versehen wird; von hier aus nach rechts und links verlaufen die Vorzeichen alternierend. Z.B. im Falle $l = 3, m = 2$ werden die Elemente der 5. Zeile des Pascal-Dreiecks entnommen: $\psi_{3+2}(B) = -B^3 + 5B^2 - 10B + 10B^0 - 5B^{-1} + B^{-2}$. Daraus folgt:

$$\begin{aligned} \psi_{3+2}(B) \cdot r_{xy}^{(k)} &= -r_{xy}^{(k-3)} + 5r_{xy}^{(k-2)} - 10r_{xy}^{(k-1)} + 10r_{xy}^{(k)} - \\ &\quad - 5r_{xy}^{(k+1)} + r_{xy}^{(k+2)}. \end{aligned}$$

Aus Gl.(21) ergibt sich Gl.(12) unmittelbar für den Fall $l = 1, m = 1$.

Literaturverzeichnis

1. Box-G.E.P. - G.M.Jenkins (1970): Time series analysis forecasting and control. Holden-Day, San Francisco
2. Kontur,I. (1980): Vorhersage für den Fluss Bodrog. (Forschungsbericht, Manuskript, ungarisch). TU Budapest, Lehrstuhl für Wasserwirtschaft.
3. Kontur,I. (1983): Korrelationsfunktionen summierte Zeitreihen (Ungarisch). Landestagung der Ungarischen Hydrologischen Gesellschaft, Györ.
4. Kontur,I. (1984): Vorhersage aufgrund von Wasserstands-differenzen. (Ungarisch, mit-deutscher Zusammenfassung). Vizügyi Közlemények
5. Prékopa, A. (1972): Wahrscheinlichkeitstheorie (Ungarisch). Verl. Műszaki Könyvkiadó, Budapest
6. Rózsa,P. (1974): Lineare Algebra und ihre Anwendungen (Ungarisch). Verl. Műszaki Könyvkiadó, Budapest.

Korrelationsfunktionen von Summen- und Differenzen-Zeitreihen

Bei den hydrologischen Vorhersagen kommt es oft vor, dass Summen bzw. Differenzen von Wasserstands-, Abfluss- oder Niederschlagsdaten gebildet und die Vorhersagen mit diesen durchgeführt werden. In jedem solchen Fall, wo im Vorhersagemodell die Reihen von Summen oder Differenzen eine Rolle spielen, werden deren Korrelationsfunktionen benötigt. Im vorliegenden Beitrag wird gezeigt, wie diese Korrelationswerte aus den Korrelationen der ursprünglichen Reihe ermittelt werden können. Diese einfachen Berechnungsformeln verschonen uns nicht nur von zeitraubenden Berechnungen, sondern weisen auch darauf hin, wie die Korrelationen von Summen- und Differenzenreihen entstehen wodurch theoretische und Modellstruktur-Analysen ermöglicht werden.

Использование корреляционных функций разностных и интегральных последовательностей при оценке параметров гидрологических моделей

В практике гидрологических прогнозов в целях увеличения эффективности прогноза или компактования данных часто прибегают к приему образования разностных или интегральных последовательностей из уже использованных данных. Примером такого преобразования служит использование разностей уровней вод вместо данных об уровнях в регрессионных схемах или использование пятидневных или декадных сумм осадков в качестве входных данных прогностической модели вместо суточных сумм осадков. При применении регрессионных моделей необходимо иметь значения авто- и кросскорреляционных функций. Рассматривается метод перерасчета корреляционных функций для случая, когда для исходного ряда уже известны корреляционные функции. Используя предлагаемые формулы перерасчета, отпадает необходимость в повторении корреляционного исчисления для новых разностных или интегральных рядов, что приводит к экономии машинного времени. Общие формулы обеспечивают теоретическое сравнение прогностических моделей.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 22 РАСЧЕТ (ПРОГНОЗ) ТРАНСФОРМАЦИИ
РАСХОДОВ (УРОВНЕЙ) ВОДЫ НА
ПРИТОЧНЫХ УЧАСТКАХ РЕК

Корень, В.И. - Чернова, Н.П.

2 - 22 - 1

РАСЧЕТ (ПРОГНОЗ) ТРАНСФОРМАЦИИ РАСХОДОВ (УРОВНЕЙ) ВОДЫ
НА ПРИТОЧНЫХ УЧАСТКАХ РЕК

Корень В.И., Чернова Н.П.

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР

В практике гидрологических расчетов и прогнозов водного режима в реках широко используется интеграл Диамеля [4], позволяющий преобразовать входные гидрографы в гидрограф стока в замыкающем створе. В реальных условиях помимо возмущений во входных створах существенное влияние на гидрограф стока в замыкающем створе может оказывать боковой приток. При использовании интеграла Диамеля рассчитанный каким-либо способом боковой приток сводится к сосредоточенному и относится к входным створам (т.е. трансформируется в соответствии с кривыми добегания, полученными для входных створов). При большом вкладе бокового притока в баланс стока на участке такой способ учета бокового притока может оказаться неэффективным.

Представим небольшой водосбор либо участок реки в виде последовательности отрезков, для каждого из которых запишем уравнение неразрывности, промитегрированное по его длине в предположении линейной связи между объемом воды на отрезке и расходом воды на его нижней границе:

$$\tau_i \frac{d\eta_i}{dt} + \eta_i - \eta_{i-1} - \eta_i = 0, \quad (I)$$

$$\eta_n = Q(t); \quad \eta_0 = q(t)$$

$$(i = 1, 2, \dots, n)$$

где τ_i - коэффициент пропорциональности между расходами и объемами воды для i -го отрезка, g_i , g_{i-1} - расходы воды на границах отрезков, y_i - боковой приток в единицах расхода, $q(t)$ - заданный гидрограф стока во входном створе либо на границе водосбора, $Q(t)$ - гидрограф стока в замыкающем створе, n - число отрезков (частных площадок).

Если аналогично приему, используемому при получении решения без учета бокового притока, положить, что $\tau_i = \tau = \text{const}$, из системы (I) легко получить зависимость для расчета воды в замыкающем створе:

$$Q(t) = \int_{t_0}^t P_n(t-\xi) q(\xi) d\xi + \sum_{i=1}^n \int_{t_0}^t P_i(t-\xi) g_i(\xi) d\xi + \\ + \sum_{i=1}^n \tau P_i(t_0) g_i(t_0), \quad (2)$$

где $t_0 = t - t_0$, g_i - расходы воды на границах отрезков в начальный момент времени t_0 , $P_n(t) = P_i(t)$ при $i=n$, причем $P_i(t)$ кривые добегания с i -того отрезка следующего вида:

$$P_i(t) = \frac{1}{\tau(i-1)!} \left(\frac{t}{\tau} \right)^{i-1} e^{-\frac{t}{\tau}}, \quad (i=1, 2, \dots, n) \quad (3)$$

Используя свойство суперпозиции решений выражение (2) можно обобщить на случай m входов:

$$Q(t) = \sum_{j=1}^m \left\{ \int_{t_0}^t P_{nj}(t-\xi) g_j(\xi) d\xi + \sum_{i=1}^{n_j} \int_{t_0}^t P_{ij}(t-\xi) y_{ij}(\xi) d\xi \right\} + \\ + \sum_{i=1}^{n_j} \tau_j P_{ij}(t_0) g_{ij}(t_0) \quad (4)$$

Как следует из (4) решение состоит из трех слагаемых: собственно интеграла Дремеля, преобразующего заданные входные гидрографы $g_j(t)$ для каждого входа; выражения, преобразующего распределенный боковой приток $y_{ij}(t)$ при движении к замыкающему створу; слагаемого, учитывающего сработку аккумулированных в русской сети к моменту t_0 запасов воды.

Рассмотрим некоторые частные случаи выражения (4):

I. Боковой приток отсутствует либо мал по сравнению с объемом воды, проходящим через входные створы, а в начальный момент t_0 режим практически установленный. Введя расходные коэффициенты K_j , интегрально учитывющие неизменность стока на рассматриваемом участке реки, получим широко использующееся выражение для расчета трансформации волны:

$$Q(t) = \sum_{j=1}^m K_j \int_{t_0}^t P_j(t-\xi) g_j(\xi) d\xi + \bar{Q}(t_0), \quad (5)$$

где $\bar{Q}(t_0)$ расход воды, соответствующий установленномуся режиму в начальный момент времени.

Основные трудности при использовании этого уравнения связаны с определением "оптимальных" кривых добегания для каждого входа, в данном случае параметров τ_j и n_j . Если рассматривается несколько входных створов некоторые затруднения могут также возникнуть при определении коэффициентов K_j . Способы определения параметров τ и n достаточно широко освещены во многих работах. Отметим только, что для определения параметров кривых добегания чаще всего используются методы оптимизации, а при расчете расходных коэффициентов учитываются доли неосвещенных площадей, тяготеющих к каждому входу, например:

$$K_j = \alpha_j \bar{W} / \sum_{i=1}^m \alpha_i \bar{W}_i, \quad \alpha_j = (f_j + f_j'') / f_j \quad (6)$$

$(j = 1, 2, \dots, m)$

где \bar{W} , \bar{W}_i - средние объемы стока за ряд паводков в замыкающем створе и в i -том входном створе соответственно; f_j , f_j'' - освещенная и неосвещенная площади водосбора соответственно для j -того входа.

2. Во входных створах поддерживается нулевые расходы либо они малы по сравнению с боковым притоком. В начальный момент времени на всем участке наблюдается установившийся режим. В этом случае из (4) получим:

$$Q(t) = \sum_{j=1}^m \sum_{i=1}^{n_j} \int_{t_0}^t P_{ij}(t-j) Y_{ij}(j) dj + \bar{Q}(t_0) \quad (7)$$

Этот случай характерен для склонов либо малых водосборов, когда верхней границей является линия водораздела, причем индекс j здесь соответствует различным частным водосборам с нулевым входом.

Для практического использования соотношения (7) необходимо рассчитывать не только интегральную величину бокового притока, но и его распределение на водосборе. Обе эти задачи довольно сложны и при их решении приходится прибегать к различным схематизациям процесса формирования стока. Так как разбиение на отрезки с примыкающими к ним площадями водосбора условное и не привязано к конкретным отсчетам длин на водосборе, практически не удается явно задать распределение бокового притока по площади. В этом случае приходится определять интегральную величину притока на водосбор и каким-либо образом распределять ее по частным площадям. Можно, например, положить, что боковой приток от площадки к площадке изменяется следующим образом [3]:

$$Y_{ij}(t) = \alpha_{ij} \bar{Y}_j(t), \quad (8)$$

где $\bar{Y}_j(t)$ - интегральный приток на j -тый частный водосбор, $\alpha_{ij} > 0$ - весовые коэффициенты, характеризующие распределение бокового притока для j -того водосбора, причем $\sum \alpha_{ij} = 1$ для всех j .

В общем случае коэффициенты α_{ij} довольно трудно задать исходя из анализа условий формирования стока на водосборе. Поэтому использовалась следующая приближенная зависимость для их расчета:

$$\alpha_{ij} = \bar{\alpha}_j^i / \sum_{k=1}^m \bar{\alpha}_k^i, \quad (9)$$

$(i = 1, 2, \dots, n_j; j = 1, 2, \dots, m)$

где $\bar{\alpha}_j^i > 0$ - параметр, характеризующий степень отклонения бокового притока от равномерного распределения: при $\bar{\alpha}_j^i > 1$ боковой приток убывает к замыкающему створу, при $\bar{\alpha}_j^i < 1$ - возрастает, при $\bar{\alpha}_j^i = 1$ приток постоянен по длине.

Подставим соотношение (8) в выражение (7):

$$Q(t) = \sum_{j=1}^m \int_{t_0}^t \bar{P}_j(t-j) \bar{Y}_j(j) dj. \quad (10)$$

Здесь $\bar{P}_j(t)$ некоторая средневзвешенная кривая добегания:

$$\bar{P}_j(t) = \sum_{i=1}^{n_j} (\bar{\alpha}_j^i / \sum_{k=1}^m \bar{\alpha}_k^i) P_{ij}(t). \quad (II)$$

Выражение (10) использовалось для расчета талого и дождевого стока на небольшом водосборе р.Лужмы (площадь водосбора $F = 2340 \text{ км}^2$) при $m = 2$ (поверхностный и почвенный сток). Для расчета интегрального притока на водосбор использовалась модель формирования талого и дождевого стока, достаточно подробно описанная в работе [1]. Параметры t_j , n_j и $\bar{\alpha}$ определялись методом оптимизации вместе с параметрами модели. Аналогичные расчеты были выполнены в

предположении сосредоточенного притока, который относится к некоторому условному входному створу, т.е. $\bar{x}=0$. Можно отметить, что гидрографы, рассчитанные при $\bar{\alpha} \neq 0$ (в данном случае $\bar{\alpha} = 4.2$), лучше согласуются с фактическими гидрографами.

Значительные изменения расходов воды во входных створах при существенном, распределенном по длине реки, боковом притоке. В начальный момент времени режим близкий к установившемуся. Из выражения (4) получим:

$$Q(t) = \sum_{j=1}^m \left\{ \int_{t_0}^t P_{ij}(t-j) g_j(f) df + \sum_{i=1}^n \int_{t-t_0}^t P_{ij}(t-j) f_{ij} \tilde{h}_j(f) df \right\} + \bar{Q}(t) \quad (12)$$

где $P_{ij}(t)$ - кривая добегания, соответствующая трансформации бокового притока при движении к руслу, принимаемая одинаковой для всех частных бассейнов, f_{ij} - площади, тяготеющие к t -тому отрезку j -того частного бассейна.

Этот случай наиболее типичен для небольших и средних водосборов с хорошо развитой речной сетью. В отличие от предыдущего случая здесь явно задаются величины частных площадей, в соответствии с которыми осуществляется распределение интегрального притока для каждого частного бассейна.

Выражение (12) использовалось в работе [5] для расчета дождевых паводков в бассейне р.Онон. Интегральный приток складывался из собственно притока от осадков и потерь воды при выходе на пойму. Для определения притока от осадков была построена довольно простая модель, включающая три параметра. Помимо данных об осадках при этом использовались также данные о дефиците влажности воздуха для расчета испарения.

При выборе модели формирования потерь воды на пойме полагалось, что основная доля их идет на заполнение бессточных углублений, распределенных по экспоненциальному

закону. Модель включала два эмпирических параметра.

Параметры моделей притока от осадков и потеря воды на пойме (всего пять параметров) находились методом оптимизации одновременно с параметрами кривых добегания в выражении (12). На рис. I показаны фактические и спрогнозированные на сутки гидрографы для одного из створов на р. Онон.

4. Осуществляется сработка запасов воды при отсутствии притока и дождевых расходах во входных створах:

$$Q(t) = \sum_{j=1}^m \sum_{k=t_0}^t \tau_j P_{kj}(t_k) g_{kj}(t_0) \quad (13)$$

Основные трудности при использовании этого уравнения связаны с заданием $g_{kj}(t_0)$ для всех m частных бассейнов. Достаточно простой прием для определения этих значений можно использовать при $m=1$. В этом случае можно записать систему линейных уравнений для определения g_i по заданным расходам воды в замыкающем створе за n единиц времени, предшествующих моменту t_0 :

$$A \vec{g} = \vec{b}, \quad (14)$$

где \vec{g} - вектор искомых значений g_i , A - матрица с элементами $a_{ik} = \tau P_i(k)$, причем $k = i = 1, 2, \dots, n$, \vec{b} - вектор, элементами которого являются расходы воды в замыкающем створе за n единиц, предшествующих моменту времени t_0 . При этом естественно полагается, что параметры τ и n заданы. Для $n > 2$ при решении системы (14) использовался метод регуляризации [2], позволяющий получить устойчивые решения при наличии ошибок в исходной информации.

Такой подход использовался для многих водосборов как средство повышения точности краткосрочных прогнозов за счет учета информации, поступившей к моменту выпуска прогноза.

В заключение можно отметить, что допущения, вводимые при получении рассмотренных частных случаев, нередко нарушаются и приходится пользоваться более общими решениями. Тем не менее выполненные расчеты показали, что область

применения этих частных случаев достаточно широка.

Литература

1. Корень В.И. Моделирование процессов формирования стока рек лесной зоны КТС. Метеорология и Гидрология, № 10, 1980.
2. Корень В.И., Кучмент Л.С. Математическая модель формирования дождевых паводков, оптимизация ее параметров и использование в гидрологических прогнозах. Метеорология и Гидрология, № 12, 1971.
3. Корень В.И., Чернова Н.П. Учет распределенного бокового притока при расчетах неустойчивого движения воды. Труды Гидрометцентра СССР, вып. 240, 1982.
4. Кучмент Л.С. Математическое моделирование речного стока. Гидрометиздат, Л., 1972.
5. Чернова Н.П. Модель формирования стока на приточном участке реки. Метеорология и Гидрология, № 6, 1982.

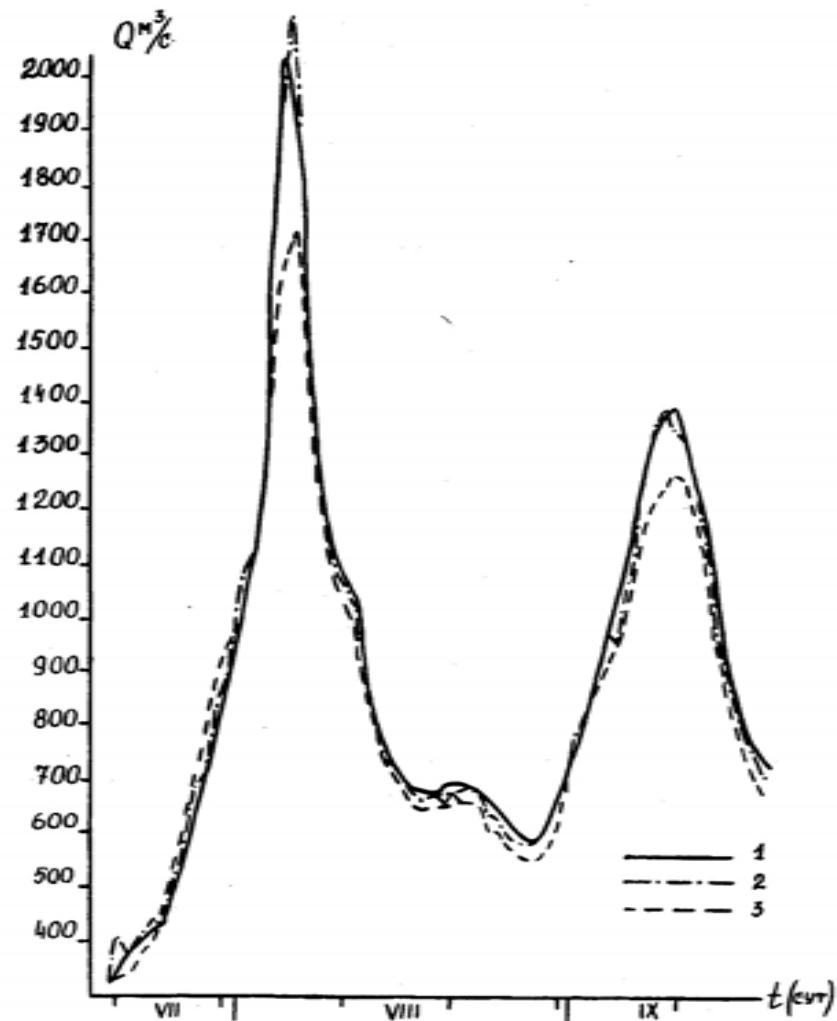


Рис. I Фактические (1) и спрогнозированные расходы воды с использованием: 2 - выражения (I2), 3 - выражения (5).
р. Онон - с. Чирон, 1969 г.

РАСЧЕТ (ПРОГНОЗ) ТРАНСФОРМАЦИИ РАСХОДОВ (УРОВНЕЙ) ВОДЫ
НА ПРИТОЧНЫХ УЧАСТКАХ РЕК

Дается более общее выражение для расчета трансформации расходов воды с учетом распределенного притока и не нулевых начальных условий. Решение состоит из трех элементов: собственно интеграла Диамеля, преобразующего заданный входной гидрограф; выражения, преобразующего боковой приток при движении к замыкающему створу; члена, учитывающего сработку аккумулированных в русловой сети запасов воды. Рассматривается ряд частных случаев общего выражения. Приводятся примеры использования этих соотношений в краткосрочных прогнозах стока.

ZUR BERECHNUNG (VORHERSAGE) DER TRANSFORMATION VON
DURCHFLÜSSEN (WASSERSPIEGEL) AN DEN NEBENFLÜSSEN

In dem Beitrag wird das allgemeine Berechnungsverfahren der Durchflusstransformation mit Hinsicht auf die Zuflussverteilung und die Anfangsbedingungen, die der Null nicht gleich sind, dargelegt. Die Lösung besteht aus folgenden drei Elementen: aus dem den Eingangshydrograph transformierenden Duamelin-Integral, aus dem den Nebenzufluss zum Ausflussquerschnitt transformierenden mathematischen Beziehungen, sowie aus dem Element, das die Änderung des Wasservorrates im Flusennetz berücksichtigt. Es werden sowohl einige Sonderfälle der allgemeinen Berechnungsverfahren als auch mehrere Anwendungsbeispiele für diese Beziehungen bei den kurzfristigen Abflussvorhersagen angeführt.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 23

ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ
ТОЧНОСТЬЮ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ
ЗАВИСИМОСТЕЙ, ОПРЕДЕЛЕННЫХ
ВЫЧИСЛЕНИЕМ РЕГРЕССИИ, И
ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ ПРОГНОЗА

Ковач, Щ.

ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ ТОЧНОСТЬЮ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ЗАВИСИМОСТЕЙ, ОПРЕДЕЛЕННЫХ ВЫЧИСЛЕНИЕМ РЕГРЕССИИ, И ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ ПРОГНОЗА

Ковач Шандор
Водохозяйственное управление средне-тисайской территории

При прогнозировании гидрологических явлений прогнозистические значения отличаются от действительных значений. Величина ошибки прогнозов зависит от точности и полноты исходных данных, от заблаговременности прогнозов, от применимости прогнозистического метода в данном случае, от точности вычислений прогнозистического метода.

Известны несколько методов вычисления точности прогнозов. Цель этих вычислений – определение применимости данного метода, выбор наиболее эффективного метода при сравнении нескольких моделей.

В данной работе представлены результаты анализа точности регрессионных зависимостей, построенных для значений уровня среднего течения реки Тисы. В ходе исследований большое внимание обращалось на определение причин больших ошибок прогнозистической модели. В первой части работы приводятся способы определения точности прогнозов. Во второй – изменение ошибок в зависимости от заблаговременности прогнозов. В третьей части рассматриваются природные и обусловленные деятельностью человека явления, оказывавшие влияние на точность прогноза за время его заблаговременности.

I. Применимые методы вычислений ошибок

Для определения точности прогнозистических зависимостей применялись следующие методы вычисления ошибок.
При оценке количественных прогнозов в большинстве случаев

используется метод вычисления разницы значений $\delta_t (\Delta t)$ между вычисляемой $\{t+\Delta t\}$ и действительной $x(t+\Delta t)$ величин и определение дисперсии ошибок $\sigma^2 = E\{\{x - \bar{x}\}^2\}$. Изменение за время заблаговременности прогноза гидрологического явления $x(t+\Delta t) - x(t)$ и его дисперсии показывает на изменчивость гидрологического явления.

Связь между изменчивостью гидрологического явления и ошибками прогнозов выражается следующим корреляционным отношением $\rho = \sqrt{1 - (\frac{\sigma}{\bar{x}})^2}$.

В ходе вычислений выбор регрессионных уравнений производился по максимальному значению полного коэффициента корреляции $\rho(x_i, y_i) = \sqrt{1 - \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}}$.

Представленные выше методы вычислений ошибок прогноза в большинстве случаев хорошо характеризуют эффективность метода. При выдаче прогноза определяется интервал значений, к которому с большой вероятностью относится прогнозируемая величина. В интересах выполнения этого условия необходимо исследовать распределение ошибок. В случае достаточного количества проверочных данных ($n > 30$) существует возможность построить кривые обеспеченности и кривые распределения ошибок.

2. Изменение ошибок прогнозов в зависимости от заблаговременности прогнозов

Связь между ошибками прогноза и его заблаговременностью исследовалась для краткосрочных прогнозов и прогнозов пика паводков.

Определение прогностических зависимостей основывалось на обработке данных уровней воды.

В работе приводятся результаты вычислений использования прогностических уравнений в период высокого паводка для станций Тисафоред, Сольнок, Чонград.

Заблаговременность приводимых краткосрочных прогно-

зов - 1, 2 и 3 дня. В 1-й таблице показаны ошибки и эффективности прогнозов. Из таблицы видно, что нет существенной разницы между ошибками прогнозов для трёх станций. Наилучшие результаты получены для станции Тисафоред. Для этой станции характерно небольшое изменение уровней воды за счёт широкого русла. Этим объясняется сравнительно малое значение коэффициента эффективности. Для станции Сольнок после выдачи прогноза большое влияние может оказать на значения уровней воды возможное затопление территорий, защищённых летними дамбами, что может изменить точность прогнозов. На точность прогнозов для станции Чонград влияет затопление территорий, защищённых летними дамбами, и водный режим реки Кёрён.

На рис. I представлены кривые обеспеченности ошибок краткосрочных прогнозов для станции Сольнок.

Во второй таблице приводятся ошибки прогнозов для трёх станций на время максимального уровня паводка на станции Ванароннамень.

Ошибка прогнозов, естественно, возрастают по мере удаления от станции Ванароннамень.

Коэффициент эффективности приблизительно одинаков для трёх станций.

Из-за больших значений заблаговременности прогнозов, /которые в случае прогноза пика паводка совпадают со временем дебегания/, прогностические величины значительно отличаются от действительных значений. Это наглядно показывает 2-ой рисунок, на котором представлены кривые обеспеченности ошибок прогнозов единичных паводков. Ряд ошибок подразделён на три однородных ряда, что было вызвано наличием больших ошибок как в положительном так и в отрицательном интервалах. В результате анализа больших ошибок выяснилось, что после выдачи прогнозов в погоде произошли изменения, значительно отличающиеся от средних погодных условий, стоящие в тесной связи с большими ошибками.

В случае погодных условий с осадками выше нормы, но не приводящими к новому паводку на станции Вашароннамень, т.е. в том случае, когда нельзя использовать прогностические зависимости для сложных паводков, для станций, расположенных ниже станции Вашароннамень, получаются завышенные значения прогностических величин.

В случае погодных условий с осадками ниже нормы или отсутствия осадков – прогностические уравнения дают заниженные результаты.

Прогнозирование на станции Чонград затрудняется и тем, что за большую заблаговременность на реке Кёрёш возможно прохождение двух паводков.

3. Способы уточнения прогноза, выводы

Главная причина больших ошибок краткосрочных прогнозов среднего течения реки Тисы объясняется затоплением территорий, защищаемых летними дамбами. Ошибки прогнозов можно уменьшить, используя значения высот летних дамб, учитывая понижение уровней воды за счёт затопления этих территорий.

Главная причина ошибок прогнозов пика паводка в стокообразующих осадках, выпавших за два дня до выдачи прогноза / выпавшие осадки на верхнем водосборе реки Тисы через два дня оказывают влияние на режим стока на станции Вашароннамень/ и на 1-6 дней после выдачи прогноза.

Относительно эффективными считаются прогнозы осадков заблаговременностью на один день.

Прогнозами осадков на несколько дней пользуются в таких случаях, когда речь идёт о качественном прогнозе/ повышается или понижается уровень воды/.

На рис.3 показана связь между ошибками прогноза для станции Сольнок и количеством стокообразующих осадков на

верхнем водосборе реки Тисы.

На рис.4 приводятся кривые обеспеченности ошибок прогноза на станции Сольнок без уточнения и с уточнением.

После уточнения ряд ошибок прогноза становится более однородным, кривая обеспеченности значительно изменяет свою форму.

	Δt	$ \bar{\Delta H} $	$-\Delta H_{\max}$	$+\Delta H_{\max}$	σ	φ
Тисафырэд	1	3,6	-13	11	4,8	0,75
	2	6,3	-16	18	7,7	0,77
	3	7,9	-20	19	9,8	0,80
Сольник	1	3,7	-14	16	5,2	0,83
	2	7,6	-21	24	9,2	0,82
	3	8,9	-20	25	10,9	0,84
Чонград	1	5,2	-17	15	6,5	0,76
	2	7,6	-18	24	9,3	0,78
	3	9,2	-25	24	11,7	0,80

Табл. 1. Ошибки краткосрочных прогнозов воды

	τ	$ \bar{\Delta H} $	$-\Delta H_{\max}$	$+\Delta H_{\max}$	σ	φ
Тисафырэд	пр.	4-10	16,5	-39	35	22,4
	сл.	2-8	11,3	-20	22	16,9
Сольник	пр.	6-14	24,0	-63	78	28,0
	сл.	4-10	10,4	-26	25	14,1
Чонград	пр.	7-18	31,6	-79	105	38,5
	сл.	5-12	23,5	-40	59	29,8

Табл. 2. Ошибки прогнозов пика паводков

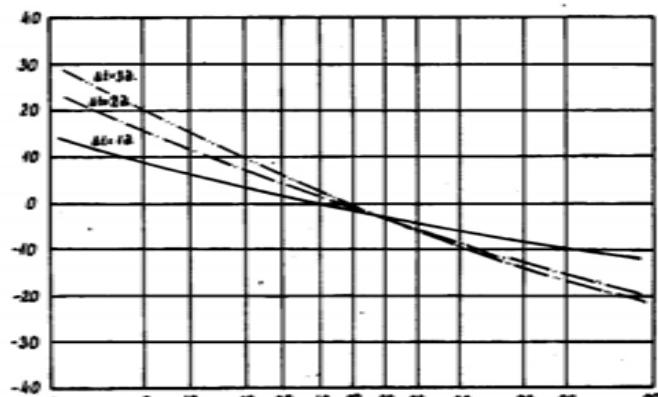


Рис. 1. Кривые обеспеченности ошибок краткосрочных прогнозов воды (ст. Сольник)

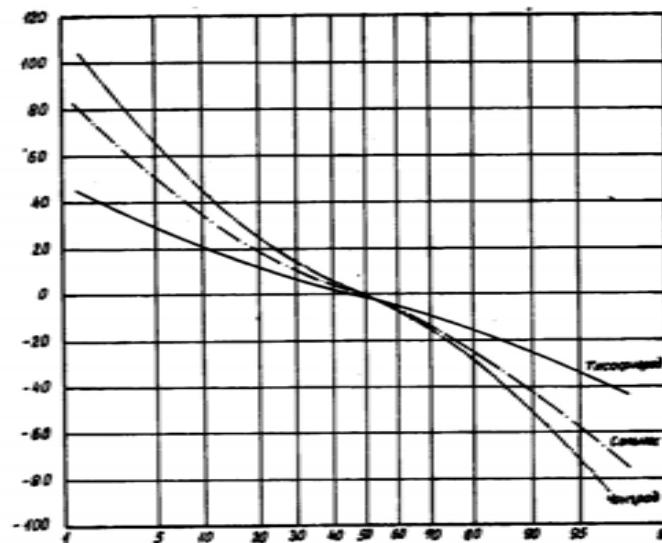


Рис. 2. Кривые обеспеченности ошибок пика паводков

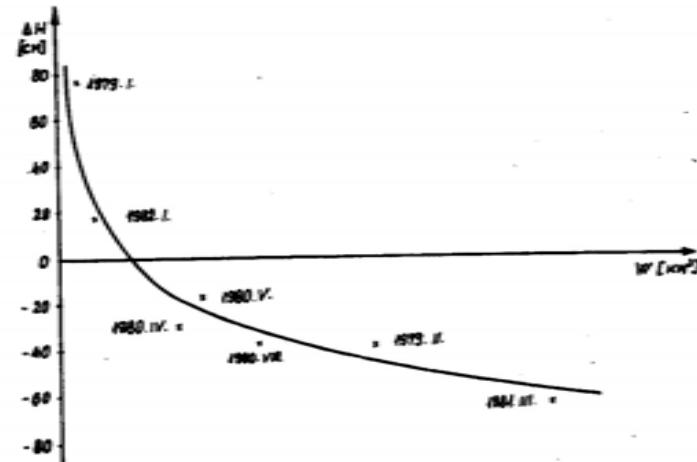


Рис. 3. Связь между ошибками прогноза пика наводнения (ст. Сольник) и стокообразующими осадками выпавшими за 2 дня до, и 1-6 дней после выдачи прогноза.

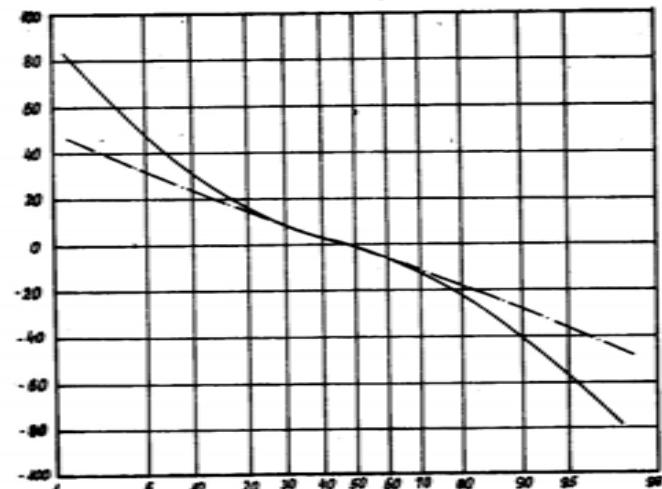


Рис. 4. Кривые обесцененности ошибок прогноза пика наводнений (ст. Сольник) без уточнения —, и с уточнением ——

ИССЛЕДОВАНИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ ТОЧНОСТЬЮ ПРОГНОТИЧЕСКИХ ЗАВИСИМОСТЕЙ, ОПРЕДЕЛЕННЫХ ВЫЧИСЛЕНИЯМИ РЕГРЕССИИ, И ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ ПРОГНОЗА

Существует несколько методов определения точности прогнозистических зависимостей. В большинстве случаев каждый из этих методов хорошо характеризует точность прогнозов. В случае фиксированной заблаговременности при краткосрочном прогнозе способы вычисления ошибок не противоречат друг другу. Проблема возникает в случае прогнозирования с заранее неопределенной заблаговременностью.

Цель работы – исследование связей между точностью прогнозов и их заблаговременностью, представление способа, снижающего влияние непредвиденных факторов.

UNTERSUCHUNG DES VERHÄLTNIS UNTER DIE ZEITVORSPRUNG UND DIE GENAUIGKEIT DER MIT DER REGRESSIONSBERECHNUNG BESTIMMTE ZUSAMMENHÄNGE DER VORHERSAGE.

Es sind mehrere Methoden der Fehlerberechnung bekannt mit denen die Genauigkeit des Zusammenhangs der Vorhersage bestimmt werden kann. Diese Methoden charakterisieren meist auch einzeln gut die Genauigkeit der Vorhersage. Bei der kontinuierlichen Vorhersagen, neben bestimmten Zeitvorsprung, sind die Methoden der Fehlerberechnungen miteinander vertraglich. Bei der Vorhersagen mit vorher nicht bestimmte Zeitvorsprung stehen wir vor komplex Problemen. Das Ziel unserer Arbeit war die Untersuchung des Zusammenhangs unter die Zeitvorsprung und die Genauigkeit der Vorhersage, und die Beschreibung eines Verfahrens, welches vermindert die Wirkung des Unsicherheitsfaktors.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 24

VORHERSAGE IN ABSCHNITTEN MIT
BEDEUTENDEM ABER NICHT
GEMESSENEM NEBENFLUSS

Kunsch, I. - Minárik, B.

VORHERSAGE IN ABSCHNITTEN MIT BEDEUTENDEM ABER NICHT
GEMESSENEM NEBENFLUSS

Kunsch, I., Minárik, B.

1. EINLEITUNG

In Flussabschnitten mit bedeutendem Nebenfluss erbringen rein transformative Methoden der Vorhersage keine befriedigenden Ergebnisse infolge der Vergrößerung der Welle und des Anwachses der Kulminationsdurchflusslängen der Wasserläufe. Die Einbeziehung des Nebenflusses ins Vorhersagemodell als selbständigen Eingang ist oft nicht möglich, da Angaben über den Nebenfluss entweder nicht vorhanden, oder nur ungenügend repräsentativ sind. Dies ist auch der Fall, wenn Nebenflüsse zwar gemessen werden, die gemessenen Werte jedoch in der Steuerungszentrale in der Echtzeit nicht zur Verfügung stehen. Wood (1978) schlug die Lösung des Problems der Abschätzung des nicht gemessenen Nebenflusses durch dessen Einbeziehung in das Eingang-Ausgangmodell des Hauptwasserlaufes vor, in welchem die autoregressiven Parameter die nicht gemessenen Eingänge in Betracht ziehen. Im Unterschied zur Woodschen Methode vom Typ des schwarzen Kastens geht in diesem Beitrag die vorgeschlagene Lösung von der Methode des Zuflusskoeffizienten aus, wobei zur Ableitung des Zuwachses im unteren Profil der transformierte Verlauf der Durchflüsse des oberen Profils verwendet wird. Die Zeitsequenz der Zuflusskoeffizienten ist durch einen selbständigen stochastischen Prozess modelliert, dessen Parameter durch eine adaptive Filterungsmethode Kalmanischen Typs geschätzt werden [3]. Die

Methode findet bei der Vorhersage von Durchflüssen in einigen Wasserläufen der Tschechoslowakei Anwendung.

2. FORMULIERUNG DES MODELLS

Die Methode des Zuflusskoeffizienten [2] basiert auf der empirischen Erkenntnis, dass falls sich der spezifische Abfluss infolge Niederschlagsaktivität oder Schneeschmelze im Einzugsgebiet bis zum oberen Profil ändert, der spezifische Abfluss im benachbarten Zwischeneinzugsgebiet und somit auch im Einzugsgebiet bis zum unteren Vorhersagesprofil sich mesistens ebenfalls proportional verändert. Analog ist dem auch bei Abflussrückgang. Es kann somit vorausgesetzt werden, dass

$$\frac{M^D(t)}{M^H(t-t')} \approx \text{konst.} \quad (1)$$

wo $M^D(t)$ der spezifische Abfluss auf der Fläche des Einzugsgebietes F^D bis zum Vorhersagesprofil im Moment t ist, $M^H(t-t')$ der spezifische Abfluss auf der Fläche des Einzugsgebietes F^H bis zum oberen Profil im Moment $t-t'$, und t' die Durchflusslaufzeit ist. Dann kann geschrieben werden

$$\frac{M^D(t).F^D - M^H(t-t').F^H}{M^H(t-t').F^H} = \frac{Q^D(t) - Q^H(t-t')}{Q^H(t-t')} = \\ = \frac{q(t)}{Q^H(t-t')} \cdot \frac{\int_0^s B(s)ds}{Q^H(t-t')} \approx \beta(t) = \text{konst.} \quad (2)$$

wo β der Zuflusskoeffizient, Q^D der Durchfluss im unteren Profil, Q^H der Durchfluss im oberen Profil, B der auf die Längeneinheit des Bettes per Zeiteinheit anfall-

lende Nebenfluss und Δq der Gesamtzuwachs des Durchflusses aus dem Zwischeneinzugsgebiet ist. Aus Gleichung (2) folgt

$$\Delta q(t) = \beta(t) \cdot Q^H(t-t') \quad (3)$$

Das Grundvorhersageschema für das untere Profil kann durch die Relation

$$Q^D(t) = Q^H(t-t') + \Delta q(t) + \epsilon(t) \quad (4)$$

zum Ausdruck gebracht werden, wo $\epsilon(t)$ die Störung der Beobachtung repräsentiert.

Die Berechnung des Zuflusskoeffizienten in der Zeit t drückt die Gleichung

$$\beta(t) = [Q^D(t) - Q^H(t-t')] / Q^H(t-t') \quad (5)$$

aus.

Bei der Berechnung von $\beta(t)$ im Sinne dieser Gleichung wird nur eine einfache Translation des oberen Zuflusses in Betracht gezogen und Transformationseffekt des Flussbettes wird nicht erwogen. Erwägt man jedoch die Transformation, so entspricht dem Zufluss $Q^H(t-t')$ der Zufluss

$$Q_T^D(t) = f [Q^H(t-t')] \quad (6)$$

Der Zuflusskoeffizient wird dann realistischer durch die Gleichung

$$\beta(t) = [Q^D(t) - Q_T^D(t)] / Q_T^D(t) \quad (7)$$

zum Ausdruck gebracht, wobei der Zuflusskoeffizient außer dem Einfluss des Zwischeneinzugsgebietes auch die Transformationsfehler in sich einschließt. Da vorausgesetzt ist, dass die Beziehung (1) nur annähernd gilt und der nichtstationäre Charakter hydrologischer Prozesse in Betracht gezogen wird, erwägt man die Zeitveränderlichkeit des Zuflusskoeffizienten. Für die Vorhersage des

Durchflusses $Q^D(t+\tau)$ für die Zeit $t + \tau$ im voraus, so gilt aufgrund von (4)

$$Q^D(t+\tau) = Q_T^D(t+\tau) [1 + \beta(t+\tau)] \quad (8)$$

Der Durchflusskoeffizient $\beta(t+\tau)$ ist jedoch zur Zeit t noch nicht bekannt, es ist somit eine vereinfachte Lösung nötig. Eine der Möglichkeiten ist die Anwendung des letzten bekannten Wertes $\beta(t)$, die zweite Möglichkeit die durchgehende Schätzung von $\beta(t+1/t)$. Im Falle der durchgehenden Prädiktion des Zuflusskoeffizienten erscheint die Anwendung des Adaptivverfahrens der Identifikation und Modellierung der Zeitentwicklung des Zuflusskoeffizienten als selbständigen stochastischen Prozesses in der Form

$$\beta(t+\tau) = F[\beta(t)] + w_1(t) \quad (9)$$

vorteilhaft, wo F die Funktion der dynamischen Entwicklung und $w_1(t)$ die Zufallsstörung ist.

3. DER IDENTIFIKATIONSVORGANG

In Hinblick auf das Nichtvorhandensein jedweder direkter, auf den Momentalbeitrag des Zwischeneinzugsgebietes bezogener Daten, setzt sich das Identifikationsproblem aus folgenden Aufgaben zusammen:

- Simulation der Transformation des Durchflussverlaufes im oberen Profil Q^H , erzielt bis zur aktuellen Zeit t bis zum Durchflusslauf im unteren Profil Q_T^D bis zur entsprechenden Zeit $t+\tau$.
- Berechnung des Zuflusskoeffizienten $\beta(t)$.
- Prädiktion des Zuflusskoeffizienten $\beta(t+\tau/t)$.
- Vorhersage $Q^D(t+\tau)$ für das untere Profil.

Zur Ableitung des transformierten Verlaufes ist im

allgemeinen eine beliebige Transformationsmethode anwendbar, unter den getesteten Methoden jedoch - der Kaskade linearer Behälter, des Kanals mit zeitveränderlicher Translationszeit, der Modelle des Typs ARMA und ARIMA - zeigte das Kanalmodell mit einer von der Durchflussgröße nichtlinear abhängigen Translationszeit für die untersuchten Flussabschnitte die besten Ergebnisse.

Der aufgrund der Gleichung (7) berechnete Zuflusskoeffizient β vorfolgt die Form des Ausgangshydrogramms in hydrologisch stationären Perioden zum Unterschied von rein transformativen Methoden fast fehlerlos. Die markantesten Veränderungen der β Werte treten in Situationen einer plötzlichen Veränderung des Abflussprozesses und in den Unstetigkeitspunkten der beobachteten Hydrogramme auf (siehe Bild 2,3). Diese Tatsache war ausschlaggebend beim Entwurf des adaptiven Algorithmus.

Die unbekannte Funktion F in der Gleichung (9), welche die dynamische Entwicklung der hydrologischen Prozesse des untersuchten Einzugsgebietes charakterisiert, wurde durch mehrere Varianten linearer und linearisierbarer Funktionen modelliert, wobei für jede Variante eine Anfangsabschätzung der unbekannten Parameter durch eine Identifikationsmethode vom Wurzeltyp (Peterka, 1975) durchgeführt wurde. Die besten Ergebnisse zeigte das kombinierte Modell ARMA und ARIMA in degenerierter Form

$$\begin{aligned} \beta(t+1/t) = & x_1(t)\beta(t) + x_2(t)[\beta(t) - \beta(t-1)] + \\ & + x_3(t)[Q_T^D(t+\tau) - Q^D(t)] + x_4(t)[\beta(t-1) - \\ & - \beta(t) + w_1(t)] \end{aligned} \quad (10)$$

wo ausser dem ersten autoregressiven und dem zweiten integralen Glied das dritte Glied die Entwicklungstendenz des Zuflusses aus dem höhergelegenen Einzugsgebiet und das vierte Glied den Fehler der vorherigen Prädiktion darstellt. Durch Konzentration der unbekannten Parameter in den Vektor $x(t)$ und durch dessen Ausdruck im Zustandsraum durch ein Modell des Zufallschrittes

$$x(t+1) = x(t) + w_2(t) \quad (11)$$

kann das Gleichungssystem (9), (10) durch den Kalmansche Filtrationsalgorithmus [1], [3], gelöst werden. Das Glied w_2 in der Gleichung (11) stellt die unbekannte Störung dar.

Durch die bekannte Einschränkung der Anwendung des Kalmanschen Identifikationsverfahrens ergeben sich Schwierigkeiten bei der Abschätzung der Initialwerte des Zustandvektors $x(0)$ und der Kovariationsmatrix der Abschätzungsfehler des Zustandvektors $P(0)$ und hauptsächlich der Momentcharakteristiken der Störungen $w_1(t)$ und $w_2(t)$, deren Kenntnis in jedem Schritt erforderlich ist. Relativ von guter Qualität erwiesen sich für die untersuchten Abschnitte nur die Schätzungen $x(0)$, die durch die Wurzelmethode erzielt wurden [4].

Bei der Schätzung der Störungscharakteristiken - der Kovarianz Q der Störung w_2 und der Kovarianz R der Störung w_1 - ist es möglich durch Untersuchung der "Weisse" der Innovationssequenz der Residuen die Anfangsschätzungen durchgehend zu werten und gegebenenfalls zu korrigieren. Ein grosser Nachteil eines derartigen Vorganges ist die typische Versepitung der Indikation, dass sich die Unbestimmtheit der hydrologischen Prozesse verändert hat, und die daraus sich ergebenden Fehler der Abflussvoraussage. Aus diesem Grunde wurde für die Filtrations-

abschätzung die Zweipegelmethode angewandt [3], in welcher es zur Veränderung der (für typische hydrologische Situationen im off-line Regime bestimmten) Kovarianzwerte aufgrund gewisser Zeichen im Laufe der Beobachtungen selbst kommt [5].

Ahnlich wie bei der Vorhersage des Niederschlagabflusses, wo es sich gezeigt hat, dass es nicht angemessen ist, ungenau gemessene Niederschläge als Eingaben direkt auf den vorausgesagten Abfluss wirken zu lassen und wo die indirekte Einwirkung - die Wirkung des durch den Abflusseffekt bedingten Niederschlag effektes - bessere Voraussagen zeigte [3], ähnlich ist es auch in der Gleichung (10) angemessen, die Schätzungen der Unbestimmtheiten der einzelnen Glieder durch den Abflusseffekt im unteren Profil zu bedingen. Ein solches Verfahren ist von grosser Bedeutung zwecks Unterscheidung der tatsächlichen Veränderungen des Abflussprozesses von seinen zufälligen Störungen, was sehr wichtig insbesondere in der Anlaufphase der Flutwelle ist. Die Erwägung einer nur erhöhten Unbestimmtheit im Falle der Veränderung endogener Größen hat im Falle der Änderung des Ausgangsabflusses die Vergrösserung des Einflusses der Eingänge und geringere Abweichungen der Vorhersagen zur Folge. Kommt es demgegenüber im Falle der Veränderung endogener Größen nicht zur Veränderung des Ausgangsabflusses, wird die Erwägung der erhöhten Unbestimmtheit keine unerwünschten heftigen Erhöhungen der Abschätzungsabweichungen, sondern nur geringe Oszillationen der Vorhersagen im Bereich der letztgemeinsenen Ausgänge zur Folge haben.

4. NUTZUNG DER METHODE

Die Methode wurde auf der Donau und auf einigen Wasserläufen des Einzugsgebietes der Donau in der Tsche-

choslowakei bei verschiedener Grösse der Einzugsgebiete der Flussläufe selbst sowie bei einer unterschiedlichen Grösse des Beitrages des Zwischeneinzugsgebietes angewandt. Die die in Betracht gezogenen Flussabschnitte und die Grösse des Beitrages des Zwischeneinzugsgebietes charakterisierenden Grundangaben sind in Tab. 1 angeführt.

Angaben mit einer 3-stündigen Musterziehungsperiode standen zur Verfügung. Im Falle des Flusses Hron wurde die Berechnung für die Welle No. 1 aus der Zeitspanne 3.4. bis 10.4.1979 und für die Welle No. 2 aus der Zeitspanne 7.3. bis 13.4.1981 ausgeführt, im Falle des Flusses Morava /March/ für die Welle No. 1 aus der Periode vom 8. bis 18.2.1977 und für die Welle No. 2 aus der Periode vom 11. bis 18.1.1976, im Falle der Donau für die Periode vom 1.7. bis 30.9.1975. Sämtliche Angaben wurden für die Berechnung anhand der Methode des Zuflusskoeffizienten für Alternativen angewandt:

- a/ ohne Adaptation, d.h. zur Vorhersage wird der zuletzt gewonnene Wert des Koeffizienten $\beta(t)$ benutzt
- b/ mit Adaptation, d.h. für die Vorhersage wird die adaptive Schätzung $\beta(t + \Delta t/t)$ herangezogen, wo Δt der Vorsprung der Vorhersage ist, wobei $\Delta t = 3, 6, 9, \dots$ St.

Für den Vergleich mit Methoden, welche den nicht gemessenen Nebenfluss nicht in Erwägung ziehen, sind in Bild 1 die Ergebnisse der Vorhersagen der Methode des Zuflusskoeffizienten und der linearen Reservoirkaskade veranschaulicht. Mit Rücksicht auf das Anwachsen der Flutwelle längs des Wasserlaufes weisen die Ergebnisse der Kaskade der linearen Reservoire eine beträchtliche Unterweibertung der Schätzungen auf und der mittlere absolute Fehler von $64.55 \text{ m}^3/\text{s}$ ist sehr viel grösser als der Fehler von $11.04 \text{ m}^3/\text{s}$ der persistenten Schätzung, bei

Tab. 1 Grundcharakteristiken der Flussabschnitte
/* ohne das Einzugsgebiet des Nebenflusses der March/

Flussbett	Abschnitt		Fläche des Einzugsgeb.		Anteil des Zwischenabschnitts [%]	Mittlere Abf.	Anteil des Nebenfl.
	von	bis	ober. [km ²]	unter. [km ²]			
Hron	B.-Bystrica	Ziar	1766	3317	46.8	27.9	45.7
	Ziar	Brehy	3317	3821	13.2	45.7	49.5
	B.-Bystrica	Brehy	1766	3821	53.9	27.9	49.5
Morava	Kroměříž	Spytíhnov	7014	7890	11.1	48.9	54.0
	Spytíhnov	Strážnice	7890	9147	13.7	54.0	58.0
	Kroměříž	Strážnice	7014	9147	23.3	48.9	58.0
Dunaj	Ybbs	Wien	92454	101731	9.1	1726	1899
	Wien	Bratislava	101731	131338	*3.9	1899	1993

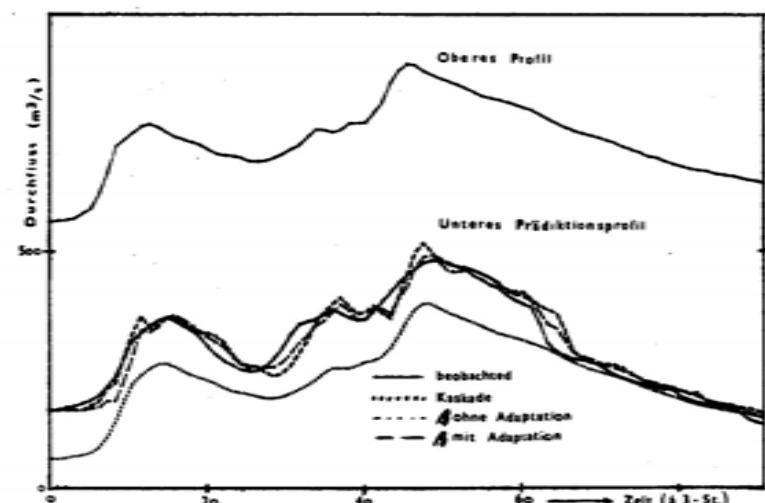


Bild 1 Vergleich der Anhand der Methode des Zuflusskoeffizienten und der linear Reservoirkaskade gewonnenen Durchflusse vorhersagen im Abschnitt Kroměříž-Strážnice am Fluss Morava.

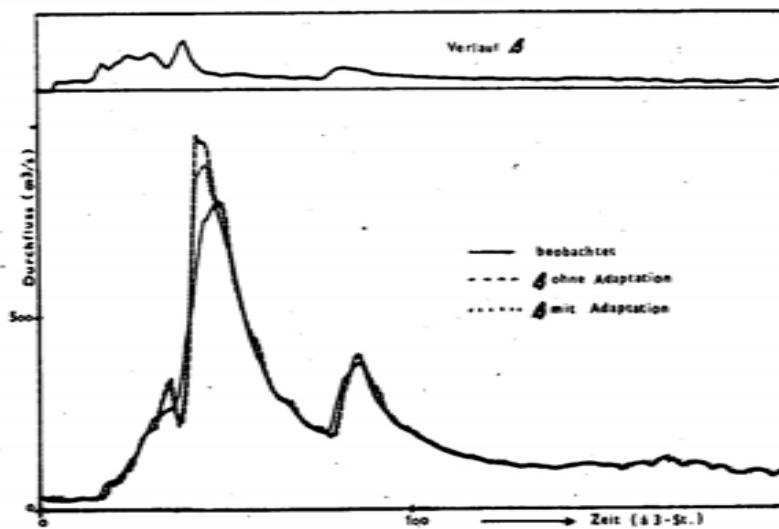


Bild 2 Verläufe der 9-St. Vorhersagen des Hron /Gren/ im Abschnitt B, Bystrica - Brehy für die Welle No. 2

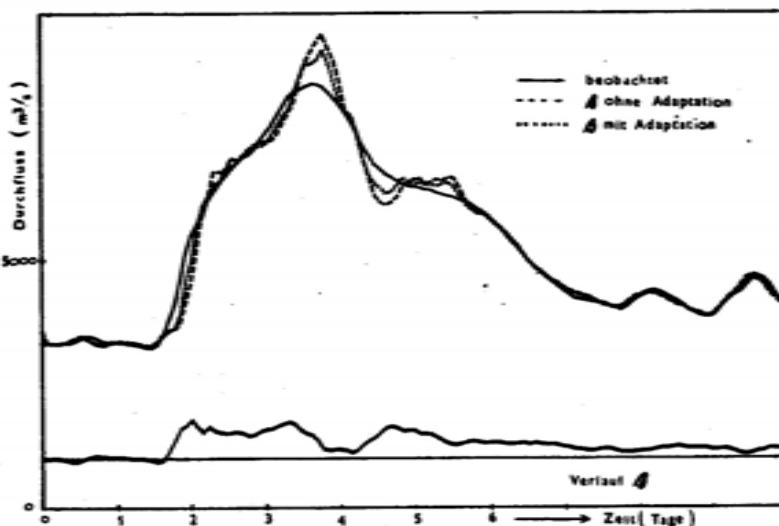


Bild 3 Verläufe der 12-St. Vorhersagen der Donau im Abschnitt Wien - Bratislava

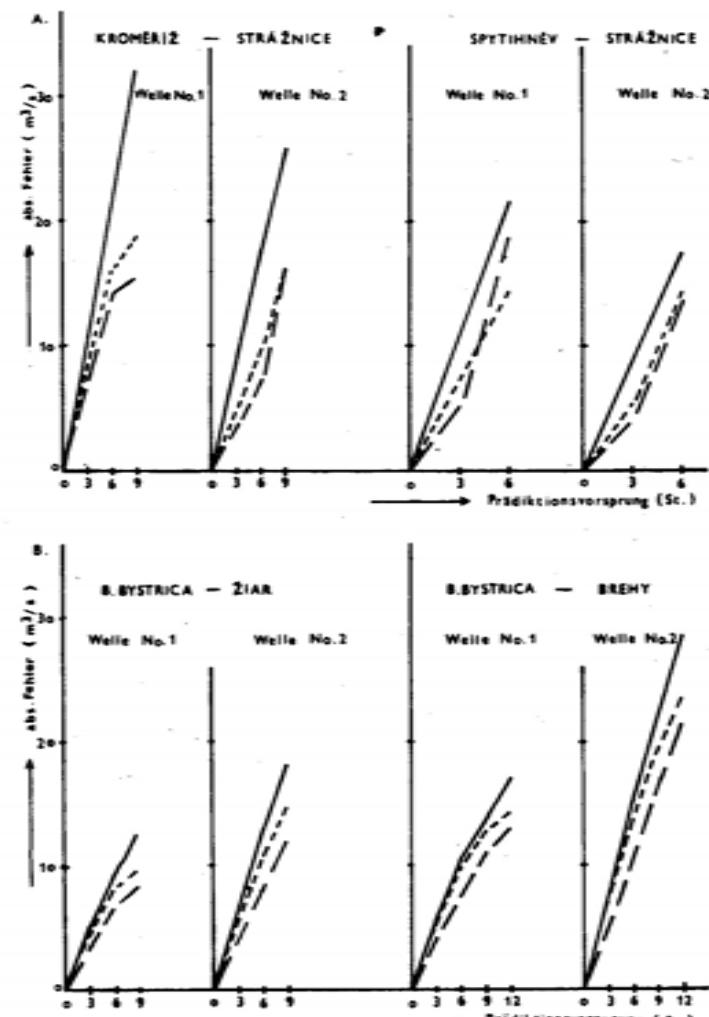


Bild 4 Mittlere absolute Fehler im Abhängigkeit von der Grösse des Prädiktionsvorsprungs. A - Fluss Morava, B - Fluss Hron
 — persistente Fehler, - - - ohne Adaptation
 - - - mit Adaptation

welcher der Voraussagewert dem zuletzt gemessenen Wert im Voraussageprofil gleich ist. Bei Adaptationsanwendung ist der Fehler von $3.64 \text{ m}^3/\text{s}$ geringer als $5.19 \text{ m}^3/\text{s}$ ohne Adaptation. In Bild 1 und im allgemeinen sind jedoch die Ergebnisse des adaptiven Zutritts nicht in allen Perioden und Phasen des Abflussprozesses besser als jene des nicht adaptiven. In Bild 2 sind die Verläufe der 9-St. Vorhersagen der Welle 1 für den Hron und in Bild 3 der Teil der Verläufe der 12-St. Vorhersagen der Donau in Bratislava veranschaulicht.

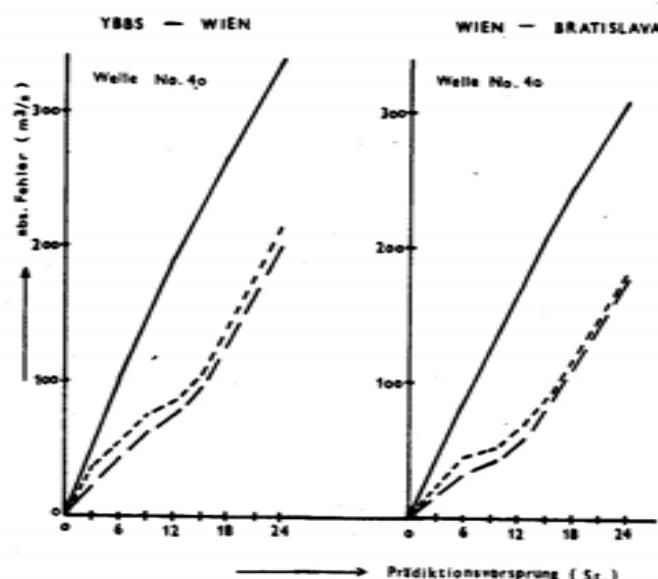


Bild 5 Mittlere absolute Fehler im Abhängigkeit von der Grösse des Prädiktionsvorsprunges /Fluss Donau/
 — persistente Fehler, - - - / ohne Adaptation
 - - - / mit Adaptation

Auf den Bildern 4, 5 sind die mittleren absoluten Werte für beide Alternativen und für unterschiedliche Zeitvorschüsse der Vorhersagen veranschaulicht. Am Falle der Donau ist am besten zu sehen, dass sich anfänglich bei Vergrösserung der Vorschlagszeit der Beitrag der vorgeschlagenen Methode gegenüber der persistenten Abschätzung vergrössert. Die geringsten Abweichungen in der Vorhersage sind ungefähr um die mittlere Laufzeit herum gelagert. Für grössere Vorschüsse als die maximale Durchflusslaufzeit kommt es bereits nicht mehr zur Verbesserung der Schätzungen, so dass der Unterschied zwischen dem persistenten Fehler und dem Fehler des Zuflusskoeffizienten konstant ist. Die Anwendung des Adaptivitätsprinzips stellt eine 10-20 % Aufbesserung der Schätzungen im Falle der Donau und eine noch höhere im Falle des Hron und der Morava dar.

5. SCHLUSS

Der Beitrag befasst sich mit dem Problem, wie die Frage der Vorhersage in den Nebenflussabschnitten der Flüsse zu lösen ist. Die vorgeschlagene Lösung zieht die in der Hydrologie heute bereits klassische Methode des Zuflusskoeffizienten zusammen mit Mitteln der Adaptivfiltration heran. Da bei Nichtvorhandensein jeglicher Angaben für den Nebenfluss die konzeptuellen Transformationsmethoden keine annehmbaren Ergebnisse zeitigen, stellt die vorgeschlagene Methode eine in der Praxis verwendbare Lösung dar. Die geringsten Abweichungen weist die Methode im Falle der Donau auf, wo infolge der beträchtlichen Abflussträgheit im Verlauf der Durchflusstransformationen im Flussbett keine grossen Abweichungen auftreten. Im Falle des Hron(Gran) und der Morava (March) kommt es bei der Transformation zu schwer erfassbaren

Unregelmässigkeiten und im Falle des Hron macht sich auch der ungünstige Einfluss von Manipulationen im wasserwirtschaftlichen Reservoir innerhalb des Abschnitts geltend, welche bei der Vorhersage unbekannt sind. Die adaptive Abschätzung des Zuflusskoeffizienten bietet eine bedeutsame Verbesserung der Vorhersagen auf allen in Betracht gezogenen Flussläufen.

LITERATUR

- [1] Anderson, B.D.O. and Moore, J.B.: Optimal filtering. Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J. 1979
- [2] Hladný, J.: Hydrologische Prognose. Hydrometeorologisches Institut, Band 22, Prag, 1970./in Tschech./
- [3] Minárik, B.: Two-level suboptimal filtering with application to water resources. In Saridis, G.N. and Bekay, G.A.(Eds.) Identification and System Parameter Estimation, Pergamon Press, Oxford, 1983
- [4] Peterka, V.: A square root filter for real time multivariate regression. Kybernetika, Vol. 11, No.1, 1975
- [5] Šutek, L. und Minárik, B.: A two-level real-time prediction of tributary flows. Proc. IAHR Conf., Bratislava, pap. 3.2.-4, 1981
- [6] Wood, E.F.: An application of Kalman filtration to river flow forecasting. In Chiu, C.L. (Ed.), Proc. AGU Chapman Conf., Pittsburg, 1978

ПРОГНОЗ НА УЧАСТКАХ СО ЗНАЧИТЕЛЬНОЙ, НО НЕМЕЗИРЕННОЙ БОКОВОЙ ПРИТОЧНОСТЬЮ

В статье представлены результаты прогноза расходов на участках рек со значительной долей участия промежуточного водосбора, когда в распоряжении не имеются данные измерения о величине доли притока. Только методы трансформации, без данных с промежуточного водосбора, не дают в таких случаях удовлетворительные результаты. Предложенное решение проблемы основано на методе коэффициента притока. Для получения временной последовательности коэффициентов притока, представляющих долю участия притоков из промежуточного водосбора, берется трансформированный ход притоков из верхнего створа промежуточного водосбора. В статье даны результаты прогноза для некоторых водотоков бассейна Дунай для случая рассмотрения последней полученной величины коэффициента притока и для случая его аддитивного предсказания через алгоритм фильтрующего типа.

VORHERSAGE IN ABSCHNITTEN MIT BEDEUTENDEM ABER NICHT GEMESSENEM NEBENFLUSS

Im Artikel werden die Ergebnisse der Durchflussvorhersage in Flussabschnitten mit bedeutendem Beitrag des Zwischeneinzugsgebietes in Fällen präsentiert, wenn über den Umfang des Beitrages keine direkt gemessene Angaben zur Verfügung stehen. Rein transformative Methoden ohne Daten aus dem Zwischeneinzugsgebiet zeitigen in solchen Fällen keine befriedigenden Ergebnisse. Die vorgeschlagene Lösung des Problems geht von der Methode des Zuflusskoeffizienten aus. Der Artikel präsentiert die Resultate der Vorhersagen aus einigen Wasserläufen des Einzugsgebietes der Donau für den Fall der Erwägung des zuletzt gewonnenen Wertes des Zuflusskoeffizienten und für den Fall von dessen adaptiver Prädiktion durch einen Filtrationstyp-Algorithmus.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 25 ГИДРОЛОГИЧЕСКОЕ ОВЕСПЧЕНИЕ
ДЕКОМПЕНСИРОВАННОГО РЕГУЛИРОВАНИЯ
СТОКА ПАВОДКОЗАЩИТНЫМИ
ВОДОХРАНИЛИЩАМИ

Лыло, В.М. - Попов, Е.Г. -
Харченко, П.Ю.

ГИДРОЛОГИЧЕСКОЕ ОВЕСПЧЕНИЕ ДЕКОМПЕНСИРОВАННОГО
РЕГУЛИРОВАНИЯ СТОКА ПАВОДКОЗАЩИТНЫМИ ВОДОХРАНИЛИЩАМИ

Лыло В.М.
Украинский региональный научно-исследовательский институт
Попов Е.Г., Харченко П.Ю.
Гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР

Наиболее радикальной мерой защиты от наводнений является регулирование стока с помощью водохранилищ. В последние десятилетия оно получает все более широкое развитие, при этом в совокупности с созданием автоматизированных систем управления. В связи с этим резко возросла потребность в гидрометеорологической информации, включая максимально быстрый ее сбор, обработку и краткосрочные гидрологические прогнозы.

Экономическая эффективность была и остается решающим фактором в любом проекте по защите от наводнений. В связи с этим техническое решение задачи в каждом конкретном случае определяется целью проекта и характером гидрологического режима. Что касается регулирования стока, как меры противопаводковой защиты, то различаются два его типа:
а) полное, когда водохранилище строится непосредственно выше охраняемого участка реки с расчетом на исключение возможности затоплений в защищаемой зоне, и б) частичное, когда регулирование стока осуществляется только на части водосборной площади. Второй тип экономичнее, когда задача состоит только в противопаводковой защите. Но при этом большое значение приобретают краткосрочные прогнозы притока воды в водохранилище и паводковых расходов с нерегулируемой части бассейна.

Примером второго решения задачи является проект противопаводкового гидроузла на р.Стрый. В этом проекте регулирование стока предусматривается с 58% площади водосбора

выше контрольного гидрометрического створа. Принятый в этом проекте способ регулирования стока, получивший название "декомпенсированного" /1/ состоит в том, что при любом паводке, подлежащем снижению с помощью водохранилища, расход воды в заданном контрольном створе реки в любой момент времени не должен превышать максимального расхода с незарегулированной части бассейна. Такой способ регулирования стока не исключает появления расходов в контрольном створе выше критических, но резко снижает их повторяемость. На примере р.Стрый он позволил вдвое уменьшить регулирующую емкость водохранилища по сравнению с традиционным способом полного регулирования при той же срезке максимального расхода паводка. Практическое осуществление "декомпенсированного" регулирования стока требует хорошо организованной и надежно действующей системы гидрометрических и метеорологических наблюдений, быстрого сбора информации и регулярного прогнозирования расходов, как составной части системы автоматизированного управления работой водохранилища.

Бассейн р.Стрый является типичным для Восточных Карпат горным бассейном. Это один из наиболее ливнеопасных районов в бассейне Днестра. Дождевые паводки формируются здесь в любое время года. В зимний период они нередко носят смешанный (тало-дождевой) характер. Крутые склоны и характерное для Карпат неглубокое залегание слабопроницаемых пород благоприятствуют повышенному стоку, а концентрический характер гидрографической сети бассейна способствует синхронности формирования паводков и повышению их интенсивности /2/. Наиболее опасными в отношении паводков являются дожди в 60-70 мм за сутки. Продолжительность подъема паводков при таких осадках составляет в контрольном створе (площадь водосбора 2400 км²) 20-30 часов.

Создание измерительно-информационного комплекса в составе автоматизированной системы управления бассейном пред-

ставляет собой сложную задачу, решение которой встречает как технические, так и методологические трудности. Недостаточная сеть гидрометрических и осадкометрических пунктов в бассейне и недостаточное разрешение наблюдений во времени затрудняют разработку методики прогнозов расходов воды, которая в принципе должна выполняться в опережающем порядке. В таких условиях разработка современных математических моделей расчета расходов дождевых паводков необходима в первую очередь не столько с практической точки зрения прогнозирования этих расходов, сколько для решения задачи создания оптимального измерительно-информационного комплекса в данных конкретных условиях. Пользуясь моделью, с помощью численных экспериментов можно наиболее обоснованно решить задачи размещения гидрометрической сети, необходимого разрешения данных об осадках по площади и во времени, оптимальной сети наблюдений за влажностью почвы и получить представление о возможной заблаговременности и точности прогнозирования паводковых расходов.

Разработанная для бассейна р.Стрый двумерная модель формирования дождевых паводков /3,4/ позволяет прийти к выводу о необходимой точности и разрешении данных об осадках и влажности почвы в бассейне, а также о том, что при длительных дождях и отсутствии надежных прогнозов количества и распределения осадков практически невозможно разработать методику, позволяющую давать прогнозы максимальных расходов в контрольном створе с нерегулируемой части бассейна существенно различной заблаговременности. Поэтому стремление к построению модели регулирования стока на основе последовательного уточнения прогнозов может привести лишь к ее неоправданному усложнению. Это подтверждается опытом уже существующих систем подобного регулирования стока /5/.

По указанным причинам общая модель работы гидроузла, основанная на принципе "декомпенсированного" регулирова-

ния, должна основываться на одной наиболее надежной методике непрерывных прогнозов паводковых расходов с нерегулируемой части бассейна и притока воды к водохранилищу с заблаговременностью достаточной для манипуляции затворами /2/. До создания измерительно-информационного комплекса наиболее надежными остаются пока методики прогнозов, основанные на использовании русловых трансформационных моделей с учетом, при необходимости, фактически выпавших осадков.

Для прогноза притока в водохранилище и нерегулируемого стока в контрольном створе в бассейне р.Стрый используются уравнения вида /2/

$$Q(t) = \sum_{\tau=1}^{t'} Q'(t-\tau) p(\tau) + \varphi \sum_{\tau=1}^{t'} q(t-\tau) p'(\tau), \quad (1)$$

где Q' - расход воды в заданном гидрометрическом створе, q - приведенный расход с неосвещенной части водосбора, $p(\tau)$ и $p'(\tau)$ - трансформационные функции, φ - весовой коэффициент, t - время, τ - время дебегания.

В условиях горного бассейна при незначительной русловой трансформации стока возможно использование и более простого уравнения вида

$$Q(t) = Q'(t-\tau) + \sum_{i=1}^k \varphi_i q_i(t-\tau), \quad (2)$$

где q_i - расходы малых рек на недостаточно освещенной части водосбора, φ_i - весовые коэффициенты, а остальные обозначения прежние.

Для р. Стрый уравнение (2) при существующей гидрометрической сети позволяет давать прогнозы на 2-3 часа вперед.

На основе краткосрочных прогнозов расходов воды разработана модель регулирования стока (управления затворами водохранилища), учитывающая соответствующие требования

проекта эксплуатации гидроузла. Модель учитывает такие параметры и требования, как минимальный запас воды в водохранилище для водопользования, предельный (максимальный) объем водохранилища, значение безопасного (критического) расхода воды в контрольном створе. В основе модели лежит зависимость сбросных расходов из водохранилища от ожидаемых расходов в контрольном створе с нерегулируемой части бассейна и притока воды в водохранилище.

Суть модели, реализуемой на ЭВМ, состоит в том, что на подъеме паводка, пока расходы в контрольном створе с нерегулируемой части бассейна не превышают критического значения, сбросные расходы из водохранилища определяются как разность между критическим расходом и ожидаемой величиной незарегулированного расхода. В противном случае сброс воды из водохранилища не производится до тех пор пока не наступит максимум расхода нерегулируемого стока. На спаде паводка сбросные расходы вычисляются как разность между максимумом незарегулированного стока и ожидаемыми расходами воды. Для ускоренного опорожнения регулирующей емкости водохранилища после больших паводков сбросные расходы назначаются такие как и на подъеме, т.е. по разности между критическим и ожидаемым незарегулированным расходом в контрольном створе. Модель предусматривает при малом притоке назначение таких сбросных расходов, при которых обеспечивается установленный для водопользования запас воды в водохранилище.

Более полное представление об автоматизированной модели "декомпенсированного" регулирования паводков дает блок-схема, показанная на рис. I. Соответствующая программа обеспечивает счет и выдачу в качестве выходных величин значения объема воды в водохранилище, сбросных расходов из водохранилища и зарегулированных расходов воды в контрольном створе. Входными величинами модели являются гидрометрические данные, по которым определяется приток воды в

водохранилище и рассчитывается ожидаемый расход незарегулированного стока в контрольном створе с соответствующей заблаговременностью. При определении зарегулированного расхода в контрольном створе учитывается время добегания сбросных расходов от водохранилища до этого створа.

На рис. 2 представлены совмещенные графики хода указанных выше переменных при регулировании паводка, выдаваемых ЭВМ. На нем также видно, насколько снижается в данном случае максимальный расход в контрольном створе. При сборе информации каждый час или каждые 2 часа, прогнозы расходов воды на 2-4 часа могут даваться с такой же частотой, т.е. с перекрытием предшествующих прогнозов.

Наиболее перспективными в отношении определения пространственного и временного распределения осадков являются радиолокаторные их измерения. Однако при этом должна предусматриваться и наземная сеть автоматизированных датчиков изменения осадков, которые необходимы не только для целей калибровки локатора, но и как дублирующая система. Последующая разработка методики краткосрочных прогнозов на основе более сложных моделей возможна только после создания автоматизированного измерительно-информационного комплекса. Следует при этом заметить, что из чисто практических соображений приоритет должен отдаваться более простым и точным методикам даже если при этом приходится терять в заблаговременности прогнозов. При определении сбросных расходов и управлении затворами необходимо учитывать вероятные ошибки прогнозов.

Литература

I. Козарь А.В., Романютина И.Д. Новые методы проектирования противопаводковых мероприятий. – Водные ресурсы, 1981, № 2, с. 56-64.

2. Лыло В.И., Попов Е.Г. Противопаводковая защита и прогнозы расходов воды в бассейне р. Стрый. – Труды Гидрометцентра СССР, 1983, вып. 265, с. 75-81.
3. Попов Е.Г., Трубихин Н.А. Двумерная модель формирования дождевых паводков. – XI Конференция придунайских стран по гидрологическим прогнозам. Бухарест, 1982.
4. Трубихин Н.А. Двумерная модель формирования паводка. – Метеорология и Гидрология, 1983, № 7, с. 94-100.
5. Lambert A.O., Lowing M.J. Flow Forecasting and Control on the River Dee. Hydrological Forecasting Symposium. IAHS - AISH Publication №.129, 1980, p. 525-534.

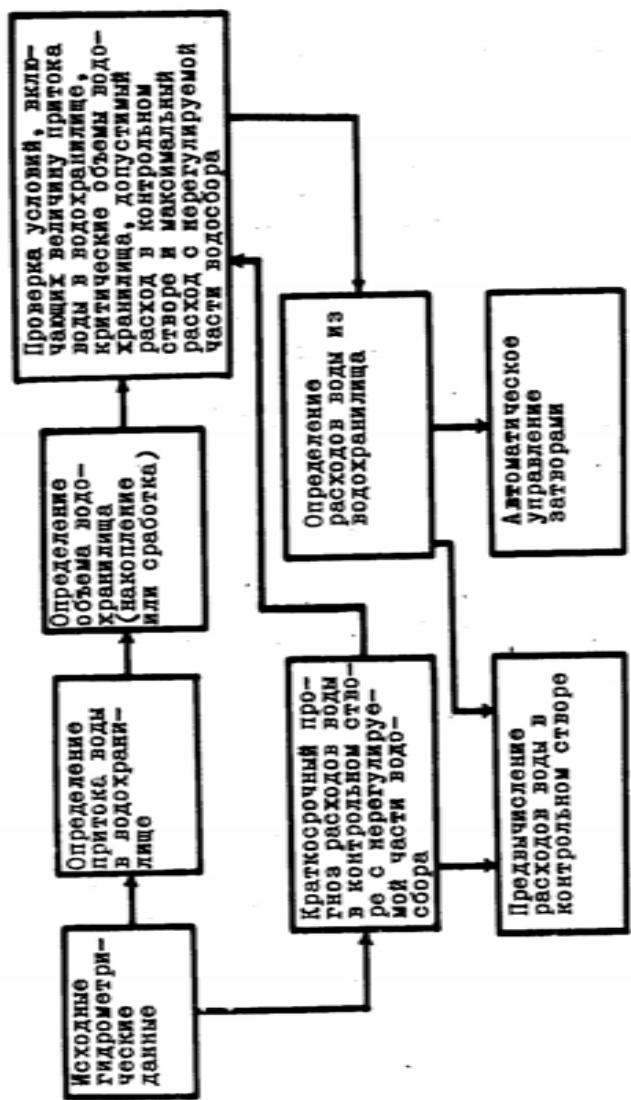


Рис. 1 Блок-схема модели регулирования стока

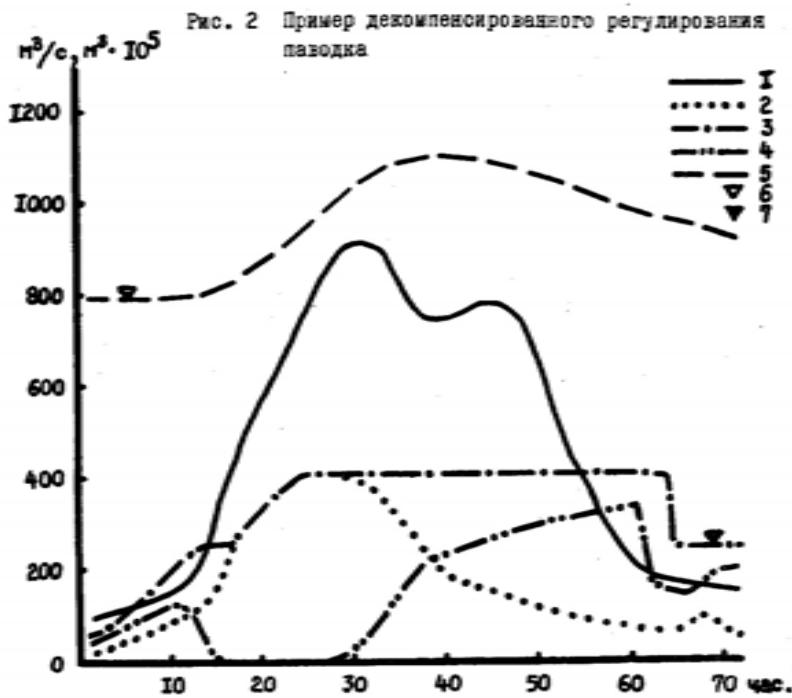


Рис. 2 Пример декомпенсированного регулирования паводка

- I - Естественный гидрограф в контролльном створе,
- 2 - Ожидаемые нерегулируемые расходы на 2 ч. вперед,
- 3 - Зарегулированный гидрограф в контролльном створе,
- 4 - Расходы воды из водохранилища,
- 5 - Объем воды в водохранилище,
- 6 - Минимальный запас воды в водохранилище,
- 7 - Критический (безопасный) расход в контролльном створе.

ГИДРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ДЕКОМПЕНСИРОВАННОГО РЕГУЛИРОВАНИЯ СТОКА ПАВОДКОЗАЩИТНЫМИ ВОДОХРАНИЛИЩАМИ

Регулирование паводочного стока в целях защиты сельскохозяйственных угодий может осуществляться с помощью водохранилищ как путем полного контроля стока, так и путем его регулирования только с части площади водосбора. Последний вид регулирования стока, получивший название "декомпенсированного", более экономен, но требует регулярных краткосрочных прогнозов расходов и создания автоматизированных измерительно-информационных систем управления. Полуски воды из водохранилища, т.е. вся работа последнего, ставится в зависимость от ожидаемых расходов воды с незарегулированной части водосбора с таким расчетом, чтобы суммарный расход в контрольном створе не превышал максимума расхода незарегулированного стока.

HYDROLOGISCHE SICHERUNG DER DEKOMPENSIERTEN ABFLUSSREGELUNG DURCH DIE HOCHWASSERRÜCKHALTEBECKEN

Die Regelung des Hochwasserabflusses für den Schutz des landwirtschaftlichen Bodens kann mittels der Wasserspeicher durch die Abflussregelung entweder im gesamten Einzugsgebiet oder im Teilgebiet erfolgen. Die Abflussregelung im Teileinzugsgebiet, die als "dekomponiert" bezeichnet wurde, ist einerseits wirtschaftlich günstiger aber sie erfordert die regelmäßige kurzfristige Abflussvorhersagen als auch die Aufstellung von automatischen Mess- und Informationsregelungssystemen. Die Auslaufmengen aus dem Wasserspeicher, die das Endeffekt beeinflussen, sind von den erwartenden Abflüssen aus nichtregulierten Teilen des Einzugsgebietes abhängig. Der Gesamtdurchfluss im Kontrollprofil wird den höchsten Hochwasserdurchfluss des nichtregulierten Abflusses nicht überschreiten.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 26 ЧИСЛЕННАЯ КРАТКОСРОЧНАЯ МОДЕЛЬ
КОЛИЧЕСТВЕННОГО ПРОГНОЗА ОСАДКОВ
ДЛЯ ПРОГНОЗА СТОКА

Мекиш, Э.

ЧИСЛЕННАЯ КРАТКОСРОЧНАЯ МОДЕЛЬ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ПРОГНОЗА
ОСАДКОВ ДЛЯ ПРОГНОЗА СТОКА

Эва Мекиш

Научно-исследовательский центр водного хозяйства, Будапешт

Оперативные прогностические модели стока основаны на измеренных величинах входных данных, исходя из которых рассчитываются ожидаемые величины результирующего процесса. Очевидно, знание будущего поведения исходной величины увеличивает точность и заблаговременность прогноза. В случае использования зависимости осадки-сток данный вопрос решается путем прогноза осадков в реальном масштабе времени. Цель данной работы заключается в разработке такого краткосрочного метода прогноза осадков в реальном масштабе времени, который может подключаться к моделям осадки-сток и позволяет их совместное использование в оперативной практике.

Эта модель по своему характеру является стохастической, динамика переменных погоды описывается множеством стохастических линейных дифференциальных уравнений. Модель учитывает также взаимосвязь отдельных переменных погоды. Основные уравнения определяются по методу пространства состояний. Проблема оценки, т.е. прогноз, решается путем применения фильтра Калмана. Испытание модели было произведено для бассейна рек Кёрёш (территория СРР, ВНР), где формируются быстропроходящие дождевые паводки, поэтому количественный прогноз осадков имеет особое практическое значение.

Структура прогностической модели осадков

Предполагаем, что за данный промежуток времени количества выпавших осадков зависит от потенциально возможного количества осадков, вертикальных скоростей и динамического дефи-

цита влажности (Бодоланэ, 1976). Соответствующие переменные погоды были выделены путем кросскорреляционного анализа. Далее известно, что количество осадков прямопропорционально зависит от потенциально возможного количества осадков и вертикальных скоростей и обратно-пропорционально от динамического дефицита влажности:

$$\begin{aligned} p(t) = & a_1(t)p(t-1) + a_2(t)p(t-2) + \dots + a_k(t)p(t-k) + \\ & + b_1(t)w(t-1) + b_2(t)w(t-2) + \dots + b_l(t)w(t-l) + \\ & + c_1(t)v(t-1) + c_2(t)v(t-2) + \dots + c_m(t)v(t-m) + \\ & + d_1(t) \frac{1}{r(t-1)} + d_2(t) \frac{1}{r(t-2)} + \dots + \\ & + d_n(t) \frac{1}{r(t-n)} + n(t) \end{aligned} \quad (1)$$

где $p(t-i)$, $w(t-i)$, $v(t-i)$ и $r(t-i)$ соответственно величины количества осадков, потенциально возможного количества осадков, вертикальных скоростей и динамического дефицита влажности за i -ый шаг до данного периода t ; k , l , m и n - число данных, от которых еще зависит количество осадков за t -ый период времени; $n(\cdot)$ - стохастическая серия, характеризующая неопределенность уравнений, и $a_i(\cdot)$, $b_i(\cdot)$, $c_i(\cdot)$ и $d_i(\cdot)$ неизвестные, переменные во времени параметры прогностической модели осадков.

В целях составления динамико-стохастической модели прогноза осадков использовались принципы метода пространства состояний (Гелб, 1974). Модель является дискретной, поскольку обладаем результатами измерений только в отдельные моменты времени. Гипер-вектор $\underline{\theta}(t)$, введенный для параметров модели, является переменной состояния модели.

$$\underline{\theta}(t) = [\underline{A}(t), \underline{B}(t), \underline{C}(t), \underline{D}(t)] \quad (2)$$

где

$$\begin{aligned} \underline{A}(t) &= [a_1(t), a_2(t), \dots, a_k(t)] \\ \underline{B}(t) &= [b_1(t), b_2(t), \dots, b_l(t)] \\ \underline{C}(t) &= [c_1(t), c_2(t), \dots, c_m(t)] \\ \underline{D}(t) &= [d_1(t), d_2(t), \dots, d_n(t)] \end{aligned}$$

Число элементов переменной состояния N определяет меру модели:

$$N = k + l + m + n \quad (3)$$

Здесь параметры модели непосредственно не имеют физического смысла, однако изменение их во времени в явной форме связано с динамикой переменных погоды, которые в данном случае непосредственно не учитываются.

Гипер-вектор измерений \underline{E} содержит известные за предшествующие промежутки времени переменные погоды:

$$\underline{E}(t) = [p(t), w(t), v(t), r(t)]^T \quad (4)$$

где

$$p(t) = [p(t-1), p(t-2), \dots, p(t-k)]$$

$$w(t) = [w(t-1), w(t-2), \dots, w(t-l)]$$

$$v(t) = [v(t-1), v(t-2), \dots, v(t-m)]$$

$$r(t) = [\frac{1}{r(t-1)}, \frac{1}{r(t-2)}, \dots, \frac{1}{r(t-n)}]$$

С помощью (2) и (4) кросскорреляционную схему (1) можно записать в следующей форме:

$$p(t) = \underline{E}(t) \cdot \underline{\theta}(t) + n(t), \quad (5)$$

которая является линейным уравнением измерений общей дискретной модели пространства состояний. Предположим, что серия

$\theta(\cdot)$ является "белым шумом" Гаусса (PGZ) с математическим ожиданием 0 и дисперсией $E[\eta^2(t)] = R$, что является условием стационарности шума.

Поскольку априорно ничего не известно о динамике параметров, то их изменение описывается по модели брауновского движения:

$$\underline{\theta}(t+1) = \underline{\theta}(t) + \underline{\varepsilon}(t) \quad (6)$$

Данная модель соответствует линейному уравнению состояний и в данном частном случае матрица перехода состояний является унитарной матрицей размером $N \times N$. Подобно предыдущему предполагаем, что $\underline{\varepsilon}(t)$, которая характеризует неопределенность параметров является "белым шумом" Гаусса с математической ожидаемостью 0 и ковариационной матрицей $N \times N$, значение которой является постоянной Q .

Меру системы N можно определить путем авто- и кросскорреляционного анализа. Авто- и кросскорреляционные функции отдельных переменных погоды с временным рядом осадков указывают на число предшествующих значений переменных, которое следует учитывать при прогнозе для промежутка времени t . Таким образом, после определения значений k, l, m и n по уравнению (3) можно найти значение N .

Определение неизвестных параметров т.е. оценка элементов вектора состояний $\underline{\theta}(t)$ производится по алгоритму линейного фильтра Калмана. Фильтр Калмана является таким рекуррентным методом прогноза, который одновременно определяет априорные значения неизвестного состояния $\hat{\underline{\theta}}(t|t-1)$ и априорную матрицу ковариации ошибки оценки $\underline{P}(t|t-1)$; используя новое измерение, обновляет прогноз и соответствующую матрицу ковариации. Обновленная апостериорная величина $\hat{\underline{\theta}}(t|t)$ определяется как линейная комбинация оценки и нового измерения. Для данной процедуры необходимо определить матри-

цу весовых коэффициентов $\underline{K}(t)$ для каждого промежутка времени. Матрица весовых коэффициентов определяется исходя из принципа минимизации ошибки оценки, что означает минимизацию следа матрицы ковариации ошибок апостериорной оценки $\underline{P}(t|t)$.

Благодаря специфичной структуре модели (6) общие уравнения фильтра Калмана получаются в более простой форме:

$$\hat{\underline{\theta}}(t|t-1) = \hat{\underline{\theta}}(t-1|t-1) \quad (7)$$

$$\underline{P}(t|t-1) = \underline{P}(t-1|t-1) + \underline{Q} \quad (8)$$

$$\underline{K}(t) = \underline{P}(t|t-1) \underline{H}^T(t) [\underline{H}(t) \underline{P}(t|t-1) \underline{H}^T(t) + R]^{-1} \quad (9)$$

$$\hat{\underline{\theta}}(t|t) = \hat{\underline{\theta}}(t|t-1) + \underline{K}(t) [p(t) - \underline{H}(t) \hat{\underline{\theta}}(t|t-1)] \quad (10)$$

$$\underline{P}(t|t) = [\underline{I} - \underline{K}(t) \underline{H}(t)] \underline{P}(t|t-1) \quad (11)$$

Для практического применения данного алгоритма необходимо знать ковариации \underline{Q} и R серии шума, а также значения начальной оценки $\hat{\underline{\theta}}(0|0)$ для момента времени $t=0$ и начальные значения матрицы ковариации ошибок $\underline{P}(0|0)$.

При наличии данных наблюдений до момента времени $t-1$ расчет прогноза осадков для промежутка времени t производится путем расчета условного математического ожидания уравнения (5), где условием является совокупность информации до $t-1$. Поскольку исходили из предположения, что серия шума η имеет нулевое математическое ожидание, поэтому условное математическое ожидание уравнения (5) получается как:

$$\hat{\underline{p}}(t|t-1) = \underline{H}(t) \cdot \hat{\underline{\theta}}(t|t-1)$$

где условное априорное математическое ожидание $\hat{\underline{\theta}}(t|t-1)$ расчитывается по зависимости (7) фильтра Калмана, т.е.:

$$\underline{p}(t|t-1) = \underline{H}(t) \hat{\underline{\theta}}(t-1|t-1) \quad (12)$$

Это в свою очередь означает, что оптимальный по методу наименьших квадратов наибольшего правдоподобия одномеровый прогноз осадков получается как скалярное произведение вектора данных наблюдений и апостериорно фильтрированного вектора параметров.

Результаты прогностической модели осадков в бассейне рек Кёрэм

Входные данные модели для периода 1 мая-31 октября 1981 года были получены от Отдела синоптики осадков Центрального института прогнозов Государственной метеорологической службы. Данные об осадках были определены как среднее арифметическое наблюдений по пяти пунктам в бассейне, а временные ряды трех переменных погоды определялись как среднее взвешенное от данных наблюдений трех близлежащих аэрологических станций: Белград, Сегед, Ужгород. При наличии данных по 12 часовым периодам прогноз осадков составляли также по этим же периодам с заблаговременностью 12 часов.

После выбора исходных данных определялась мера модели на основании исследуемых серий. В связи с этим расчитывались функция автокорреляции и три функции кросскорреляции. Наиболее тесную связь удалось установить между осадками и динамическим дефицитом влажности, что объясняется тем, что при уменьшении динамического дефицита влажности возрастает вероятность выпадения осадков. Следовательно, общая линейная кросскорреляционная схема (1) принимает следующую частную форму для бассейна рек Кёрэм:

$$\begin{aligned} p(t) = & a_1(t)p(t-1) + b_1(t)w(t-3) + b_2(t)w(t-4) + \\ & + c_1(t)v(t-2) + d_1(t)\frac{1}{r(t-1)} + d_2(t)\frac{1}{r(t-2)} + \\ & + d_3(t)\frac{1}{r(t-3)} + d_4(t)\frac{1}{r(t-4)} + v_p(t) \end{aligned}$$

Таким образом, мера модели $N = 1 + 2 + 1 + 4 = 8$ (смотри (3)). Для практического применения фильтра Калмана необходимо знать начальные величины вектора параметров $\underline{\theta}(0|0)$, матрицы ковариации ошибок начальной оценки и матрицы ковариации неопределенности параметров \underline{Q} и ошибок измерения R . Начальные условия $\underline{\theta}(0|0)$ и $\underline{P}(0|0)$ подбираются произвольно, поскольку влияние этих величин затухает в ходе рекуррентного расчета по (7) - (11). В целях более быстрой сходимости схемы следует их значения подбирать таким образом, чтобы они удовлетворяли реальным величинам уравнения (1). Исходя из условий стационарности, значения матрицы ковариации неопределенности параметров \underline{Q} и среднеквадратичное отклонение ошибок измерений R являются постоянными. Они определяются по методу "проба-ошибка" таким образом, чтобы среднее квадратичное отклонение ошибок прогнозов было минимальным для калибровочного ряда данных. Задавались следующими начальными условиями:

$$\underline{\theta}(0|0) = \dots$$

$$\underline{P}(0|0) = \langle 10, 1, 1, 10, 1000, 1000, 1000, 1000 \rangle$$

$$\underline{Q} = \langle 1, 0.1, 0.1, 1, 100, 100, 100, 100 \rangle$$

$$R = \frac{\sigma^2_{\text{осадки}}}{10},$$

при которых можно начать процедуру рекуррентной оценки параметров по (7) - (11), результаты которой приведены в таблице 1.

В первых пяти строках таблицы 1 определялись оптимальные весовые коэффициенты трех аэрологических станций (A - Белград, B - Сегед, C - Ужгород). Сравнивались суммы квадратных отклонений прогнозных значений осадков от фактических. Первая вторая и пятая строки таблицы показывают, что наилучшие результаты получаются для станции Ужгород. Взвешиванием наблю-

Таблица 1

N	A	B	C	R	След матрицы Q	Ie^2
1	8	1	0	0	1 1,1,1,10,0.1,0.1,0.1,0.1	6578
2	8	0	1	0	1 - * -	5877
3	8	0	0.4	0.6	1 - * -	4895
4	8	0.1	0.2	0.7	1 - * -	4895
5	8	0	0	1	1 - * -	4320
6	8	0	0	1	50 - * -	4177
7	8	0	0	1	100 - * -	3912
8	8	0	0	1	1000 - * -	3912
9	7	0	0	1	100 1,1,1,10,10,10,10	3202
10	7	0	0	1	100 1,1,1,100,100,100,100	3234
11	7	0	0	1	100 1,1,1,1000,1000,1000,1000	3528
12	7	0	0	1	500 1,1,1,10,10,10,10	2851
13	7	0	0.4	0.6	1000 - * -	2687

дений других станций получились менее удовлетворительные результаты. Данный факт объясняется тем, что хотя все три станции были выбраны с учетом механизма переноса влаги, которое характерно имеет СЗ-ЮВ направление, расстояния станций по данному направлению относительно водосбора разные. В модели расчет ведется по наблюденным значениям переменных (прогнозные значения не имеются), поэтому получается, что величины, наблюденные на станции Ужгород, ближе по времени к тем величинам переменных, которые предположительно характеризуют район водосбора рек Керам, чем наблюденные на других станциях. Данный подход основан на инерционном прог-

нозе переменных погоды, определяющих количество осадков, т.е. предполагается, что за последние 12 часов величины переменных остаются без изменения. С точки зрения прогноза осадков наиболее важное значение имеет та станция, на которой первой появляется формация, вызывающая осадки.

Изменяя значения матрицы ковариации неопределенности параметров Q, результаты прогноза мало изменяются (9-11 строки) пока не переходим критический предел. Более чувствительна на изменение среднего квадратного отклонения ошибок измерения R. Роль R выражается уравнениями (7) - (11). При определении вектора взвешивания Калмана - уравнение (9) - R находится в знаменателе, поэтому при увеличении R уменьшается вектор взвешивания и вместе с этим уменьшается роль обновления в уравнении (10). Полученные результаты (строки 6-9 и 11-13) указывают на то, что из-за погрешностей измерения большой вес имеет априорная оценка.

С уменьшением меры модели (не учитывая скорость ветра среди входных переменных погоды) было достигнуто дальнейшее улучшение результатов, что объясняется двумя причинами. Из графика видно, что улучшилась сходимость модели, а с другой стороны, с уменьшением меры модели в связи со стochастическим характером фильтра Калмана при недоучете одного ряда наблюдений отбросим и неопределенности измерения данного элемента.

Полученные результаты прогноза осадков ввели в качестве входных данных в модель осадки-сток (Селлемин-Надь - Мекиш, 1982). Детерминистическая часть модели, каскад линейных резервуаров, не уменьшил ошибки в прогнозированных рядах осадков, но с введением блока стохастичной подсистемы удалось отфильтровать часть этих ошибок. Таким образом, модель прогноза осадков на самом деле применима в целях увеличения заблаговременности прогноза стока.

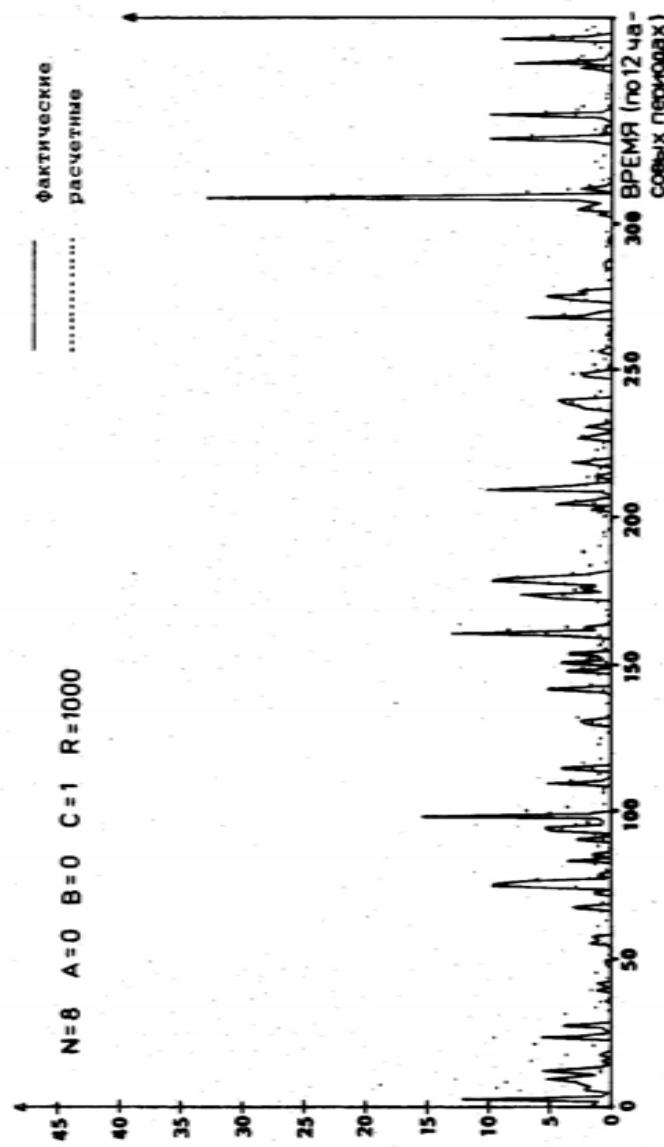


Рис. 1. Фактические и расчетные величины осадков в бассейне рек Керчи

Выходы

В данной работе описывается модель прогноза осадков, которая может быть присоединена к процедуре прогноза стока из осадков. В практике прогнозирования стока с применением данного прогноза осадков заблаговременность стока увеличивается с одним шагом (12 часов). Структура модели способствует выбору наиболее подходящих переменных погоды; при практическом построении модели руководствовались наличием оперативных данных. Обновление модели производится рекуррентным способом и поэтому не нуждается в большой вычислительной мощности, что гарантирует широкую возможность применения модели.

По полученным результатам видно, что несмотря на сравнительно простой подход, по численной модели получены результаты количественного прогноза осадков на уровне прогноза ЦНП-а, основанного на анализе синоптической ситуации. Однако нельзя ожидать, что с применением данной модели работа синоптика станет линией. В большей степени данная модель является дополнительным орудием в руках синоптика в условиях быстро изменяющихся погодных условий.

Литература

1. GELB, A.: Applied Optimal Estimation, The Analytic Sciences Corporation, USA, 1974.
2. СЕЛИШИН-НАДЬ А., МЕКИМ Э.: Применение фильтра Калмана для коррекции прогнозов по дискретной модели каскадного типа, XI Конференция придунайских стран по гидрологическим прогнозам, Бухарест, 1983.
3. BODOLAYNÉ JAKUS E.: Menyiségi csapadékelőrejelzés a Duna és a Tisza vízgyűjtő területére a csapadékot létérező folyamatok találkozási modellje alapján, OVH jelentés, Budapest, 1976.

численная краткосрочная модель количественного прогноза
осадков для прогноза стока

Гидрологические прогностические модели в реальном времени предвычисляют сток по данным об осадках или о стоке вышележащих участков водосбора. В этих моделях в качестве входных данных чаще всего регулируют результаты последних наблюдений за входным элементом прогностической модели. Любая информация о будущем поведении входного элемента увеличивает точность и заблаговременность прогноза. В случае модели речной сети модульная схема прогностической модели служит в интересах решения данной проблемы. В моделях формирования стока из осадков прогноз осадков является единственным решением. Цель заключается в развитии численной краткосрочной модели количественного прогноза осадков в реальном времени, которая может быть подключена к модели осадки-сток.

Ein numerisches Modell der Niederschlagsvorhersage für die
Erhöhung des Zeitvorsprungs der kontinuierlichen hydrolo-
gischen Vorhersagen

Die hydrologischen Echtzeit-Vorhersagen verwenden die mengenmäßige Veränderung des Niederschlags als eine der Eingabegrößen. Demzufolge erhöht offenbar jegliche Information über das zukünftige Verhalten dieser Eingabegröße die Genauigkeit der Vorhersage. Die Studie behandelt ein numerisches quantitatives Echtzeit-Vorhersagemodell des Niederschlags, welches einerseits ein brauchbares Mittel für die operative meteorologische Niederschlagsvorhersage darstellt, andererseits aber prognostizierte Niederschlagshöhen liefert, die - als Eingabegrößen verwendet - den Zeitvorsprung und damit die Genauigkeit der Abflussvorhersage erhöhen. Es ist ein Modell stochastischen Charakters, worin die Dynamik der Witterungsveränderlichkeiten mit einer multivariablen stochastischen linearen Differentialgleichung ausgedrückt wird.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN

◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆ ◆

2 - 27

LINARES SPEICHERKASKADENMODELL MIT
ERFASSUNG VON RÜCKSTAUEFFEKten UND
VERALLGEMEINERTE LÖSUNGSDARSTELLUNG

Messal, H. - Becker, A. -
Szöllösi-Nagy, A.

2 - 27 - 1

LINARES SPEICHERKASKADENMODELL MIT ERFASSUNG VON RÜCK-
STAUEFFEKten UND VERALLGEMEINERTE LÖSUNGSDARSTELLUNG

Hilmar Messal¹⁾, Alfred Becker¹⁾, Andras Szöllösi-Nagy²⁾

1) Institut für Wasserwirtschaft, Berlin, DDR

2) Forschungszentrum für Wasserwirtschaft, VITUKI,
Budapest, UVR

1. Allgemeine Darstellungsform räumlich diskreter
linearer Systeme

Ein räumlich diskretes zeitinvariantes lineares System
lässt sich in folgender Form darstellen /5/:

$$\frac{dX(t)}{dt} = A \cdot X(t) + G \cdot U(t) \quad (1)$$

$$Y(t) = L \cdot X(t) + D \cdot U(t) \quad (2)$$

wobei es sich bei (1) um eine Matrizedifferentialgleichung und bei (2) um eine Matrizenbestimmungsgleichung handelt. Die Zeilenanzahl ist in allen Fällen (außer bei $U(t)$) mit der Anzahl n der Elemente des räumlich diskreten Systems identisch.

2. Systemtheoretische Darstellung der rückgestauten
linearen Speicherkaskade

Für die bekannte lineare Speicherkaskade (auch Nash-Kaskade, Kalinin-Miljukow- oder KMN-Modell genannt) /1/, /2/ gilt bezüglich des i. Elementes folgende Bewegungsgleichung:

$$q_i(t) = \frac{s_i(t)}{k} \quad i=1(1)n \quad (3)$$

$q_i(t)$ - Ausfluß des i. Speichers;

$s_i(t)$ - Inhalt des i. Speichers

Der Speicherausgang q_i hängt nur von seinem eigenen Zustand (Speicherfüllung s_i) ab. Ausgehend von der diskretisierten Gleichung des 1. Fick'schen Gesetzes aus der physikalischen Chemie (allerdings nur für $a=1$ in Gl. (4)) wird für die rückgestauten lineare Speicherkaskade (HLSK) als Bewegungsgleichung definiert:

$$q_i(t) = \frac{s_i(t)}{k} - \frac{a \cdot s_{i+1}(t)}{k} \quad i=1(1)n \quad (4)$$

k - Speicherkonstante (Dimension: Zeit)

a - Rückstauparameter (dimensionslos)

Damit wird q_i vom Rückstand des Speichers s_{i+1} abhängig.

Für $a=0$ erhält man (3). Theoretisch müsste gelten

$a=1$ für $I_s=0$ (I_s = Gefälle / Gelände, Flusssohle/)

$a=0$ für $I_s=I_k$ (I_k = kritisches Gefälle)

Aus (4) folgt durch Differenzieren:

$$\frac{dq_i(t)}{dt} = \frac{1}{k} \cdot \frac{ds_i(t)}{dt} - \frac{a}{k} \cdot \frac{ds_{i+1}(t)}{dt} \quad i=1(1)n \quad (5)$$

Weiterhin gelten die Kontinuitätsbedingungen:

$$\frac{ds_i(t)}{dt} = q_{i-1}(t) - q_i(t) \quad i=1(1)n \quad (6)$$

Das resultierende Differentialgleichungssystem kann auf zwei Arten, nämlich durch Eliminierung entweder sämtlicher $q_i(t)$ oder sämtlicher $s_i(t)$ dargestellt werden. Man erhält:

$$\frac{dq_i(t)}{dt} = \frac{q_{i-1}(t) - (a+1) \cdot q_i(t) + a \cdot q_{i+1}(t)}{k} \quad i=1(1)n \quad (7)$$

oder

$$\frac{ds_i(t)}{dt} = \frac{s_{i-1}(t) - (a+1) \cdot s_i(t) + a \cdot s_{i+1}(t)}{k} \quad i=1(1)n \quad (8)$$

Die Lösung von (7) beschreibt zweckmäßigerweise die Durchfluss-HLSK (kurz "Q"-HLSK), die Lösung von (8) die

Speicherhalts-HLSK (kurz "S"-HLSK). Entsprechend (1) und (2) gilt für die "Q"-HLSK:

$$\underline{X}(t) \equiv \underline{q}(t) \equiv \underline{Y}(t); \underline{q}_0^D \equiv \underline{N}_{n,2}; \underline{q}_n^L \equiv \underline{I}_n;$$

$$\underline{q}^U(t) = \begin{pmatrix} q_0(t) \\ q_{n+1}(t) \end{pmatrix}_{2,1} \quad (\text{obere und untere Randfunktion})$$

wobei

$\underline{N}_{n,2}$ -(nx2)- Nullmatrix; \underline{I}_n -(nn)-Einheitsmatrix

Für die Elemente von $\underline{A}_{n,n}$ und $\underline{G}_{n,2}$ gilt:

$$a_{i,j} = \frac{1}{k} \text{ für } i=j+1; a_{i,j} = -\frac{a+1}{k} \text{ für } i=j; a_{i,j} = \frac{a}{k} \text{ für } i=j-1;$$

$$a_{i,j} = 0 \text{ für } i < j-1; s_{1,1} = \frac{1}{k}; s_{n,2} = \frac{s}{k};$$

$$s_{i,j} = 0 \text{ für } (i;j) \notin \begin{cases} (1;1) \\ (n;2) \end{cases}.$$

Die Matrizen \underline{A} und \underline{G} der "S"-HLSK sind mit denen der "Q"-HLSK identisch. Ansonsten sind:

$$\underline{X}(t) \equiv \underline{s}(t); \underline{Y}(t) \equiv \underline{q}(t); \underline{s}^U(t) = \begin{pmatrix} s_0(t) \\ s_{n+1}(t) \end{pmatrix}_{2,1}$$

Für die Elemente von $\underline{G}_{n,2}$ und $\underline{s}_{n,n}$ gilt:

$$d_{i,j} = 0 \text{ für } (i;j) \notin (n;2); d_{n,2} = -\frac{a}{k}; l_{i,j} = \frac{1}{k} \text{ für } i=j;$$

$$l_{i,j} = -\frac{a}{k} \text{ für } i=j-1; l_{i,j} = 0 \text{ für } i > j < j-1.$$

Die Randfunktionen $s_0(t)$ bzw. $s_{n+1}(t)$ beschreiben den zeitlichen Verlauf des Speicherhaltes des nullten bzw. (n+1)-ten Speicher-elementes

3. Lösungen der Differentialgleichungssysteme der RISK

3.1. Zeitkontinuierliche Lösung von "S"-RISK und "Q"-RISK

Mit $\underline{H}(t)$ als Impulsantwortmatrix gilt für $\underline{x}(t_0) = \underline{0}_{n,1}$ nach /3/:

$$\underline{x}(t) = \int_{t_0}^t \underline{H}(t-\tau) \cdot \underline{y}(\tau) \cdot d\tau \quad \text{mit} \quad (9)$$

$$\underline{H}(t) = \underline{\Phi}(t) \cdot \underline{q} = e^{\frac{a}{k} \cdot t} \cdot \underline{q} \quad (10)$$

Durch spektrale Dekomposition von $e^{\frac{a}{k} \cdot t}$ erhält man für die Elemente der Impulsantwortmatrix (sprich: für die Impulsantwortfunktionen) mit $i=1(1)n$ (i-Zeilenummer von $\underline{H}(t)$ = Nr. des Speicherelementes):

$$h_{1,1}(t) = \frac{2}{k(n+1)} \cdot \sqrt{a}^{1-i} \cdot e^{-\frac{(a+1)}{k} \cdot t} \cdot \sum_{p=1}^n \left[\sin\left(\frac{i \cdot p \cdot \pi}{n+1}\right) \cdot \sin\left(\frac{p \cdot \pi}{n+1}\right) \cdot e^{\left(\frac{2 \cdot \sqrt{a}}{k} \cdot \cos\left(\frac{p \cdot \pi}{n+1}\right)\right) \cdot t} \right] \quad \text{für } a > 0 \quad (11)$$

$$h_{1,2}(t) = \frac{2 \cdot \sqrt{a}^{n-i+2}}{k \cdot (n+1)} \cdot e^{-\frac{(a+1)}{k} \cdot t} \cdot \sum_{p=1}^n \left[\sin\left(\frac{i \cdot p \cdot \pi}{n+1}\right) \cdot \sin\left(\frac{n-p \cdot \pi}{n+1}\right) \cdot e^{\left(\frac{2 \cdot \sqrt{a}}{k} \cdot \cos\left(\frac{n-p \cdot \pi}{n+1}\right)\right) \cdot t} \right] \quad \text{für } a > 0 \quad (12)$$

3.2. Zeitdiskrete Lösung der RISK (Zustandraumdarstellung)

Allgemein gilt (s. /4/, /5/, /7/):

$$\underline{x}(t+\Delta t) = \underline{\Phi}(\Delta t) \cdot \underline{x}(t) + \underline{\Omega}(\Delta t) \cdot \underline{y}(t)$$

Für die Elemente von $\underline{\Phi}_{n,n}$ gilt (i-Zeilens-Nr.; j-Spalten-Nr.):

$$y_{i,j}(\Delta t) = \frac{2}{(n+1) \cdot \sqrt{a}^{1-j}} \cdot e^{-\frac{(a+1) \cdot \Delta t}{k}} \cdot \sum_{p=1}^n \left[\sin\left(\frac{i \cdot p \cdot \pi}{n+1}\right) \cdot \sin\left(\frac{p \cdot \pi}{n+1}\right) \cdot e^{\left(\frac{2 \cdot \sqrt{a} \cdot \cos\left(\frac{p \cdot \pi}{n+1}\right) \cdot \Delta t}{k}\right)} \right] \quad \text{für } a > 0 \quad (13)$$

Für die Elemente von $\underline{\Omega}_{n,2}$ gilt (i-Zeilens-Nr.):

$$\omega_{1,1}(\Delta t) = \frac{2}{(n+1) \cdot \sqrt{a}^{1-1}} \cdot \sum_{p=1}^n \left[\sin\left(\frac{i \cdot p \cdot \pi}{n+1}\right) \cdot \sin\left(\frac{p \cdot \pi}{n+1}\right) \cdot \frac{2 \cdot \sqrt{a} \cdot \cos\left(\frac{p \cdot \pi}{n+1}\right) - (a+1)}{k} \cdot e^{\left(\frac{2 \cdot \sqrt{a} \cdot \cos\left(\frac{p \cdot \pi}{n+1}\right) - (a+1)}{k} \cdot \Delta t\right)} - 1 \right] \quad \text{für } a > 0 \quad (14)$$

$$\omega_{1,2}(\Delta t) = \frac{2 \cdot a}{(n+1) \cdot \sqrt{a}^{1-n}} \cdot \sum_{p=1}^n \left[\frac{\sin\left(\frac{i \cdot p \cdot \pi}{n+1}\right) \cdot \sin\left(\frac{n-p \cdot \pi}{n+1}\right)}{2 \cdot \sqrt{a} \cdot \cos\left(\frac{p \cdot \pi}{n+1}\right) - (a+1)} \cdot \frac{2 \cdot \sqrt{a} \cdot \cos\left(\frac{p \cdot \pi}{n+1}\right) - (a+1)}{k} \cdot e^{\left(\frac{2 \cdot \sqrt{a} \cdot \cos\left(\frac{p \cdot \pi}{n+1}\right) - (a+1)}{k} \cdot \Delta t\right)} - 1 \right] \quad \text{für } a > 0 \quad (15)$$

4. Möglichkeiten der Einbeziehung von Hystereseerscheinungen in Flussläufen mit der "S"-RISK

Bekanntlich existiert in stark rückgestauten Flussabschnitten keine eindeutige W-Q-Beziehung (W-Wasserstand). Beim Hochwasserwellendurchgang tritt eine Hystereseschleife auf. Im allgemeinen werden jedoch Eingangs durchflüsse verwendet, die aus der stationären W-Q-Beziehung gewonnen wurden. Der Fehler vergrößert sich durch die Rücktransformation $Q \rightarrow W$ am Systemausgang. Die "S"-RISK benötigt dagegen Speicherinhaltswerte für die Randfunktionen, welche aus Wasserständen, beispielsweise mit einer eindimensionalen SPLINE-Funktion, eindeutig berechnet werden können $s_i(t) = f(w_i(t), \Delta x)$, mit Δx -Länge eines Speicherelementes. Die $q_i(t)$ werden bekanntlich nach Gl. (4) berechnet.

5. Vorschlag zur Berechnung der unteren Randbedingung $x_{n+1}(t)$ bei der RLSK

Fehlt im Anwendungsfall die untere Randfunktion, z.B. im Vorhersagefall in einer Flussstrecke, so könnte sie durch Transformation der Funktion $x_n(t)$ mit Hilfe der Zustandsraumdarstellung eines rückgestauten linearen Einzelspeichers berechnet werden. Allgemein gilt für letzteren:

$$x(t + \Delta t) = \varphi \cdot x(t) + \omega_1 \cdot u_1(t) + \omega_2 \cdot u_2(t), \text{d.h. spez.} \quad (16)$$

$$x_{n+1}(t + \Delta t) = \varphi \cdot x_{n+1}(t) + \omega_1 \cdot x_n(t) + \omega_2 \cdot x_{n+2}(t) \quad (17)$$

$x_{n+2}(t)$ ist zwar nicht bekannt, wird aber näherungsweise durch $x_{n+1}(t)$ ersetzt. Daraus folgt

$$x_{n+1}(t + \Delta t) \approx (\varphi + \omega_2) \cdot x_{n+1}(t) + \omega_1 \cdot x_n(t) \quad (18)$$

mit:

$$\varphi = e^{-\frac{(a+1)}{k} \cdot \Delta t}; \omega_1 = \frac{1-\varphi}{a+1}; \omega_2 = a \cdot \omega_1$$

6. Beziehung der RLSK zu anderen Modellen

Die RLSK stellt gegenüber der bekannten rückstaufreien linearen Speicherkaskade ein ARMA-Modell höherer Ordnung dar.

Die "Q"-RLSK und das räumlich diskrete lineare Translations-Diffusionsmodell /3/ können ineinander umgerechnet werden:

$$k = \frac{L^2}{n \cdot (L \cdot C + n \cdot D)} = \alpha = \frac{C \cdot D}{n \cdot (C + n \cdot D)} \quad (20) \quad (21)$$

$$c = \frac{(1-a) \cdot L}{k \cdot n}, \quad D = \frac{a \cdot L^2}{C \cdot k} \quad (21) \quad (22)$$

mit: C - Translationskoeffizient

D - Diffusionskoeffizient

Δx - Länge eines Speicherelementes ($L=n \cdot \Delta x$)

L - Gesamtlänge des Systems (z.B. Flussstrecke)

7. Erweiterungsmöglichkeiten der RLSK

Das nichtlineare Stufenmodell aus /6/ kann mit beliebigen linearen Submodellen, also auch mit der RLSK als Submodell konstruiert werden. Durch Anwendung der "S"-RLSK kann sogar ein Stufenmodell mit Wasserständen als Eingangsgrößen gebildet werden.

Die RLSK eignet sich auch zur Kopplung mit einem Kalman-Filter. Beachtet werden muß aber, daß bei der "S"-RLSK gilt:

$$S^D \neq L_{n,2} = Q^D$$

Die RLSK kann durch Einbeziehung von seitlichen Randfunktionen erweitert werden.

8. Systemtheoretische Darstellung des räumlich diskreten linearen Translations-Diffusionsmodells /3/

$$\underline{x}(t) = q(t) = \underline{y}(t); D = L_{n,2}; L = L_n$$

$$\underline{y}(t) = \begin{bmatrix} q_0(t) \\ q_1(t) \\ \vdots \\ q_{n-1}(t) \end{bmatrix}_{2,1}$$

Der Wert der Elemente von $A_{n,n}$ und $G_{n,2}$ beträgt:

$$a_{1,j} = \left[\frac{1}{(\Delta x)^2} + \frac{D}{(\Delta x)^2} \right] \text{ für } i=j+1; a_{i,j} = \left[-\left(\frac{C}{\Delta x} + \frac{2 \cdot D}{(\Delta x)^2} \right) \right] \text{ für } i=j$$

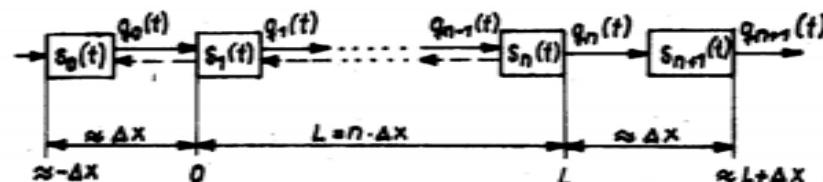
$$a_{1,j} = \frac{D}{(\Delta x)^2} \text{ für } i=j-1; a_{i,j} = 0 \text{ für } i < j-1;$$

$$s_{1,1} = \frac{C}{\Delta x} + \frac{D}{(\Delta x)^2};$$

$$s_{n,2} = \frac{D}{(\Delta x)^2}; s_{i,j} = 0 \text{ für } (i;j) \notin \begin{cases} (1;1) \\ (n;2) \end{cases},$$

Erläuterungen siehe Abschnitt 6.

9. Darstellung der Zustandsvariablen der RLSK



Literaturverzeichnis

- /1/ Becker, A.; Glos, E.: "Grundlagen der Systemhydrologie". Mitteilungen des Inst.für Wasserwirtschaft, Heft 32, Verlag für Bauwesen, Berlin, 1969
- /2/ Dyck, S.: "Angewandte Hydrologie Teil 2" Verlag für Bauwesen, Berlin, 1978
- /3/ Szöllösi-Nagy, A.: "State Space Models of the Nash-Cascade, Kinematic and Diffusion Waves", Research Report, Tulea 1981:14, Serie A No.68, University of Lulea, 1981
- /4/ Szöllösi-Nagy, A.: "On The Discretization of The Continuous Nash-Cascade", Research Report, Tulea 1981 Serie A No. 71, University of Lulea, 1981 :17
- /5/ Reinisch, K.: "Kybernetische Grundlagen und Beschreibung kontinuierlicher Systeme", Verlag Technik Berlin, 1974
- /6/ Becker, A.; Glos, E.: "Stufenmodell zur Hochwasserwellenberechnung in ausufernden Wasserläufen. WWT 20 (1970) 1, S. 10-14
- /7/ Szöllösi-Nagy, A.; Ambrus, S.Z.: "Computation of Dam-Break Wave Propagation By The Impulse Response Functions of The Linear Diffusion Equation" for XI th Congress of the International Association for Hydraulic Research, Sept. 1983

LINEARES SPEICHERKASKADENMODELL MIT ERFASSUNG VON RÜCKSTAU-EFFEKTEN UND VERALLGEMEINERTE LÖSUNGSDARSTELLUNG

Für stark rückgestauten Flussysteme wurde zur Erfassung der Rückstaueffekte das bekannte Modell der linearen Speicherkaskade durch Hinzunahme eines Rückstauparameters zur rückgestauten Speicherkaskade (RLSK) in zwei Varianten erweitert. Für beide Modelle wird sowohl eine kontinuierliche als auch eine zeitdiskrete Lösung angegeben. Unter Bezug auf diese Lösungen werden Anwendungsmöglichkeiten diskutiert. Des Weiteren erfolgt ein Vergleich mit einer Darstellungsform des bekannten Translations-Diffusions-Modells.

ЛИНЕАРНАЯ МОДЕЛЬ КАСКАДЫ ВОДОХРАНИЛИЩ С ПОМОЩЬЮ УЧЕТА ЭФФЕКТОВ ОБРАТНОГО ПОДПОРО И ОВОБЩЕННОЕ ИЗОБРАЖЕНИЕ РЕШЕНИЯ

С целью учета эффектов с обратным подпором была расширена известная модель линейной каскады водохранилищ для речных систем с сильно обратным подпором посредством включения параметра обратного подпора в каскаду водохранилищ с обратным подпором (RLSK) в двух вариантах. Для обеих моделей приводятся как и непрерывное решение как и дискретное решение во времени. Ссылаясь на эти решения обсуждаются возможности применения. Кроме этого, осуществляется сравнение с формой изображения известной модели, описываемой трансляцией и диффузии.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 28 ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ КОМПОНЕНТНОГО
АНАЛИЗА В ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ
ПРОГНОЗАХ

Мухин, В.М.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ КОМПОНЕНТНОГО АНАЛИЗА В ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ
ПРОГНОЗАХ

Мухин В.М.

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр СССР

В настоящее время компонентный анализ (КА), известный в СССР под названием метода естественных ортогональных составляющих (ЕОС), все чаще применяется в работах гидрологов, особенно связанных с гидрологическими прогнозами.

Увлечение формальной стороной аппарата приводит к необоснованной постановке физических задач и переоценке его достоинств. Рассмотрим постановку гидрологических задач и несколько примеров, в которых КА является уместным, и задачи, в которых его применение является дискуссионным.

Представление полей (функций времени или пространства) гидрометеорологических элементов с помощью естественных составляющих применяется в нескольких типичных задачах: 1) в задачах компактного хранения исходной информации; 2) в задачах сглаживания распределения гидрометеорологических факторов во времени или пространстве; 3) в задачах, в которых необходим учет в компактной форме этой неравномерности; 4) в задачах поиска устойчивого решения плохообусловленных систем уравнений, представляющих обратные задачи гидрологии и гидрологических прогнозов.

Необходимость сохранения размерности исходной информации возникает в задачах, в которых принимаются в расчет поля гидрометеорологических элементов, представляемые в более чем 50 точках. Такое сокращение (упаковка) информации, однако связано с потерей части информации, которую исследователь считает малозначащей.

Сглаживание полей (функций) осуществляется с помощью следующих формул

$$\tilde{F}_{ki}(h) = \sum_{b=1}^{h-1} T_{hi} X_{hk} \quad (1)$$

$$T_{hi} = \sum_{k=1}^n F_{ki} X_{hk} \quad (2)$$

где F_{ki} и \tilde{F}_{ki} - информация о гидрометеорологическом элементе в K -той точке в i -тый момент времени, точная и сглаженная соответственно; T_{hi} - коэффициенты разложения поля или функции; X_{hk} - собственные векторы ковариационной матрицы; h - номер собственного вектора и соответствующего ему коэффициента разложения.

На рис. I приведен пример сглаживания распределения уровней воды по 16 пунктам речной системы р. Северной Двины до п. Абрамково. Из возможных 16 коэффициентов разложения удержано только 3. Заметно, что потеря информации приводит к появлению искажений исходной функции.

Известно, что на величине расхода в замыкающем створе речного бассейна или его части сказываются не только средние по бассейну величины стокообразующих факторов, но и неравномерность распределения факторов по площади бассейнов. Средние величины не всегда являются достаточно информативными аргументами в прогностических зависимостях. При разработке методов прогноза стока рек со значительной пространственной изменчивостью гидрометеорологических элементов используют локальные зависимости для частей бассейнов с однородными условиями стокообразования. Разложение по собственным векторам (или БОС) позволяет выразить сравнительно небольшим количеством коэффициентов разложения пространственную изменчивость запасов воды в снежном покрове, жидких осадках, глубины промерзания почвы, запасов влаги в ней и др. Тогда прогностические зависимости, выраженные в линейной форме регрессии могут быть записаны так /I/:

$$y_i = \sum_{j=1}^m \alpha_j T_{ji} \quad (j = hp), \quad (3)$$

$$T_{ji} = \sum_{k=1}^{K-1} F_{pk} X_{jk}, \quad (4)$$

где y_i - сток воды в замыкающем створе реки в i -тый момент времени; X_j - система собственных векторов, индивидуальная для поля каждого стокообразующего фактора P ; h - число удерживаемых коэффициентов разложения для характеристики полей каждого фактора.

Коэффициенты разложения могут быть включены в нелинейные зависимости балансового типа. Встречаются задачи, в которых коэффициенты разложения по собственным векторам применяются в фоновых прогнозах поля стока на огромных территориях. Однако остается дискуссионным вопрос, каким образом снегозапасы (и другие факторы), измеренные ниже замыкающих створов бассейнов, могут оказывать влияние на формирование стока в выше расположенных бассейнах. А ведь коэффициенты разложения являются линейной комбинацией измерений во всех точках территории принятой в расчет. С большой осторожностью следует подходить также к удержанию для прогностических целей с большим порядковым номером, так как они отражают мелкомасштабные изменения фактора по территории.

Пример, в котором для прогноза уровня воды используется представление неравномерности распределения запасов воды по руслам большой речной системы дает следующее уравнение

$$H_{10}^{\min} = 43,9 T_1 - 12,7 T_2 + 7,0 T_3 + 12,7 T_4 + 252, \quad (5)$$

где H_{10}^{\min} - минимальный уровень воды за будущую декаду в п. Абрамково на р. Северной Двине.

Подобного типа уравнения получены и применяются для прогнозов характерных уровней и расходов воды в нескольких пунктах реки Дунай с заблаговременностью 10-20 суток.

Точность прогнозов повысилась после включения в уравнения коэффициентов разложения полей жидких осадков, выпадающих в бассейне выше пункта для которого составляются прогнозы (п. Беадан). Поле осадков задается в 40 точках регулярной сетки, удерживается 6 коэффициентов разложения, производящегося по двум взаимно перпендикулярным направлениям. Общий вид уравнения следующий

$$Q_{10}^{\max} = \alpha \sum_{j=1}^{j=6} K_j Q_j + \sum_{j=1}^{j=6} C_j T_j, \quad (6)$$

где Q_{10}^{\max} - максимальный расход воды за будущую декаду; Q_j - расходы воды в выделенных створах; α , C_j - оптимизируемые параметры; K_j - задаваемые параметры.

Представление полей гидрометеорологических факторов с помощью собственных векторов целесообразно применять при различного рода классификациях, а также при использовании дискриминантного анализа. На рис. 2 представлен пример, в котором первый (T_1) и второй (T_2) коэффициенты разложения распределения запасов воды по руслам речной системы верховьев Северной Двины используются для альтернативного прогноза: будет в будущую декаду наблюдаться минимальный уровень в заданном пункте ниже уровня лимитирующего судоходство на этом участке реки или нет.

Одним из самых важных свойств аппарата КА, на которое еще мало обращают внимание в гидрологических исследованиях, является его способность стабилизировать решения обратных задач (в том числе поиск коэффициентов регрессии), делать эти решения физически более правдоподобными и более устойчивыми на независимых выборках, чем без применения КА.

В работе /2/ показано, что КА можно выполнять следующим образом. Если задачу записать в матричном виде

$$Ax = y, \quad (7)$$

где A - ковариационная матрица предикторов, y - вектор взаимной ковариации предикторов и предиктантов, то искомое ре-

шение X выражается через собственные векторы и собственные числа (λ) матрицы A следующим образом:

$$X = \sum_{j=1}^{K \leq n} \tilde{X}_j^1 (y, U_j) U_j, \quad (8)$$

где U_j - собственные векторы; n - порядок матрицы A (число предикторов).

В гидрологии обратные задачи, к числу которых относится предложенная уравнением (6), в их физико-статистической постановке плохо обусловлены ($\lambda_j \rightarrow 0$ при $j \rightarrow \infty$). Поэтому улучшение решения связано с отбрасыванием компонентов малым значениям λ_j . Число компонентов, которое следует удержать, определяется в зависимости от того, какая дополнительная информация имеется у исследователя. Например, если имеется возможность оценить квадрат нормы погрешности исходных данных (δ^2), применяется критерий невязки:

$$\delta^2(K) = \|h\|^2 - \sum_{j=1}^{K \leq n} \beta_j^2 / \lambda_j \approx \delta^2, \quad (9)$$

где h - вектор предиктанта; δ^2 - дисперсия ошибки уравнения (невязки).

Применим также квазиоптимальный критерий числа удерживаемых компонентов. В этом случае решение определяется величиной β_j / λ_j , при которой функция $\|X_{K+1} - \tilde{X}_K\| = \Psi(K)$ достигает своих локальных минимумов. Найти эту величину легко по графику характеристики $|\beta_j / \lambda_j| = f(j)$.

Подробнее вопросы применения КА и других стабилизирующих алгоритмов рассмотрены в работах /1-3/.

На рис. 3 приведен пример применения процедуры (7) и последнего критерия отбора компонентов для нахождения кривой добегания притока воды в речную сеть реки Вычегды.

На рисунке отчетливо виден эффект проявления основного свойства КА - способность стабилизировать решения. Этот же эффект обнаруживается, если коэффициенты разложения, входящие в окончательное решение любой задачи, выражать через исходные данные. Например, уравнение (5) в этом случае будет

выглядеть следующим образом

$$H_{10}^{min} = 10^{-2} (5H_1 + 6H_2 + 6H_3 + 6H_4 + 19H_5 + 4H_6 + 4H_7 + 12H_8 + 7H_9 + 11H_{10} + 19H_{11} + 4H_{12} + 4H_{13} + 3H_{14} + 1H_{15} + 6H_{16})$$

где H_i - уровни воды в 16 пунктах.

Уравнение (10) с уравнением множественной регрессии, включающим те же аргументы, но полученным обычным способом без применения КА

$$H_{10}^{min} = 10^{-2} (10H_1 + 8H_2 + 36H_3 + 3H_4 + 27H_5 + 10H_6 + 4H_7 + H_8 + 32H_9 + 10H_{10} + 19H_{11} + 3H_{12} + 113H_{13} + 82H_{14} + 7H_{15} + 20H_{16})$$

убеждает в большей физической правдоподобности первого: коэффициенты положительны и возрастают по мере удаления от замыкающего створа соответственно степени влияния, средняя квадратическая ошибка проверочных прогнозов на независимой выборке снижается с 37 до 27 см.

Применение процедуры (8) кроме того, что освобождает от необходимости вычисления коэффициентов разложения на всех этапах решения задачи, делает практически невозможной переоценку свойств КА и присвоивания не присущих ему достоинств (также как и переход от коэффициентов разложения к исходным данным).

В ряде задач, которые включают достаточно гладкие поля (функции) гидрометеорологических элементов, представляемые в большом числе точек, можно обходится без применения КА. Стабилизации решений удается достигнуть приближенным, но более простым способом: путем разрежения точек, в которых задано поле (функция). Рис. 4 иллюстрирует эффект сглаживания решения обратной задачи (в данном случае представленной поиском кривой добегания стока на участке реки) получаемой с помощью предварительного разрежения измерений расходов воды во времени.

Сглаженные решения (по сравнению с неустойчивыми) обратных задач снижает риск получить большие ошибки на независимых выборках данных. Это подтверждается многолетними исследованиями на большом числе исследованных гидрологических задач.

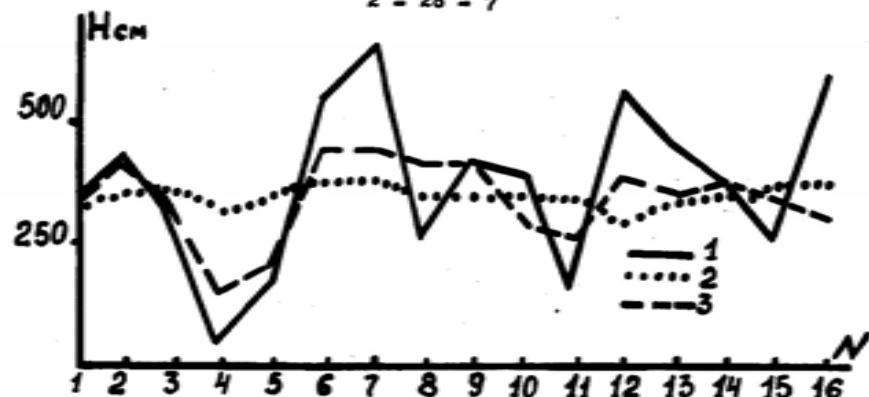


Рис. 1. Сглаживание функции с помощью компонентного анализа: 1 - исходная функция; 2 - восстановленная функция с использованием T_1 (первого коэффициента разложения); 3 - с использованием T_1, T_2 и T_3 (из T_{1-16}).

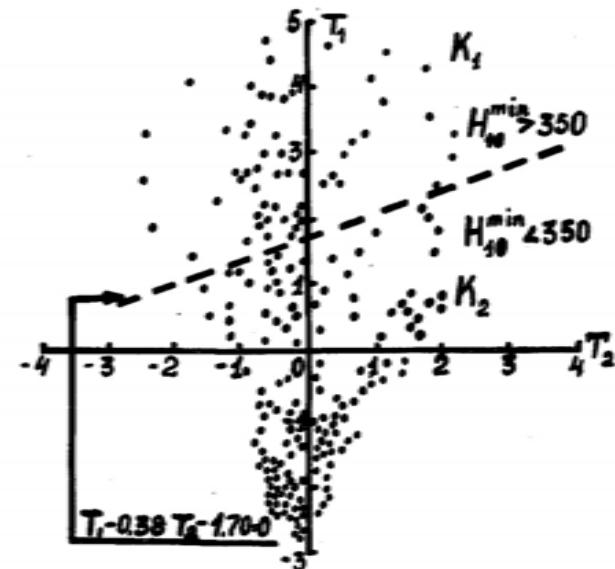


Рис. 2. График для составления альтернативного прогноза минимального уровня воды на будущую декаду (H_{10}^{min}) в п. Абрамково (р. Сев. Двина) с применением коэффициентов разложения T_1 и T_2 и дискриминантной функции.

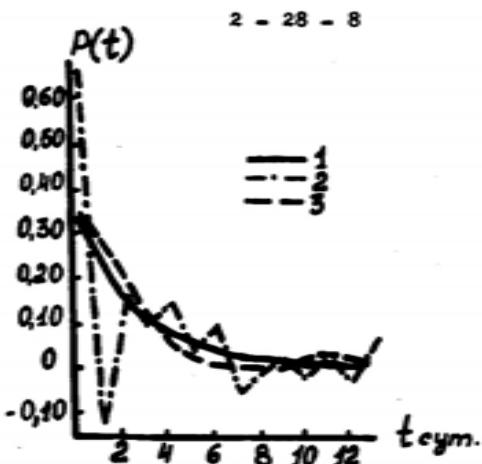


Рис. 3. Кривые добегания, рассчитанные по расходам у п. Сыктывкар на р. Вичегда и притоку воды в речную сеть выше этого пункта различными способами: 1 - подбором; 2 - решением обратной задачи без применения КА; 3 - с применением КА.

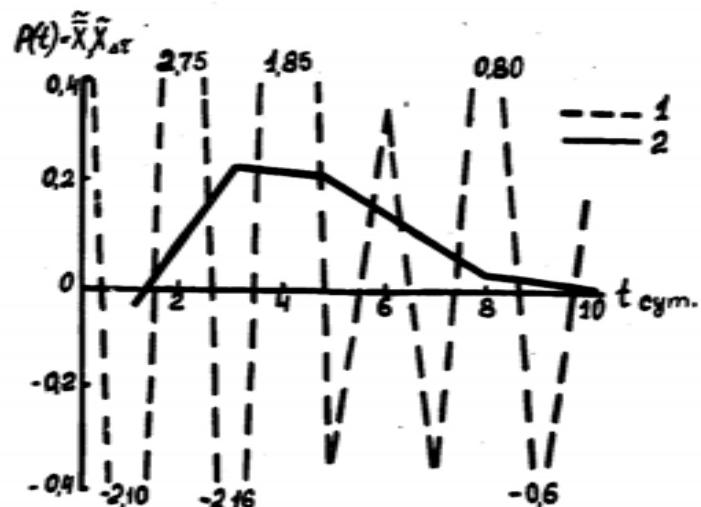


Рис. 4. Кривые добегания для участка п. Соликамск - п. Табага на р. Лене, полученные без применения КА: 1 при $\Delta t = 1$ сутки; 2 - при $\Delta t = 2$ суткам.

Литература

1. Мухин В.М. Применение эмпирических ортогональных функций к рейсовым прогнозам минимальных уровней воды. Тр. ГИЦ СССР, вып. 25, 1968.
2. Мухин В.М. Решение обратных задач в гидрологии при помощи регулирующих алгоритмов. Тр. ГИЦ СССР, вып. 55, 1969.
3. Мухин В.М. Прогнозы характерных уровней и расходов воды р. Буйай с заблаговременностью 10-20 суток. Тр. ГИЦ СССР, вып. 240, 1982.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ КОМПОНЕНТНОГО АНАЛИЗА В ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗАХ

Рассматриваются особенности применения компонентного анализа при решении плохообусловленных обратных задач гидрологических прогнозов.

Обобщается опыт применения компонентного анализа и рассматриваются условия его применимости в гидрологических прогнозах, основанных на физико-статистических моделях. Представляются примеры решения нескольких типичных задач.

ZUR ANWENDUNG DER KOMPONENTENANALYSE FÜR HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN

In dem Beitrag werden die Besonderheiten der Anwendung von Komponentenanalyse für hydrologische Vorhersagen bei ungünstigen Anfangsbedingungen bearbeitet.

Es wurde versucht die Komponentenanalyse für die auf Grund der physikalisch-statistischen Modelle beruhenden hydrologischen Vorhersagen anzuwenden, sowie die Anwendungsbedingungen zu beurteilen. Weiter werden die Lösungen einiger typischen Beispiele angeführt.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN

2 - 29 - 1

АНАЛИЗ ПРИЧИН ВЕЗУСПЕШНОГО ПРОГНОЗА ВНЕЗАПНОГО ПОВЫШЕНИЯ
УРОВНЯ РЕКИ ДУНАЯ
(Рождество 1983г.)

Паненка Иван - Подгорски Душан
Словацкий гидрометеорологический институт, Братислава, ЧССР

Образование и появление осадков, их состояние, вид и интенсивность, вместе с временными и пространственными разложениями с количественной точкой зрения, прежде всего в орографически расчлененной местности, остается и вперед, несмотря на известные успехи при объективных анализах и прогнозе метеорологических полей, одним из самых важных нерешенных проблем.

В дниах 18-23 декабря 1980 г. была погода в центральной Европе обусловлена юго-западной циклональной ситуацией SWc₃ (по каталогу ГМИ). Уже 23-го декабря прошел над территорией ФРГ и Австрии в восточном направлении холодный фронт, связанный с областью пониженного давления 985 mb над Скандинавией. Облачная система иллюстрирована на снимке с метеорологического спутника METEOSAT (Рис.1). Осадки, которые выпадали, достигли сумму 10-20 mm а продолжались и на теплом фронте 24-ого декабря 1983 г. Вследствие теплой адvection кроме осадковой деятельности произошло с 24-ого на 25-ого декабря впечатляющее отепление, причем кулевая изотерма с высоты 1750 м повысилась на 2500 м и на уровне 850 hPa +2,1 °C температура повысилась до +7,1 °C и в сроке 12 GMT до +10,4 °C. Подобное отепление на +4 °C до +8 °C проявилось во всей тропосфере.

Плоскостное распределение осадков суммарно за оба дня (23-24 декабря 1983 г.) иллюстрирует рис.2. Хотя поле изолиний представляет очень сглаженные отношения

2 - 29 АНАЛИЗ ПРИЧИН НЕУСПЕШНОГО ПРОГНОЗА
ВНЕЗАПНОГО ПОВЫШЕНИЯ УРОВНЯ РЕКИ
ДУНАЙ (РОЖДЕСТВО 1983 г.)

Паненка, И. - Подгорски, Д.

в сопоставлении с орографической расчлененностью альпийской части водосборного бассейна верхнего Дуная, максимум был отмечен на постах Сальцбург и Фойерскогель, значит в горных частях водотоков Инн, Траун, Зинс и Ибbs. Следующим фактором, вызвавшим последовательное повышение стока было таяние снега в комбинации с жидкими осадками до высоты 2500 м, где уже были относительно крупные запасы воды в снегу.

[Отступление: Относительно низкие величины расходов реки Дуная в том же времени своим способом отрицательно влияют на субъективные подходы гидролога-прогностика, как это заметно из хода уровней воды в отдельных створах, и достигнутых результатах прогноза для Вены и Братиславы, в периоде 23-27 декабря 1983 г., рис.3.]

Отток выпавших выпавших осадков проявился в верхней части Дуная и его притоков уже в течение 23-го декабря и в первых часах 24-ого декабря 1983 г. Однако, стремительность повышения уровня и кульминации во время издавания прогноза в прогнозных центрах Вена или же Братислава еще неизвестна, и так прогноз на 25-ого декабря для Вены представляет 230 см и Служба в Братиславе, которая эти данные как одну из вводных информаций принимает в расчет - издает 25-ого декабря прогноз 190 см. В действительности во Вене было 446 см (разница +216) и в Братиславе 338 (разница +148 см).

Методы, до сих пор применяемые в оперативной практике, не позволяют принципиальное улучшение результатов, потому что нам неизвестны все зависимости, лучше сказано, не существуют прямые отношения между выпавшими осадками или стоком воды из снега и изменениями расходов не только из количественной, но и с точки зрения времени.

Ежедневная практика, как и приведенный пример де-

монстрирует необходимость сотрудничества метеорологической службы с оперативной гидрологической прогностической службой. Требования гидрологии, что касается метеорологического прогноза [1] направлены на продолжение упреждения гидрологического прогноза. В таком случае гидросиноптический прогноз выражает соединения заключений о развитии гидрологического явления данного водосборного бассейна, или речной системы со всеми информациами, методами, приемами и результатами которые предоставляет синоптическая метеорология.

Кроме классических методов синоптической службы мы можем применить тоже совместные данные из метеорологического радара МРЛ-2 (обсерватория Либуш ЧГМИ Прага) и радара МРЛ-5, который установлен на филиале ЧГМИ Мала Яворник, Братислава. Оба радара по единой методике в часовых интервалах непрерывно измеряют на расстояние 300 км (дальность радиолокационного горизонта) в дискретных квадратах 30x30 км верхний границы радиолокационной отражаемости от облачности в гектометрах и величины радиолокационной отражаемости на уровне изолиний 0°C и -22°C. Кроме того величины радиолокационной отражаемости на расстояние 550 км (квадраты 15x15 км) в слое от поверхности земли до высоты 2 км, что соответствует областям с выпадающими осадками.

На рис.4 приведены дальности обоих радиолокаторов с высотой верхней границы облачности для отдельных квадратов. Размечена область изображает местности радиолокационной отражаемости с умеренными осадками (WR) к приведенному сроку 18 GMT к типами сложсто-доходевых облаков (C,A,S). Из предшествующих часовых наблюдений можно определить ход облачной области из направления 290° и со скоростью 40 км/с. Штрихованная область - для развития аккумуляции воды из правобережных расходов

является решающей - находится вне обеих радаров.

Указываем на эти действительности:

а) метеорологический потенциал (как характеристика эффективности дальности измерения метеорологических целей) у радара МРЛ - 5 больший, но вопреки тому верхние границы облачности *Nimbostratus*, т.е. верхние границы радиолокационной отражаемости от этой облачности возможно измерять только до 150 км, и при радаре МРЛ-2 на 15-25% меньше;

б) интенсивность осадков можно измерять только до 100 км высоты, но вопреки этой действительности были измерены величины интенсивности отражаемости пусть до 150 км;

Приведены действительности поясняют почему штрихованная область находится вне эффективной дальности радиолокаторов МРЛ-2 и МРЛ-5 при измерении верхних границ радиосигнала от облачности *Nimbostratus*.

[Отступление 2.: Филиал СГМИ Малы Яворник оснащен системой WIRPS для приема первичных цифровых данных из геостационарных спутников, как и из спутников с квазиполярными орбитами (Dornier, ФРГ). Эта система позволяет принимать в 30-ти минутовых интервалах 3 спектральных канала спутника METEOSAT II. Трехканальный радиометр снимает земскую поверхность на разные форматы, причем видимый канал в спектральной зоне 0,4-1,1 $\mu\text{м}$, инфракрасный канал с абсорбицией во водяном паре предоставляет изображение в зоне 5,7-7,1 $\mu\text{м}$ и инфракрасный термальный канал в зоне 10,5-12,5 $\mu\text{м}$. Посредством этого канала с разрешающей способностью на 48° и приблизительно 8x8 км величины поля температуры на 256 уровнях яркости образованы на интерактивной цветной системе COMTAL - Vision. Описаны последовательности по себе идущих образов (эволюция и ход облачности).]

При помощи этих спутниковых информаций было достаточно возможно дополнить анализ развития метеорологической ситуации в альпийской области (прежде всего штихованную местность, которую было не возможно наблюдать при помощи МРЛ).

Комбинацией радиолокационных и спутниковых данных кроме определения скорости развития фронтальной системы с осадками были возможны наблюдения за развитием верхних границ облачности и тем непрямо качественно заключать о тенденции поля осадков.

Для оперативного использования этих методов необходимо будет решить до конца:

- а) Трансформация радиолокационных, геостационарных, а в том числе и данных из орбитальных спутников в единую картографическую систему;
- б) математико-физическую калибровку данных из инфракрасного термального канала METEOSAT II;
- в) обеспечение автоматизированного хода метеорологической радиолокационной сети в центральной Европе.

Эти как и другие проблемы ограничивают повышение качества метеорологических вводов в систему гидрологического прогноза, который кроме этих величин зависит тоже на других факторах изменений в режиме расходов (в том числе сотрудничества соседних стран с обменом информаций о манипуляциях на гидростанциях, русловых регулированиях и т.п.).

Список литературы

- 1 MARTINKA,K., PANENKA,I.: Hydrological Requirements for Meteorological Forecasts, Report for CHU WMO, 1982

2 - 29 - 6

SAT
NAN
Рис. 1 Метеорологическая ситуация на снимке из METEOSAT
23 декабря 1983 г., 3 ч 49 мин 59 с GMT.

SENS

DATE

23
DEC
83

GMT
03H
49M
59S

03H
55M
35S

FILE
NAN2
3035
0F55

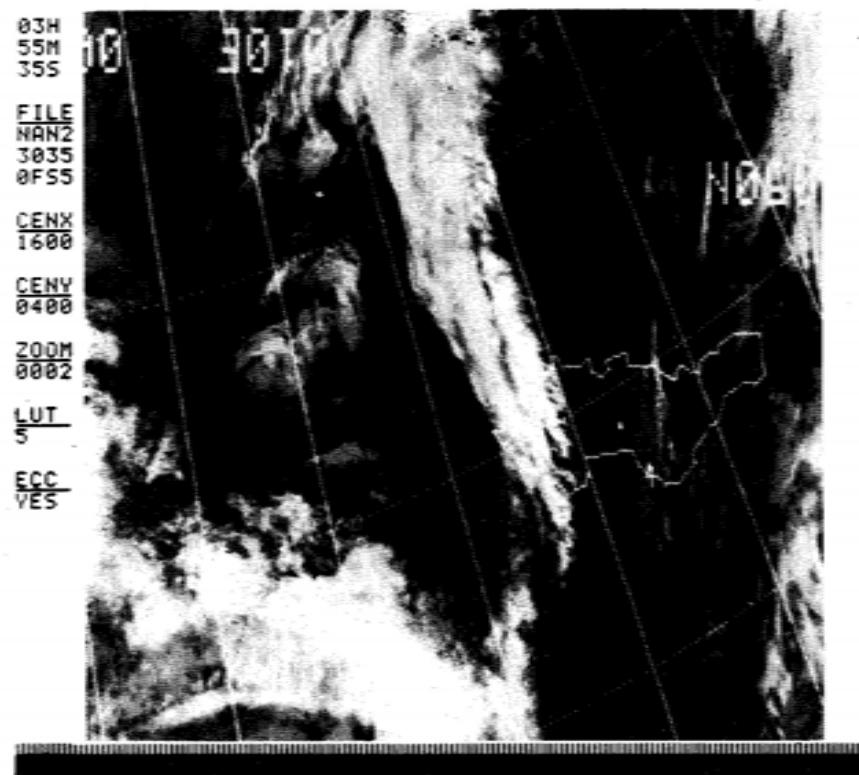
CENX
1600

CENY
0400

ZOOM
0002

LUT

ECC
YES



2 - 29 - 7

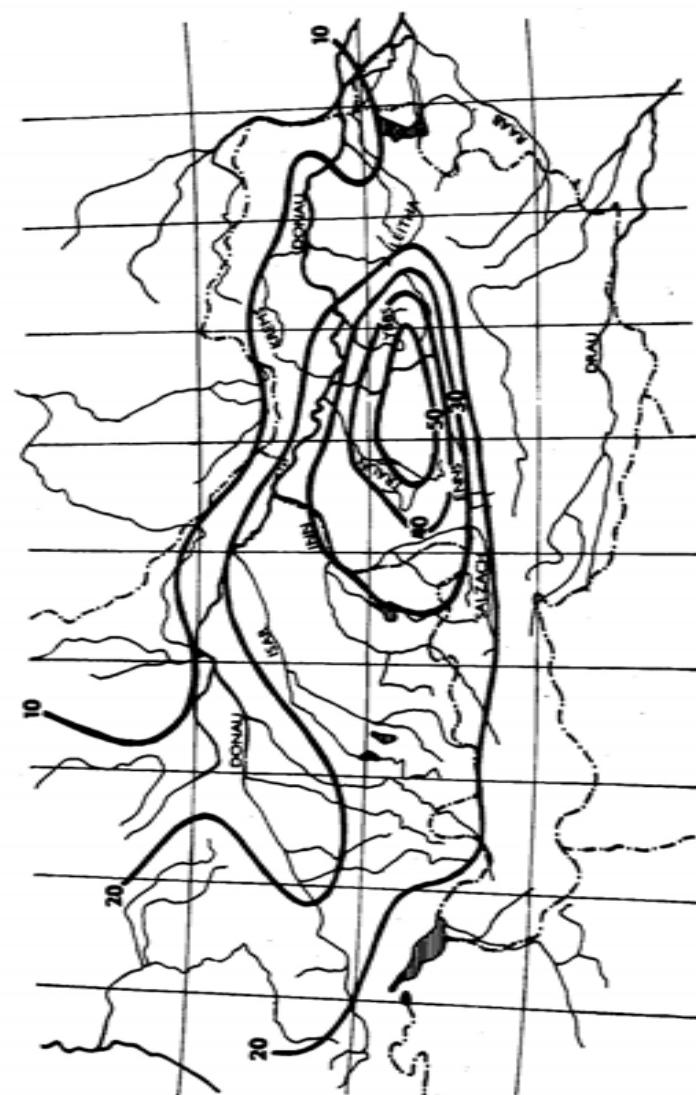


Рис. 2 Плоскостное распределение осадков за 48 ч
(23-24 декабря 1983 г.) в [мм].

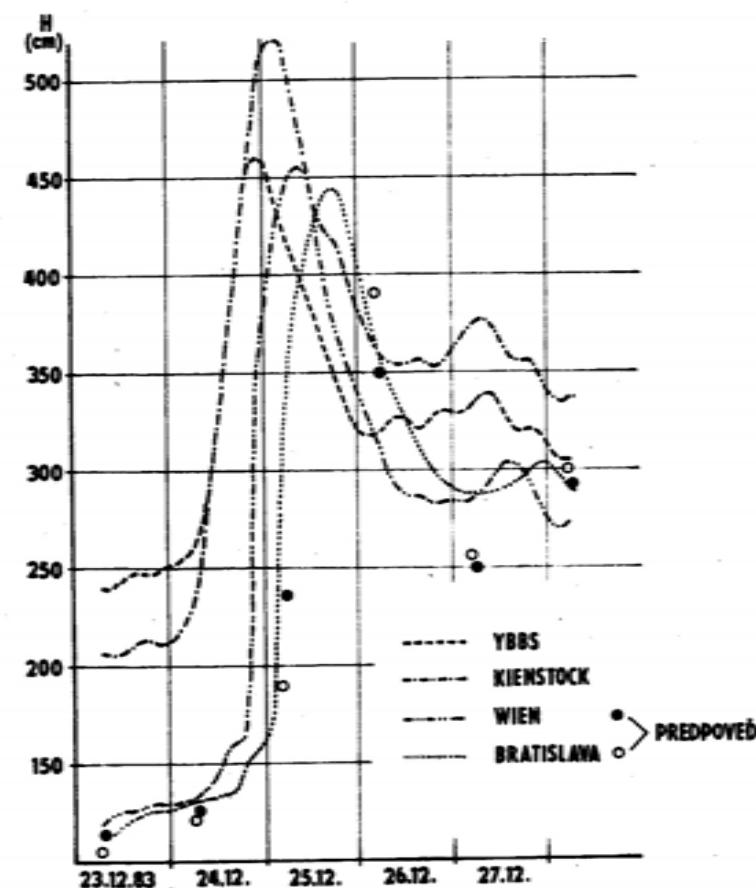


Рис. 3 Ход уровня воды в приведенных профилях в днях 23-27 декабря 1983 г.

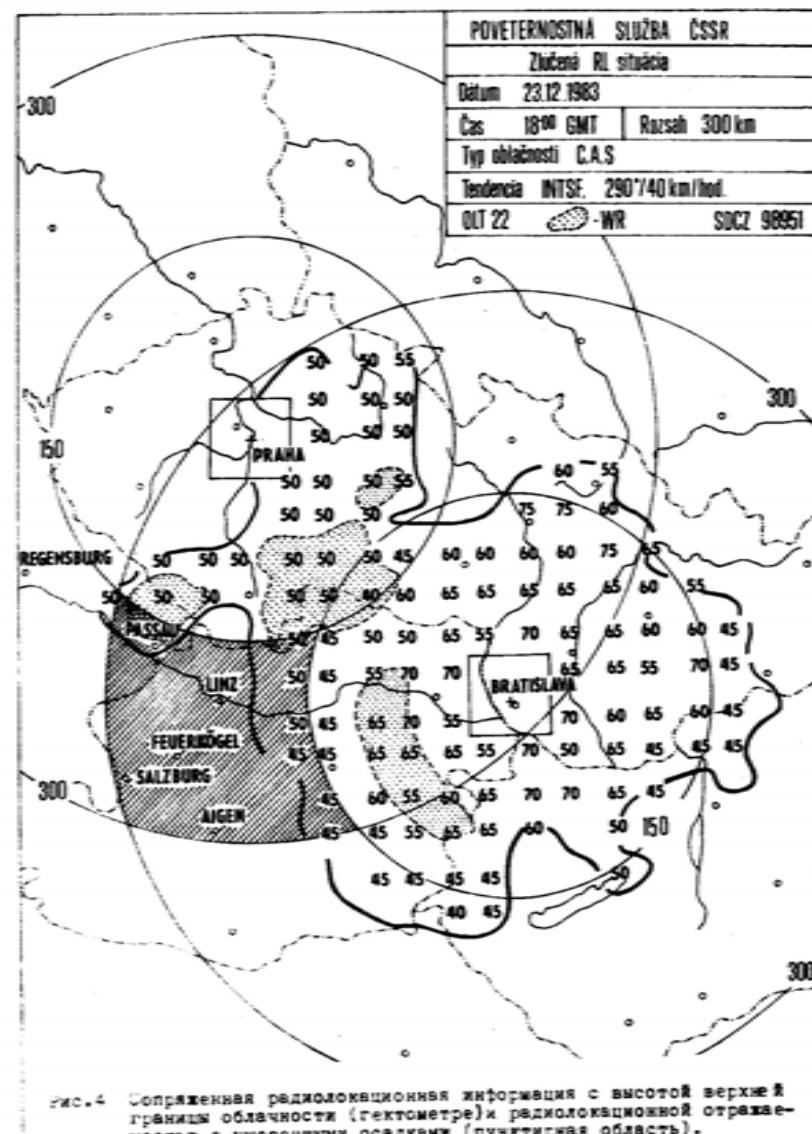


Рис.4 Сопряженная радиолокационная информация с высотой верхней границы облачности (гектометры) и радиолокационной отражаемостью с умеренными осадками (пунктирная область).

АНАЛИЗ ПРИЧИН НЕУСПЕШНОГО ПРОГНОЗА ВНЕЗАПНОГО ПОВЫШЕНИЯ
УРОВНЯ РЕКИ ДУНАЙ (РОДЛСТВО 1983г.)

Анализ метеорологической и гидрологической ситуации, вызванных атипическим паводком в период с 24 по 25.12.1983г. с резким повышением в створе Братислава до 300 см/24 ч ($\Delta Q = 2340 \text{ м}^3/\text{сек}^{-1}$) в результате обильных осадков и потепления.

Дефиниция гидросиноптического прогноза с учетом современных технических возможностей метеорологической службы.

С помощью комбинированной обработки наземных и дистанционных (РЛ и спутниковых) данных рассмотрены метеорологические причины возникновения паводка, а также предложена схема методов решения аналогичных случаев.

ANALYSE DER URSAECHEN DER ERFOLGLOSEN VORHERSAGE DES PLÖTZLICHEN ANSTEIGENS DES DONAUWASSERSTANDES ZU WEIHNACHTEN 1983

Analyse der meteorologischen und hydrologischen Situation infolge der Entstehung einer atypischen Welle in den Tagen des 24.-25.12.1983 mit plötzlichem Anstieg im Profil BRATISLAVA um 300 cm/24 h ($\Delta Q = 2340 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) infolge ausgiebiger Niederschläge und Erwärmung.

Definition der hydrosynoptischen Vorhersage hinsichtlich der gegenwärtigen technischen Möglichkeiten des meteorologischen Dienstes.

Mit Hilfe einer kombinierten Verarbeitung von Erd- und Fern- (РЛ und Satelliten) Daten werden die meteorologischen Ursachen der Wellenentstehung untersucht und ein Schema für den Arbeitsvorgang in ähnlichen Fällen vorgeschlagen.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII
КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 30 КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ РАСХОДОВ
ВОДЫ НА ОСНОВЕ ЗАПАСОВ ВОДЫ
В РЕЧНОЙ СЕТИ

Петкович, Т.В. - Гаврич, М.М.

КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ РАСХОДОВ ВОДЫ НА ОСНОВЕ ЗАПАСОВ
ВОДЫ В РЕЧНОЙ СЕТИ

Тиослав Б.Петкович

Михайло М.Гаврич

Союзный гидрометеорологический институт, СФРЮ, Белград

I. Введение

Прогноз расходов или уровней воды, особенно во время половодий, представляет собой очень сложную и в то же время интересную задачу. Влияние притоков на рассматриваемом участке делает задачу еще более сложной. Рассматриваемый участок Дуная между в.п. Будапешт и в.п. Богоево, на котором впадает река Драва, представляет собой типичный приточный участок.

В настоящей статье показана разработка модели для прогнозирования расходов воды для в.п. Богоево, основанная на анализе процессов, происходящих в речной сети.

2. Прогноз расходов воды, основывающийся на анализе
процессов, происходящих в речной сети

Расход воды на замыкающем /выходном/ профиле участка реки можно определить расчетом движения и распластывания паводочной волны, наблюденной на входном профиле участка главной реки и учетом бокового притока в речную сеть /1,
2, 6, 7/

$$Q_H(t) = \int_0^t Q_B(t-\tau) r_\tau d\tau + \int_0^t q(t-\tau) R_\tau d\tau \quad /1/$$

где r_τ - ординаты кривой добегания руслового стока на участке, R_τ - ординаты кривой добегания для расчета расходов бокового притока, Q_B и Q_H - расходы воды в верхнем и ниж-

нем створах участка, Q - приток воды в речную сеть.

Определение притока воды в речную сеть выполняется по уравнению водного баланса, используя данные о расходах на рассматриваемом участке реки:

$$Q = Q_H - Q_B \pm \frac{\Delta W}{\Delta t} \quad /2/$$

где ΔW - изменение объема воды в речной сети в течение интервала времени Δt .

Объем воды на участке, согласно приближенной теории движения паводочной волны, можно определить по следующему выражению:

$$W_{Q_{cp}} = \int_0^{Q_{cp}} T(Q_{cp}) \cdot dQ_{cp} \quad /3/$$

где Q_{cp} - средневзвешенная величина расхода воды на участке, T - время добегания на участке, зависящее, в общем случае, от среднего расхода на участке, т.е. $T = f(Q_{cp})$

Расчет движения и распластывания входного расхода и бокового притока по выражению /1/ выполняется по известным значениям кривых T_L и R_L . Для определения параметров этих кривых предложено несколько способов /2,3,4,6/. Метод постепенного приближения, исходящий из условия наилучшего совпадения вычисленного и наблюдаемого гидрографов, на практике имеет самое широкое применение. Процесс такой оптимизации можно упростить, принимая для кривых T_L и R_L определенную аналитическую форму. Часто применяемый вариант дается уравнением кривой добегания Калинина - Милкова:

$$T = \frac{\Delta t}{T_L(n-1)!} \left(\frac{t}{T_L} \right)^{n-1} e^{-\frac{t}{T_L}} \quad /4/$$

Определением параметров кривых добегания прогностическую модель легко сформулировать использованием уравнения /1/. Между тем, независимо от того, с помощью какой модели мы

описываем процесс речного стока, учесть все факторы невозможно. Кроме того, и входные данные более или менее нагружены случайными или систематическими ошибками. Все это неизбежно приводит к ошибкам прогнозов расходов или уровней воды. Поэтому, для улучшения выпускаемых прогнозов очень желательна их текущая корректировка. Суть такой корректировки, вкратце, заключается в следующем: на основе вычисленной разницы /ошибки/ между прогнозированным и наблюдаемым значением расхода, производится корректировка входных данных так, чтобы эта разница стала равной нулю /5/.

Разница в момент выпуска прогнозов

$$\Delta Q_t = Q_\phi(t) - Q_p(t) \neq 0 \quad /5/$$

Если она отличается от нуля, то прибавляется к той входной величине, чье влияние в выражении /1/ самое значительное, т.е.

$$Q'_{B,t-m+1} = Q_{B,t-m+1} + \frac{\Delta Q_t}{\Gamma_{max}} \quad /6/$$

не меняя значения остальных ординат входного гидрографа.

Таким образом, влияние внесенной корректировки на вычисленные значения ординат выходного гидрографа, постоянно убывает с каждым следующим шагом расчета, так как

$$\Delta Q > \frac{\Delta Q}{\Gamma_{max+1}} > \frac{\Delta Q}{\Gamma_{max+2}} \dots \frac{\Delta Q}{\Gamma_{max+t}}$$

2. Разработка модели для прогнозирования суточных расходов на в.п. Богоево

На основании изложенной выше методики, вначале разработана симулационная, а затем прогностическая модель для

в.п. Богоево, для прогнозирования суточных расходов воды с заблаговременностью в 1 и 2 суток.

Приток воды на участке вычисляется по уравнению /2/, а изменение объема воды ΔW по выражению /3/, представленном в дискретной форме следующим образом:

$$\Delta W_t = 0.5 \Delta Q_i T_{12} + 0.5 \Delta Q_i (T_{12} + T_{234}) + 0.5 \Delta Q_i (T_{234} + T_3) + 0.5 \Delta Q_i T_{234} \quad /7/$$

где $\Delta Q_i = Q_{it} - Q_{it-1}$, T_{12} - время добегания на участке Будапешт /I/ - Бездан /2/, T_{234} - время добегания на участке Бездан - Богоево /4/ и T_3 - время добегания до в.п. Дони Михолиц /на р.Драве /3/.

Для всех участков определены зависимости времени добегания от среднего расхода на участке. К примеру, на участке Будапешт - Бездан, зависимость $T = f(Q_{cp})$ для $Q_{cp} \leq 4000 \text{ м}^3/\text{s}$ предложена линейной, т.е.

$$T_{12} = -0.000204 Q_{cp} + 3.33 \quad /\text{сутки}/$$

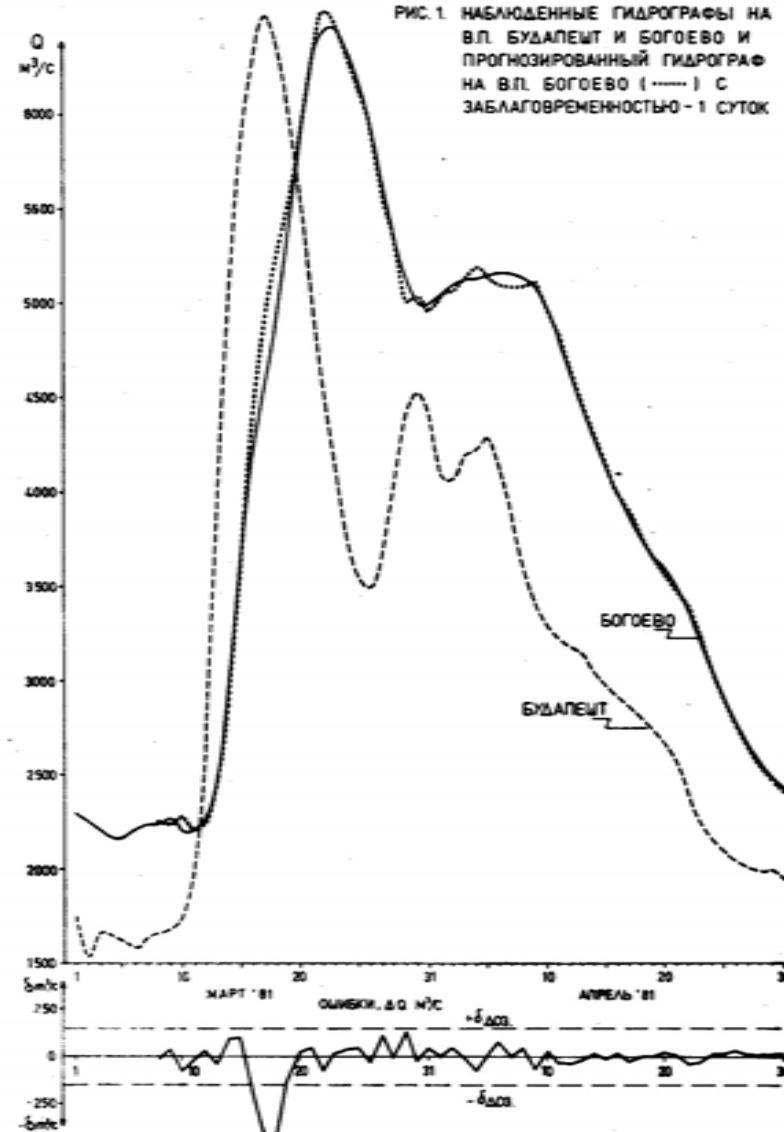
Ординаты кривых добегания R_L и R_T определены методом постепенного приближения. Параметры выражения /4/ определялись из условия достижения минимума критерия

$$K = \sum_{t_1}^{t_2} [Q_p(t) - Q_p(t)^*]^2 \quad /8/$$

Далее, используя разностный гидрограф $Q_p(t) - Q_p(t)^*$ и приток воды на участке $-q$, определены параметры кривой добегания R_L .

На основании данных о расходах за 1978 и 1979 годы получены следующие значения параметров: $R_L \{n=5; T_f=0.95\}$ и $R_T \{n=6; T_f=0.6\}$. Используя эти значения параметров кривых добегания и уравнение /1/, получена прогнозическая мо-

РИС. 1. НАБЛЮДЕННЫЕ ГИДРОГРАФЫ НА В.П. БУДАПЕШТ И БОГОЕВО И ПРОГНОЗИРОВАННЫЙ ГИДРОГРАФ НА В.П. БОГОЕВО (—) С ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ - 1 СУТОК



дель для прогнозирования расходов воды в профиле в.п. Богоево, с заблаговременностью в 1 и 2 суток. Оценка качества модели выполнена на основе данных наблюдений за период 1980-1982 год. Критерий точности прогнозов $\frac{S}{\bar{Q}} = 0.44$, для отдельных интервалов этого периода, колеблется в границах от 0,5 - 0,6. Применением текущей корректировки прогнозов получены значительно лучшие результаты.

На рис. I представлены сопоставленные графики наблюденных и прогнозированных гидрографов паводочной волны за март 1981 года, когда на нижних участках Дуная произошли катастрофические наводнения. Показанные графики, а также значения показателя точности прогнозов ($\frac{S}{\bar{Q}} = 0.44$) доказывают оправдываемость описанной модели, а также введение текущей корректировки.

Наконец, надо сказать, что рассматриваемая методика, кроме ежедневных прогнозов, дает возможность прогнозирования и пика паводочной волны, так как появление максимального притока предшествует максимальному расходу на выходном створе. С этой целью, на основе данных о боковом притоке, спад притока после его максимума аппроксимирован линейной зависимостью /8/

$$Q_{t+1} = 0.96 Q_t - 58$$

/9/

Таким образом, полученная модель дает возможность прогнозирования, кроме ежедневных расходов, только максимальный расход на в.п. Богоево.

Литература

- I. Сапожников В.И., Краткосрочные прогноз расходов и уровней воды для речного судоходства, Обнинск, 1970г.
2. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д., Курс гидрологических прогнозов, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1974г.
3. Кучмент Л.С., Математическое моделирование речного стока, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1972 г.
4. Акиньшин В.В., Борщевский Е.Н., Еидиков А.П., Левин А.Г., Негаева Н.С., Способы определения параметров кривых добегания, Труды ГМУ СССР, вып. 72, 1971г.
5. Еидиков А.П., Левин А.Г., Негаева Н.С., Попов Е.Г., Методы расчета и прогноза половодья для каскада водохранилищ и речных систем, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1977г.
6. Пособие по краткосрочным прогнозам половодного стока рек, ГИИ, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1973г.
7. Руководство по гидрологическим прогнозам, вып. I, Краткосрочные прогнозы расходов и уровней воды на реках, Гидрометеоиздат, Ленинград, 1964г.
8. Petković T., Prorabak protoka na osnovi zaliha vode i rečnoj magđi, Savetovanje "SOAREM", RMNH SR Srbije, Beograd, 1983 g.

КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ РАСХОДОВ ВОДЫ НА ОСНОВЕ ЗАПАСОВ ВОДЫ В РЕЧНОЙ СЕТИ

В настоящей работе излагаются результаты разработки и применения модели для прогнозирования расходов воды на приточном участке реки. Модель основывается на вычислении расщепления входного гидрографа, учитывая боковой приток в речную сеть, с помощью уравнения водного баланса. С целью улучшения выпускаемых прогнозов в модель введена текущая корректировка.

Модель разработана и применена для прогнозирования расходов воды реки Дунай в профиле в.п. Богоево.

DIE KURZFRISTIGE WASSERVORHERSAGE AUF GRUND DES WASSER- VORRATES IM FLUSSGEBIET

In diesem Bericht darstellt man die Bearbeitung des Modells für die Abflussvorhersage. Dieses Modell wird nach der Transformation des Zuflusses und Nebenflusses im Flussgebiet begründet. Der Zufluss ermitteln wir nach hydrometrischen Angaben, mit Anwendung der Wasserbilanzgleichheit. Zu Zwecke der Vergrösserung der Prognosegenauigkeit muss man in dem Prognosemodell die laufende Prognosekorrektur einführen.

Das Modell wurde für die Abflussprognose am Regel Bogojevo an Donau bearbeitet.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 31 СВЯЗЬ МЕЖДУ ТОЧНОСТЬЮ-
-ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ-ЭФФЕКТИВНОСТЬЮ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

Подани, М.

2 - 31 - 1

СВЯЗЬ МЕЖДУ ТОЧНОСТЬЮ-ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ-ЭФФЕКТИВНОСТЬЮ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

Подани Мицла

Национальный Совет водного хозяйства - Бухарест - Румыния

По мере развития гидротехнического строительства и водопользования на Дунае и его притоках, возрастает необходимость разработки гидрометеорологических прогнозов с точностью и заблаговременностью, соответствующими актуальным и перспективным требованиям.

Кроме нужд оптимизации эксплуатации гидротехнических сооружений, появились новые требования и в области противопаводковой защиты, так как число и важность затапливаемых объектов возрастут со временем пропорционально степени социально-экономического развития.

Гидрометеорологические прогнозы являются основным звеном информационной системы водного хозяйства и, поэтому требуют постоянного улучшения и усовершенствования. Нельзя ограничиваться лишь гидрологическими прогнозами, основанными на движении водных масс по склонам и в руслах, так как это не соответствует актуальным требованиям, а использовать реальные возможности всех категорий гидрометеорологических прогнозов с целью увеличения заблаговременности. Оперативные решения будут, таким образом, более эффективными, а ущерб от опасных гидрометеорологических явлений существенно снижен.

Далее, с учётом вынесенного, сравниваются различные приёмы и категории гидрометеорологических прогнозов с точки зрения обратной связи между точностью и заблаговременностью которые совместно определяют эффективность решений и мероприятий по оптимальному использованию водных ресурсов и

предотвращению паводков в дунайском бассейне. Полученные выводы относятся к любому гидрографическому бассейну.

Как известно, по мере увеличения заблаговременности прогнозов их точность значительно снижается по логарифмической кривой. В то же время, эффективность оперативных мер, основанная на прогнозах, возрастает также экспоненциально по мере увеличения заблаговременности прогнозов. Указанные сравниваемые факторы зависят от заблаговременности прогнозов (t_a) и носят одинаковый характер: точность прогнозов (Pr) и эффективность оперативных мер (Ef) так как могут быть выражены в денежных расходах и затратах человеческого труда для достижения преследуемой цели.

На рис.1 представлены две указанные функции, имеющие противоположные тенденции $Pr(t_a)$ и $Ef(t_a)$, выраженные в %.

Кривая $Ef(t_a)$ начинается в нулевой точке при $t_a = 0$, а кривая $Pr(t_a)$ имеет всегда положительное минимальное значение $Pr_{\min}(t_a)$. Интерпретация первой кривой показывает, например, опасность отсутствия заблаговременности прогнозов, т.е. отсутствие оповещения об опасности, и возникновение опасных явлений носит сюрпризный характер со всеми, вытекающими из этого последствиями.

Умножением двух последовательных значений можно получить новую кривую, нанесенную на том же рисунке

$$\Phi(t_a) = Pr_i \cdot Ef_i$$

Эта новая кривая указывает на комбинированный эффект точности прогнозов и эффективность принятых оперативных мер. Заметно, что она начинается от нуля при $t_a = 0$, потом возрастает градуально, имеет точку максимумов и при больших величинах снова понижается.

Интерпретация кривой "эффективности" требует замечания на кривую, в первую очередь, разных категорий прог-

ностей, используемых на практике.

Первая классификация прогнозов может быть осуществлена на основе критерия источника информации:

- текущая информация метеорологических и гидрометеорологических станций;

- пространственная информация - радарная, аэрофотосъемка, спутниковая информация;

Вторая классификация учитывает приблизительную технологию применения при получении данных:

- прогнозы движения водных масс по русалам, начиная с методов соответствующих расходов и до самых сложных моделей расчета деформаций паводочных волн вдоль русал в неуставковавшемся режиме; точность этих прогнозов высокая, а заблаговременность низкая, что снижает их эффективность;

- прогнозы типа осадки-сток, основывающиеся на различных математических моделях по воспроизведению процессов формирования и концентрации стока в водотоках, точность их удовлетворительная и увеличивается заблаговременность;

- прогнозы радарного типа, путем прослеживания фронта осадков в определении направления скорости перемещения, интенсивности осадков и тенденции осадков в зонах, находящихся в направлении передвижения фронта осадков; эти прогнозы соответствуют по точности и заблаговременности и на кривой $\Phi(t_a)$ занимают оптимальное место;

- прогнозы, полученные с спутников, основанные на нефаксе и синоптических данных, характеризуются относительно хорошей заблаговременностью и точностью примерно 48-72 часа;

- прогнозы синоптического типа, при помощи которых моделируется синоптическая ситуация на последующий период, характеризуются довольно низкой точностью в масштабе гидрографического бассейна, но более высокой заблаговременностью;

- прогнозы статистического типа, основанные на возможности возникновения определённой ситуации, как например, количество средних месячных осадков на определённой территории или в определённом гидрографическом бассейне, основываясь на распределении повторяемости для большого ряда наблюдений и на корреляционной связи с обуславливающими факторами, они отличаются высокой заблаговременностью, но незначительной точностью;

- периодические прогнозы, основанные на поисках математических закономерностей, например, синусоидальные функции, лучше всего воспроизводящие природные случайные периодичности, замеченные в большом ряду наблюдений и на этой основе определяется тенденция прогнозированных величин; конечно, их точность меньше, но они отличаются большой заблаговременностью, что позволяет принимать высокоеффективные меры, как например, подготовка больших водохранилищ перед началом дождливых периодов, а также заполнение водохранилищ и использование запасов воды, скопившейся во время паводков, в засушливый период для наиболее полного удовлетворения водопользований и повышения производства электроэнергии.

Разумеется, эта классификация не является исчерпывающей и её целью является указать на то, что есть множество возможностей оптимизации информационного процесса использования всех категорий информации прогностического характера.

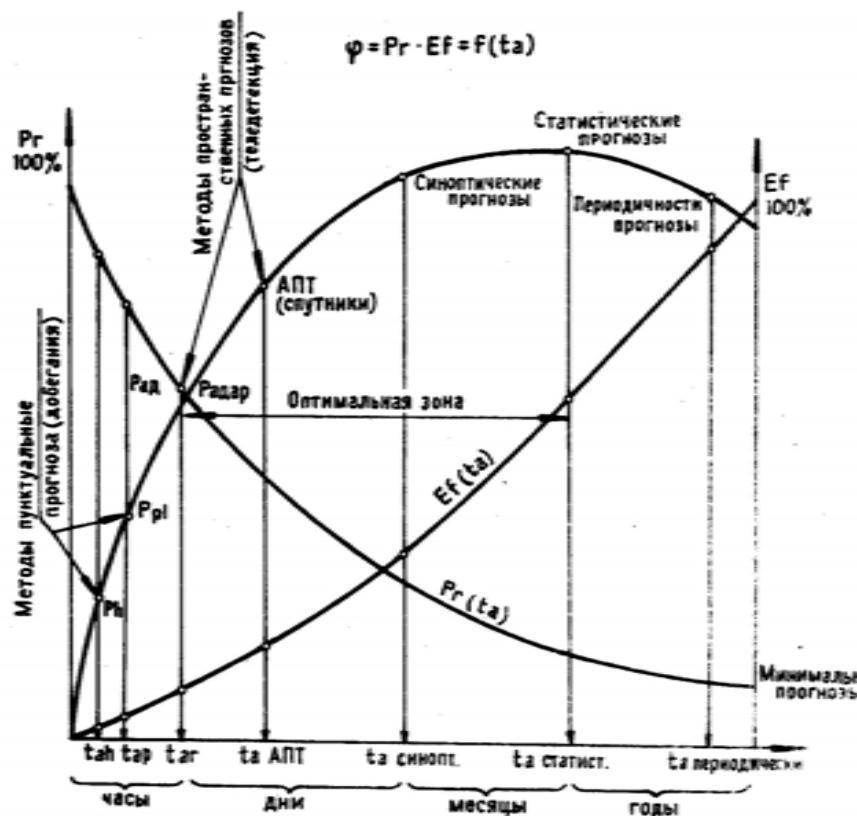
На графике рис.1 на кривой $\Phi(t_a)$ отмечены эти категории прогноза, что позволяет оценивать их с точки зрения соотношения точность-заблаговременность-эффективность. Можно заметить, что прогнозы пространственного типа занимают центральное место на кривой эффективности, что говорит о том, что они могут быть более широко использованы и обеспечивать информационные связи между центрами радиолокации придунайских

стран, особенно, для предупреждений об опасных гидрометеорологических явлениях, при синоптических ситуациях, которые могут охватить несколько соседних стран. Спутниковая информация носит тот же оперативный характер.

Последнее уточнение, вытекающее из формы кривой $\Phi(t_a)$, касается факта, что ни одной из категорий прогноза нельзя пренебрегать даже в том случае, когда они располагаются в конце кривой, так как во всех случаях есть преимущества в принятии решений, как например, прогнозы соответствующих расходов, своей точностью позволяют принимать комплексные решения, а прогнозы периодичности позволяют принимать меры по предупреждению благодаря большой заблаговременности.

Почёркиваем, что усовершенствование обмена информацией между придунайскими странами, основанного на вышеуказанных критериях, при поддержке специализированных организаций ООН (ВМО и ЮНЕСКО) может быть хорошим началом в соответствии с общим уровнем развития этих стран. Этот обмен может явиться основой исследований в странах, являющихся членами РА-ЮI.

Рис. I Зависимость точности (Pr), эффективности (Ef) и заблаговременности (ta) прогнозов различных категорий



СВЯЗЬ МЕЖДУ ТОЧНОСТЬЮ-ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ-ЭФФЕКТИВНОСТЬЮ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ

Основываясь на заблаговременности различных гидрометеорологических прогнозах, проводился анализ двух факторов противоположной вариации: точность прогнозов и эффективность оперативных мероприятий в водном хозяйстве и при защите от разрушительных последствий опасных гидрометеорологических явлений. Проводится классификация различных методов прогноза начиная с кратковременных пунктуальных, до прогнозов циклических и уточняется их место на кривой произведения точность-эффективность.

Анализ проводился с целью систематического использования всей информации гидрометеорологической сети.

DIE BEZIEHUNG GENAUIGKEIT - VORHERSAGE - EFFIZIENZ DER HYDROMETEOROLOGISCHEN PROGNOSEN

Ausgehend von der Vorhersagezeit der verschiedenen hydro-meteorologischen Prognosen erfolgt eine Analyse zweier Faktoren mit gegensätzlichen Schwankungen: der Genauigkeit der Prognosen und der Effizienz der operativen Messungen in der Wasserwirtschaft und beim Schutz gegen die zerstörerische Wirkung der gefährlichen hydro-meteorologischen Erscheinungen.

Eine Klassifizierung der verschiedenen Vorhersagemethoden umfasst die punktförmigen, von kurzer Dauer bis zu denzyklischen. Es wird ihr Platz präzisiert, der sich auf der Kurve, aus dem Produkt der Faktoren Genauigkeit-Effizienz ergibt.

Die Analyse beweckt die Optimisierung der systemischen Anwendung aller Informationen, die in den hydro-meteorologischen Netzen surkulieren.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 32

СОПОСТАВЛЕННЫЙ АНАЛИЗ ТРЕХ
МОДЕЛЕЙ ДЛЯ КРАТКОСРОЧНОГО
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РЕЧНОГО СТОКА

Прохаска, С.Й. - Вартош, В.И.

СОПОСТАВЛЕННЫЙ АНАЛИЗ ТРЕХ МОДЕЛЕЙ ДЛЯ КРАТКОСРОЧНОГО
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РЕЧНОГО СТОКА

Стеван Й. Прохаска

Владислава И. Бартон

Институт водного хозяйства "Јрослав Черни", Белград, СФРЮ.

I. Введение

Для потребностей регулирования речного стока разработано несколько моделей для краткосрочного прогнозирования речного стока больших рек. В настоящей статье дается краткий обзор трех моделей, разработанных авторами для практического применения, а именно:

- модель НСК /нелинейной, нормализованной корреляции/
- модель ЛР /линейной регрессии/
- модель НР/нелинейной регрессии/

Кроме краткого теоретического обзора этих моделей, представлены также количественные оценки результатов их практического применения, полученные на основе одних и тех же исходных данных и критериев. Даны и рекомендации для выбора самой надежной модели для прогнозирования расходов на рассматриваемой реке.

2. Обзор прогностических моделей

2.1 Модель НСК

Модель НСК разработана на основе теории нелинейной, нормализованной корреляции Алексеева Г.А. Для любой формы зависимости между переменной Q_j и переменных Q_0 , сначала производят нормализацию всех переменных, а затем формируют уравнение линейной регрессии между независимой переменной $U_0(Q)$ и независимых переменных $U_j(Q)$.

$$U_0(Q) = \sum_{j=1}^n \alpha_{0j} U_j(Q) \quad /1/$$

При формировании прогностической зависимости производится сдвиг предикторов по времени $\tau_{j,k}$, что дает следующую форму уравнения регрессии между предиктором и предиктандом:

$$\tilde{U}[Q(t)] = \sum_{j=1}^L \sum_{k=1}^K \alpha_{0,j,k} U_{j,k}[Q(t-\tau_{j,k})] \quad /2/$$

в котором $U[Q(t)]$ - нормализованные значения прогнозируемой величины /предиктанда/, расходов воды, $Q(t)$, в момент времени t ; $U_{j,k}[Q(t-\tau_{j,k})]$ - нормализованные значения предикторов, расходов воды в момент времени $t-\tau_{j,k}$; $\alpha_{0,j,k}$ - регрессионные коэффициенты; $\tau_{j,k}$ - сдвиг по времени для j -го водомерного поста и k -ий индекс сдвига по времени.

Нормализация переменных и вычисление коэффициентов регрессии производится по способу Алексеева /1/, включая и определение эмпирических зависимостей нормализованных от исходных значений переменных

$$U(t-\tau) = U[(Q(t-\tau))] \quad /3/$$

$$Q(t-\tau) = f[U(t-\tau)] \quad /4/$$

которые вместе с уравнением /2/ представляют собой прогностические зависимости модели НСК. Схема функционирования этой модели приведена на рис. I.

2.2. Модель линейной регрессии - ЛР

Модель ЛР, представляющая собой уравнение линейной регрессии между исходными значениями предикторов и предиктандов, дается в следующем виде:

$$\tilde{Q}(t) = \sum_{j=1}^L \sum_{k=1}^K b_{j,k} Q(t-\tau_{j,k}) + b_0 \quad /5/$$

где $b_{j,k}$ и b_0 - регрессионные коэффициенты /параметры модели/, определяющиеся методом наименьших квадратов, на основе данных наблюдений. Прогноз предиктанда производится по известным значениям предикторов.

2.3. Модель нелинейной регрессии - НР

Учитывая известный факт, что зависимости между предикторами и предиктандом по правилу нелинейные, предположено, что целесообразно прогностические зависимости отыскивать в следующей нелинейной форме:

$$\tilde{Q}(t) = \prod_{j=1}^L \prod_{k=1}^K b_0 (Q(t-\tau_{j,k}))^{b_{j,k}} \quad /6/$$

Для определения параметров модели b_0 и $b_{j,k}$, уравнение /6/ необходимо представить в линейной форме:

$$\log \tilde{Q}(t) = \log b_0 + \sum_{j=1}^L \sum_{k=1}^K b_{j,k} \log Q(t-\tau_{j,k}) \quad /7/$$

Таким образом, определение параметров уравнения нелинейной регрессии сводится к задаче определения параметров линейной регрессии, как описано выше.

3. Критерии для калибровки параметров и проверки модели

Калибровка параметров и проверка представленных моделей выполняется на основе данных наблюдений. Выполняется калибровка следующих параметров:

а/ для модели НСК

- функциональные зависимости $U_j = f(Q_j)$
- неизвестные коэффициенты $\alpha_{0,j}$ и $\alpha_{0,j,k}$

б/ для моделей ДР и НР

- неизвестные коэффициенты $b_0, \log b_0$ и $b_{j,k}$

Для выбора оптимальных значений параметров использован следующий критерий, который представляет собой минимизацию ошибки прогнозов:

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^N Q(t) - \tilde{Q}(t))^2}{N-1}} \quad /9/$$

где S - стандартная ошибка оценки, $Q(t)$ и $\tilde{Q}(t)$ - наблюденные и прогнозированные значения в момент времени t и N - общее число данных.

Стандартная ошибка оценки вычисляется на основании результатов прогнозирования в периоды калибровки, проверки и практического применения. Для оценки качества выданных прогнозов в любом из этих периодов введен следующий критерий:

$$\delta = S / S_a^{(C)} \quad /10/$$

$$S_a^{(C)} = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^N Q(t) - Q(t+C))^2}{N-1}} \quad /11/$$

где $S_a^{(C)}$ - изменение прогнозируемой величины за период заблаговременности прогноза, $Q(t+C)$ - наблюденное значение

прогнозируемой величины в момент времени $(t+C)$.

Модель надежна, если за периоды калибровки и проверки получаются прогнозы приблизительно одинакового качества, т.е. если

$$\alpha = \delta_v / \delta_{jd} \approx 1.0$$

/12/

4. Результаты применения прогностических моделей

Для практического применения представленных моделей использованы данные среднесуточных расходов воды реки А в Югославии за период 1960-1980 год.

Периоды калибровки параметров, проверки и практического применения моделей одинаковы для всех трех анализированных моделей:

- период калибровки 1961-1970 год
- период проверки 1971-1974 год
- период практического применения 1.01.1979-30.06.1980 год

Модели построены для выпуска краткосрочных прогнозов с заблаговременностью 1,2,3 и 4 суток.

В процессе калибровки параметров и проверки моделей использованы комбинации входных данных с различными профилем. В таблице I. даны количественные показатели оценок выданных прогнозов для периодов калибровки, проверки и практического применения только для наилучших вариантов.

Поступок вычисления прогнозов показан на рис.2., для периода проверки /1974год/ и заблаговременности 1 и 4 суток.

Сопоставленным анализом качества выданных прогнозов для периодов калибровки, проверки и практического применения, заключено следующее:

- для периода калибровки модель НСК удовлетворяет поч-

ти во всех рассматриваемых случаях. Для заблаговременности 2,3 и 4 суток модель надежная, а для односуточных прогнозов - не надежная. В периоде практического применения получались результаты значительно хуже, чем для периода калибрации и проверки.

- модель ЛР обеспечивает надежные прогнозы для всех рассматриваемых периодов. По сравнению с моделью НСК дает лучшие результаты. В период практического применения дает удовлетворительные прогнозы для 1,2 и 3 суток, а для 4-х суток модель не надежная для всех вариантов входных данных /предикторов/.

- модель НР примерно того же качества, как и модель ЛР. Для периода практического применения модель оказалась не надежной.

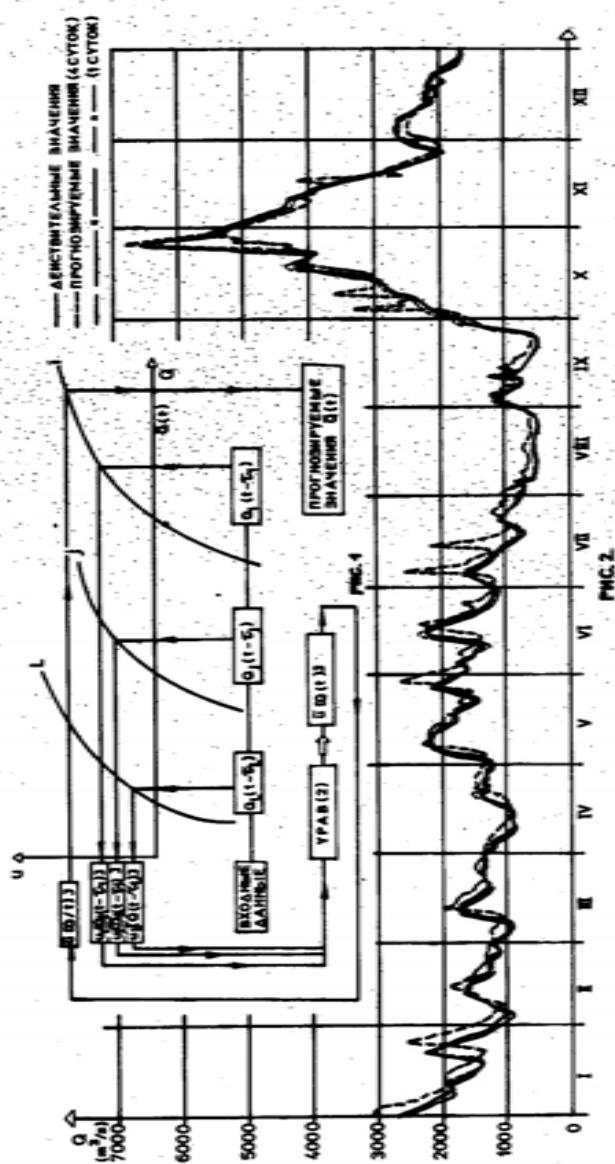
На основании выше сказанного можно заключить, что прогностическая модель ЛР для анализированной реки является самой надежной, за исключением 4-х суточных прогнозов.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев Р.А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. Гидрометеоиздат, Л., 1971 год.
- Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов. Гидрометеоиздат, Л., 1974 год.
- HYDROLOŠKI MODELI ZA PROGNOZIRANJE DOTOKA U AKUMULACIJU NE DJEROP - model "Sava", Dokumentacija Instituta "Jaroslav Černi", 1980. godine, Beograd.
- Prohaska S., Bartoš V.
RAZVOJ PROGНОSTИЧНОГ МОДЕЛА "SAVA" ЗА ИЗДАВАЊЕ КРАТКОРОЧНИХ ПРОГНОЗА У РЕАЛНОМ ВРЕМЕНИ, Vode Vojvodine 1982., Novi Sad

Таблица 1

Период	Качествен- ный пока- затель оценки	1 сутки				2 суток				3 суток				4 суток			
		МОДЕЛЬ				МОДЕЛЬ				МОДЕЛЬ				МОДЕЛЬ			
		НСК	ЛР	НР	НСК	ЛР	НР	НСК	ЛР	НР	НСК	ЛР	НР	НСК	ЛР	НР	
ПЕРИОД КАЛИБРАЦИИ																	
1961- 1979	S	66	65	58	152	139	148	187	187	196	279	275	275	282	282	282	282
	S ₄	124	124	124	233	233	233	324	324	324	399	399	399	399	399	399	399
	δ	0,531	0,523	0,469	0,655	0,595	0,634	0,578	0,578	0,604	0,698	0,688	0,688	0,707	0,707	0,707	0,707
ПЕРИОД ПРОВЕРКИ																	
1971- 1974	S	77	62	54	143	122	122	164	164	166	258	258	258	243	243	243	243
	S ₄	118	118	118	216	216	216	299	299	299	368	368	368	368	368	368	368
	δ	0,656	0,529	0,463	0,663	0,564	0,564	0,575	0,575	0,580	0,552	0,702	0,686	0,661	0,661	0,661	0,661
ПЕРИОД ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ																	
1979- 30.6. 1980	S	116	94	115	194	180	243	229	219	239	339	339	339	379	379	379	379
	S ₄	146	146	146	260	260	260	354	354	354	431	431	431	431	431	431	431
	δ	0,854	0,643	0,706	0,823	0,693	0,953	0,721	0,619	0,673	0,979	0,902	0,902	0,878	0,878	0,878	0,878
НАДЕЖНОСТЬ МОДЕЛЕЙ																	
1971-74	α	1,235	1,011	0,987	1,012	0,948	0,890	0,995	0,980	0,914	1,006	0,997	0,985	0,985	0,985	0,985	0,985
1979-80		1,098	1,229	1,076	1,296	1,165	1,472	1,247	1,069	1,114	1,259	1,311	1,311	1,242	1,242	1,242	1,242



СОПОСТАВЛЕННЫЙ АНАЛИЗ ТРЕХ МОДЕЛЕЙ ДЛЯ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РЕЧНОГО СТОКА

В настоящей статье дается сопоставленный анализ трех моделей для краткосрочного прогнозирования речного стока. Первая модель основывается на теории нелинейной нормализованной корреляции Алексеева. Вторая модель представляет собой уравнение линейной регрессии, описывающее зависимость между предикторами и предиктандами. Третья же представляет собой нелинейный вариант второй модели.

Представлены результаты применения этих моделей для прогнозирования средних суточных расходов воды с заблаговременностью до четырех суток и количественные показатели оценки выданных прогнозов в период идентификации параметров моделей и в период их проверки. На основании результатов оценки произведен выбор модели для практического применения.

VERGLEICHBARE ANALYSE VON 3 HYDROLOGISCHEN MODELLEN FÜR DIE KURZFRISTIGE ABFLUSSVORAUSSAGE IN DER REALEN ZEIT

In der Arbeit wird eine vergleichbare Analyse von 3 hydrologischen Modellen für die Abflussvoraussage gegeben. Das erste Modell basiert auf die nichtlineare standardisierte Korrelationstheorie von G.A. Alekseev. Das zweite Modell stellt eine regressive Voraussagebeziehung zwischen der Voraussage-Funktion und der vorauszusagender Größe dar, während das dritte Modell ihre nichtlineare Variante darstellt.

Es werden Anwendungsergebnisse dieser Modelle zur Voraussage von den mittleren Tagesabflüssen (bis zu 4 Tagen) gezeigt. Die quantitativen Wertmessseinheiten zur Abschätzung ausgebener Voraussagen in den Perioden der Parameteridentifikation, Modellverifikation und Überprüfung, auf deren Basis die Modellauswahl gemacht wurde, werden auch in der Arbeit gezeigt.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 33. ИССЛЕДОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ ТИПИЧЕСКИХ СИНОПТИЧЕСКИХ СИТУАЦИЙ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ МАКСИМАЛЬНЫЕ ОСАДКИ В ГИДРОГРАФИЧЕСКИХ БАССЕЙНАХ ІГА РУМЫНИИ

Рошка, П. - Джерджеску, Д. -
Васенчук, Ф. - Марешю, Д.

2 - 33 - 1

ИССЛЕДОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ ТИПИЧЕСКИХ СИНОПТИЧЕСКИХ СИТУАЦИЙ,
ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ МАКСИМАЛЬНЫЕ ОСАДКИ В ГИДРОГРАФИЧЕСКИХ БАССЕЙНАХ ІГА РУМЫНИИ

Рошка Параскива, Джерджеску Джерминия, Васенчук Феличия,
Марешю Дику
Институт метеорологии и гидрологии, Бухарест, Румыния

Исследование обильных осадков представляет важное значение для настоящей стадии развития, в которой делаются совместные попытки для концентрирования и потребления наличных ресурсов воды, как для промышленности так и для сельского хозяйства, отраслей принимающих все большее значение в народном хозяйстве.

Целью настоящей работы - проанализировать статистические и аэро-синоптические случаи обильных осадков, превышающие $15 \text{ л}/\text{м}^2$ в гидрографических бассейнах рек Дуная и его-запада Румынии.

Статистический анализ осуществляется на основе вычислительной программы на языке Фортран для вычислительной машины Феликс С-512 на период апрель-октябрь 1966-1980 гг. Случаи с обильными осадками исследовались по двум секторам (гористом и равнинном) гидрографических бассейнов: Тимис-Черна, Илу, Олт, Арджеш и Яломица. Результаты статистики для каждого месяца и бассейна (сектора) представлены в таблице 1. Можно заметить, что для каждого месяца преобладает класс значений средней величиной выпавших осадков за сутки, охватенный между переделами $15-25 \text{ л}/\text{м}^2$ (751 случай), за которым следует вторая категория осадков больше $25 \text{ л}/\text{м}^2$ (409 случаев).

На основе полученной относительной повторяемости, можно сделать практический вывод для прогнозов в масштабе бассейна где требуются количественные прогнозы средних осадков по бассейнам, что за сутки, самое вероятное среднее по исследованным бассейнам будет между $15-25 \text{ л}/\text{м}^2$. Такой прогноз

имеет больше шансов в апреле (83,6), мае (68,0) и сентябре (70,4).

Другой вывод, вытекающий из этой таблицы, представляет распределение этих осадков по гидрографическим бассейнам и по основным месяцам года. Это отмечается у большого значения случаев с осадками $15-25 \text{ л}/\text{м}^2$ и на 1 секторе бассейна Тимис-Черна (118 случаев), Арджеш (94 случаев) и Илу (91 случай). Хотя осадки более $25 \text{ л}/\text{м}^2$ существуют на каждом бассейне составляют меньше половины числа случаев, но они должны рассматриваться потому что, в год, когда проносили наводнения, они имели важную роль ($50-70 \text{ л}/\text{м}^2$ в 1975 г.).

Также известен факт, что в хорошо пропитанную почву с количеством $15-25 \text{ л}/\text{м}^2$ осадков и даже меньше выпавших непрерывно несколько дней, может вызвать наводнение, особенно в маленьких гидрографических бассейнах.

Относительно распределения случаев осадков по месяцам различаем две группы бассейнов, а именно: 1. Бассейны Арджеш и Яломица с большой повторяемостью в мае и июне месяце; 2. Бассейны Тимис-Черна, Илу и Олт с максимальной частотой в июне - июле и августе.

Также из этого статистического анализа вытекает, что самые дождливые годы в интервале апрель-октябрь 1966 г. - 1980 г., когда месячные количества перевышли $200-300 \text{ л}/\text{м}^2$ в каждом бассейне, были: 1975 г. для мая-июня, 1969 г. для июня месяца, 1970 г. для июня месяца, 1968 г. для августа и 1972 г. для октября.

Далее проанализируем с аэро-синоптической точки зрения два особых случая, когда осадки более $25 \text{ л}/\text{м}^2$ наблюдались во всех гидрографических бассейнах и га страны. Примером большого количества выпавших осадков является случай на 10.5.1973 г., который характеризован наличием гребни азорского антициклона протяженного до запада Румынии и депрессии над Балканским полуостровом, связанный депрессионным кулувором циклонной зоны, существующей на северо-западе

континента. В этой синоптической обстановке масса холодного воздуха, продвигавшаяся в лобовой части гребня азорского антициклона, при контакте с теплым воздухом, в пихих зонах Европы привела к усилению циклонной деятельности над территорией Румынии. Барическая ситуация на высоте (AT-500 мб), особо выявляла присутствие обширной депрессии, локализированной на севере и в центре Европы, удлиненной ложбиной до зоны Средиземного Моря с изогипсами 556 джиги, в 02 часа. В следующих 12 часов при падении геопотенциала образовалось ядро с циркуляционными изогипсами со значением 552 джиги даже над Румынией.

В этой аэро-синоптической ситуации наблюдались особенно сильные осадки, превышавшие $35 \text{ л}/\text{м}^2$ и в 1 секторе (горном) гидрографических бассейнов и га страны, виделся с этой точки зрения реку Олт, где они достигли значений $110 \text{ л}/\text{м}^2$, затем Илу $75 \text{ л}/\text{м}^2$ и Арджеш $65 \text{ л}/\text{м}^2$ (рис. 5).

Другим важным случаем является случай 30.6.1974 г., когда выпали осадки $30-40 \text{ л}/\text{м}^2$ в каждом гидрографическом бассейне и га страны.

Синоптическая ситуация на уровне континента в 02 часа и 14 часов, особо выделяет существование двойных циклонов, расположенных один в зоне Ленинграда, и другой в юго-востоке континента, охватывающих и Румынию. Эти циклонические ядра связаны между собой рядом теплых и холодных фронтов (рис. 6-7), которые позволили, вместе с их перемещением, проникновению воздушных влажных и холодных масс из северных зон Европы в Румынию.

Карты барической топографии на уровне 500 мб (AT-500 мб) 02 часа и 14 часов (рис. 8-9), также особо выделяют обширную депрессионную зону на севере и в центре Европы, которая продолжается ложбиной над Румынией, в которой виделись небольшое ядро на 560 джиги.

В этих условиях можно заметить тот факт, что выпавшие в 1 секторе (горном) гидрографических бассейнов осадки превысили $40 \text{ л}/\text{м}^2$, и особенно на реке Олт $64 \text{ л}/\text{м}^2$, на

Тимиш-Черна $49 \text{ л}/\text{м}^2$ и $46 \text{ л}/\text{м}^2$ на реке Арджеш (рис. 5), факт отмеченный и для вариаций расхода рек например на реке Олт уровня превысили допустимые пределы и достигли $737 \text{ м}^3/\text{с}$ в р. Корнеш и $635 \text{ м}^3/\text{с}$ в реках Себеш - Олт.

Выводы

Из результата этого аэро-синоптического анализа осадков $15-25 \text{ л}/\text{м}^2$ в гидрографических бассейнах, расположенных на юге Румынии, можно сделать следующие выводы:

1. обильные осадки, приводящие к наводнениям, регистрируются в теплый сезон, от мая до августа (в некоторых случаях и в октябре месяце), обусловленные меридиональными сезонными колебаниями высокой планетарной фронтальной зоны и струйными течениями.
2. статистическое исследование приводит к выводу большой повторяемости у осадков $15-25 \text{ л}/\text{м}^2$.
3. относительно повторяемости осадков по секторам и гидрографическим бассейнам, отмечается большое их значение для бассейнов Тимиш-Черна, Арджеш и Илу на 1 секторе (горном).
4. обильные осадки, которые ведут к наводнениям в нашей стране определены теми типовыми синоптическими ситуациями, при которых циклонические структуры имеют важную роль.
5. для Дуная средиземноморские циклоны и Исландская ложбина, прегражденные Азорским антициклоном, с одной стороны, и Евразийским с другой стороны, или только Евразийским антициклоном усиливают дождливый режим с большим количеством осадков в течении целого периода, когда во высоте наблюдаются массы холодного воздуха.
6. поля депрессии, составленные из морских-полярных воздушных масс и морских-тропических масс при питании во время весенних или летних периодов холодными высотными массами с температурой ниже -20° на высоте 5000 м, вызывают ливневые дожди, которые достигают или превышают в течении 48 часов общее количество осадков за месяц.

7. эффекты сильных осадков, в сочетании с синоптическими и термодинамическими ситуациями усиливаются в случае наличия благоприятствующих факторов, таких как: высокие коэффициенты стока воды со склонов; наличие значительного снежного покрова в горной зоне, насыщенной влагой и т.д.

Повторяемость числа случаев осадков, выпавших в гидрографических бассейнах юга и
юго-запада Румынии в теплые полугодия 1966 - 1980 гг.

месяц	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	число случаев	число случаев
осадки	15-25	15-25	15-25	15-25	15-25	15-25	15-25	15-25	1/25	1/25
бассейн	1/25	1/25	1/25	1/25	1/25	1/25	1/25	1/25	1/25	1/25
сектор	25/2	25/2	25/2	25/2	25/2	25/2	25/2	25/2	25/2	25/2
СЕКТОР I	4	1	13	6	25	15	23	11	18	7
Тимис	2	0	7	5	9	6	9	5	12	1
СЕКТОР 2									9	3
СЕКТОР I									57	59
Jiu										177
СЕКТОР 2										
сектор I	1	0	8	2	9	4	9	4	7	5
Olt	5	1	10	4	11	8	11	8	0	14
СЕКТОР 3	2	1	10	5	9	7	10	8	7	14
СЕКТОР I									7	9
Альба										57
СЕКТОР 2										
сектор I	6	2	16	4	16	10	9	12	10	10
Ialomița	4	0	8	2	7	5	8	8	7	5
СЕКТОР 2										69
общее										
Количество	51	10	121	57	141	89	125	95	112	60
									47	409
										1169

ЛИТЕРАТУРА

I. Бызак Г.

Probabilitatea producerii cantităților maxime de precipitații în 24 ore în partea sudică a României. Hidrotehnica nr.10/X. 1971

2. Чечика Н., Доро А., Стамеску Е., Бензарэа Н., care au determinat ploile abundante și inundațiile din intervalul 1-4 iulie 1975. Ședință de comunicări speciale I.M.H. noiembrie 1975.

3. Стамеску Н., Condiții aero-sinoptice care au determinat precipitații abundante în basinul Oltului perioada 1960-1964. Hidrotehnica nr.10/71

4. Стамеску Р. Influența Carpaților asupra evoluției condițiilor meteorologice care au favorizat producerea inundațiilor din luna mai 1970 în România. A V-a Conf. de Meteorologia Carpaților. București 1973 p.475-481.

5. Стамеску Н., Добре Н., Задорожний Г., Condițiile sinoptice care au determinat precipitații abundante în basinul Jialui, între ani 1960-1964. Calegere de lucrări I.M.H.

6. Топор Н., Ani ploiosi și secesiști în R.P.R. București I.M.-1963

7. Ценек Е., Миха Е. Repartiția precipitațiilor atmosferice în luna mai 1970 pe teritoriul R.S.R.

8. Топор Н. Cauzele unor ploi cu efecte catastrofale în România. Hidrotehnica nr.11-1970.

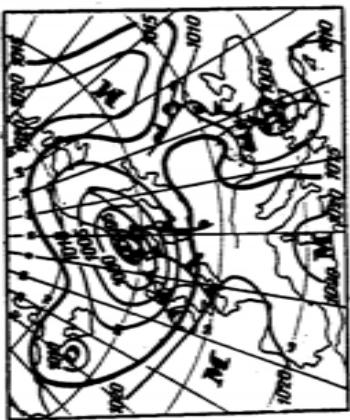


Рис.1 Приведенная ономатопеевская карта 10.7.1973 г. 02 часа

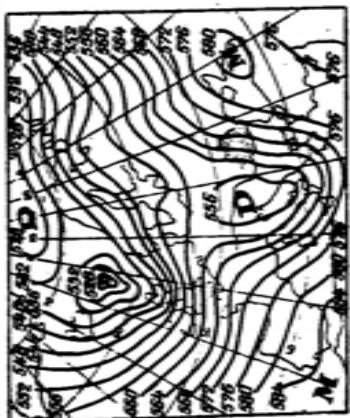


Рис.3 Карта AT-500 №0.10.7.1973 г. 02 часа

Рис.2 Приведенная ономатопеевская карта 10.7.1973 г. 14 часов

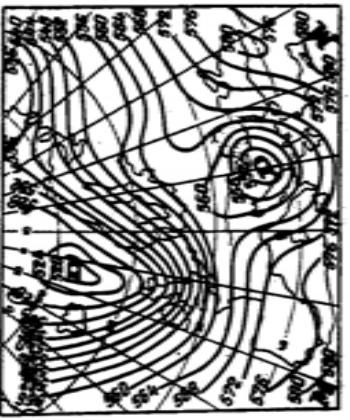


Рис.4 Карта AT-500 №0.10.7.1973 г. 14 часов

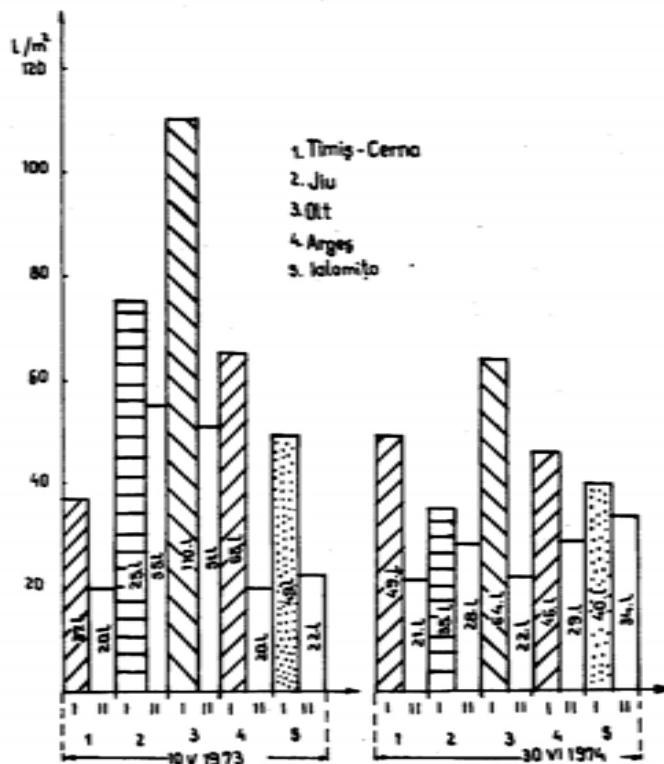


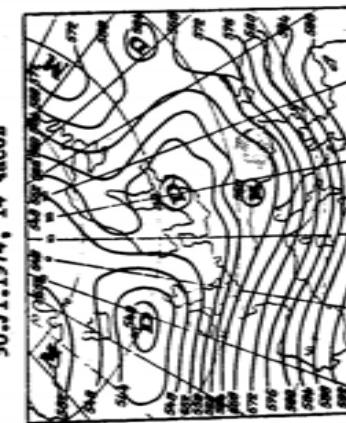
Рис.5 Общее количество осадков, выпавшие в I и II секторах бассейнов

1. Тимиг-Черна
2. Джу
3. Олт
4. Арджеш
5. Яломица

10-го У.1973 г. и 30-го Ю.1974 г.



Рис.7 Приведенная синоптическая карта



30.УЛ.1974, 14 часов

Рис.9 Карта АТ-500 мб, 30.УЛ.1974 г.

02 часа

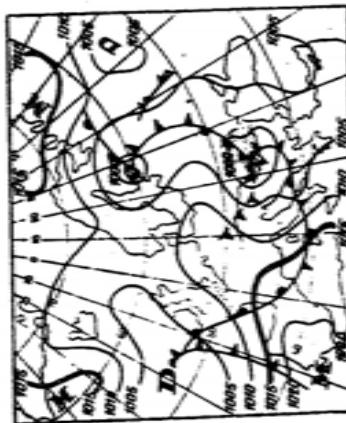
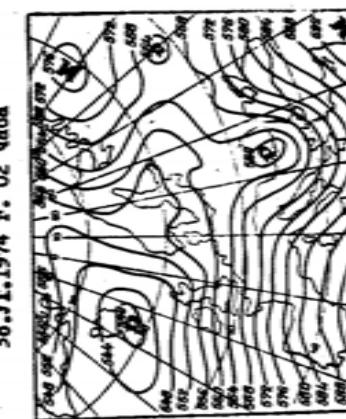


Рис.6 Приведенная синоптическая карта



30.УЛ.1974 г. 02 часа

Рис.8 Карта АТ-500 мб, 30.УЛ.1974 г.

14 часов

ИССЛЕДОВАНИЕ НЕКОТОРЫХ ТИПИЧЕСКИХ СИНОПТИЧЕСКИХ СИТУАЦИЙ,
ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ МАКСИМАЛЬНЫЕ ОСАДКИ В ГИДРОГРАФИЧЕСКИХ БАС-
СЕЙНАХ ПГА РУМЫНИИ

С аэро-синоптической точки зрения анализируются наиболее характерные случаи максимальных осадков, превышающих $15 \text{ л}/\text{м}^2$, за теплый период (апрель-октябрь) 1966-1980 гг. Было выбрано несколько наиболее характерных синоптических ситуаций вызвавших паводочные проблемы в бассейнах рек на юге и юго-востоке Румынии. В работе представлены примеры за: 1.-3. VII. 1975 г.; 10. V. 1973 г.; 12. VIII. 1974 г.

DIE FORSCHUNG EINIGER TYPISCHEN SYNOPTISCHEN SITUATIONEN
DIE MAXIMALE NIEDERSCHLÄGE IN DEN EINZUGSGEBIETEN IM SÜDEN
DER SRR BEVIRKT HABEN

Es werden vom luftsynoptischen Standpunkt ausgesehen die bedeutendsten Fälle von maximalen Niederschlägen analysiert die $15 \text{ l}/\text{m}^2$ überschritten haben, in der warmen Zeitperiode (April-Oktober) der Jahre 1966-1980.

Es wurden einige synoptische Situationen ausgesucht die besondere Merkmale für die Einzugsgebiete im Süden der SRR aufweisen. In der Forschungsarbeit hat man als Beispiele die Vorfälle während der Tage: 1.-3.VII.1975; 10.V.1973; 12.VIII.1974 genommen, als Hochwasserprobleme in den Einzugsgebieten der Flüsse im Süden und Südosten der SRR aufgetreten sind.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 34

ИССЛЕДОВАНИЕ ДОБЕГАНИЯ
И КОМПАНОВКИ ПАВОДКОВЫХ ВОЛН
В ГИДРОГРАФИЧЕСКИХ БАССЕЙНАХ

Роттер, Ф. - Коман, Т. -
Кымпян, В.

2 - 34 - 1

ИССЛЕДОВАНИЕ ДОБЕГАНИЯ И КОМПАНОВКИ ПАВОДКОВЫХ ВОЛН В
ГИДРОГРАФИЧЕСКИХ БАССЕЙНАХ

Роттер Франчиск, Коман Тибериу, Кымпян Владимир
Бюро водного хозяйства Марамуреш - Румыния

Пользуясь "гидравлическим методом" в настоящей работе изучаются возможности прогноза расходов и уровней в сечениях нижнего течения рек одного из гидрографических бассейнов. Это осуществляется, зная по измерениям на гидрометрических постах, расположенных по течению, гидрографы расходов или уровней (даже при формировании). Предположим, что на одном или нескольких гидрометрических постах вверх по течению были зарегистрированы расходы (уровни), превышавшие "предупреждающие" и имеются условия для их повышения. С этого момента, когда имеются данные по гидрографическому бассейну (продольный профиль, поперечные профили, уклоны, верховатость) программа НЕПЕРМОЛ при учёте плиания притоков, может автоматически расчитывать расходы, уровни и время добегания пика волны до нижерасположенного сечения.

ОПИСАНИЕ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Берётся река с природным руслом, в котором движение постоянно в начальный момент, а затем, постепенно переходящее в непостоянное движение. Считая координаты x (в перечислении сверху вниз) и время t в качестве зависимых переменных, а уровни $Z(x, t)$ и расходы $Q(x, t)$ в качестве независимых переменных, система уравнений Сен-Венана записывается следующим образом:

$$B \frac{\partial Z}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} - q = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial Z}{\partial x} - \frac{Q^2}{gA^3} \cdot \frac{\partial A}{\partial x} + \frac{2Q}{gA^2} \cdot \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{1}{gA} \cdot \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{Q^2}{K^2} = 0 \quad (2)$$

где:

$B [m]$ — ширина русла у зеркала воды

$A [m^2]$ — затопленная площадь

$q [m^3/s \cdot m]$ — сумма боковых расходов (приточных или отточных), состоящих из:

$$q = q_c - q_s + q_o \quad (3)$$

$q_c [m^3/s \cdot m]$ — единичный дождевой расход

$q_s [m^3/s \cdot m]$ — единичный расход из питания или бокового притока (с обеих сторон)

$q_o [m^3/s \cdot m]$ — единичный расход из питания или бокового притока (с обоих берегов)

$K [m^3/s]$ — модуль расхода русла по уравнению Чези

$$K = \frac{A^2 R^{4/3}}{n^2} \quad (4)$$

$R [m]$ — гидравлический радиус

$n [-]$ — коэффициент шероховатости Мэннинга

ЗАПИСЬ СИСТЕМЫ УРАВНЕНИЙ В КОНЕЧНЫХ РАЗНОСТЯХ

Систему уравнений (1) и (2) нельзя точно интегрировать, так как необходимо примерное численное интегрирование. На рис.1 показана дискретизация беспрерывного пространства $S=S(x,t)$ (а) и схема расчёта с четырьмя пунктами (б). Производные в направлениях x и t расчитываются по общим формулам:

$$\frac{\partial f}{\partial x} = \frac{1}{2\Delta x} [f_{i-1} - f_i]^{j+1} + \frac{1}{2\Delta x} [f_{i-1} - f_i]^j \quad (5)$$

$$\frac{\partial f}{\partial t} = \frac{1}{2\Delta t} [f_{i-1} + f_i]^{j+1} - \frac{1}{2\Delta t} [f_{i-1} + f_i]^j \quad (6)$$

Этими формулами выражаются производные $\frac{\partial Z}{\partial x}$; $\frac{\partial Z}{\partial t}$; $\frac{\partial Q}{\partial x}$; $\frac{\partial Q}{\partial t}$; $\frac{\partial A}{\partial x}$; $\frac{\partial A}{\partial t}$

Коэффициенты системы (1), (2) представлены в середине расчётной схемы (в пункте с) формулой:

$$f(c) = \frac{1}{4} [f_{i-1} + f_i]^{j+1} + \frac{1}{4} [f_{i-1} + f_i]^j \quad (7)$$

В большинстве случаев вариации коэффициентов в промежуток времени Δt медленны. При быстрых вариациях можно пользоваться итеративной формулой:

$$f(c) \approx \frac{1}{4} [f_{i-1} + f_i]^j + \frac{1}{4} [f_{i-1} + f_i]^r \quad (8)$$

для выражения коэффициентов: $B^{r+1}; \left[\frac{Q^2}{gA^3}\right]^{r+1}; \left[\frac{2Q}{gA^2}\right]^{r+1}; \left[\frac{1}{gA}\right]^{r+1}; \left[\frac{Q^2}{K^2}\right]^{r+1}$

При этих изменениях система дифференциальных уравнений с частными производными (1), (2) превращается в систему нелинейных уравнений. Наибольшие трудности при решении системы уравнений вызваны членом трения $\frac{Q^2}{K^2}$, в котором неизвестное Q в квадрате. Возможность устранения этой трудности заключается в линеаризации члена трения по следующему уравнению:

$$\left[\frac{Q^2}{K^2} \right]^{r+1} = \left[\frac{|Q|}{K^2} \right]^{r+1} \quad (9)$$

В результате линеаризации члена трения (1), (2) получаем систему линейных уравнений следующего вида:

$$AR_1 Q_i^{j+1} + AR_2 Z_i^{j+1} + AR_3 Q_{i-1}^{j+1} + AR_4 Z_{i-1}^{j+1} = AR_5 \quad (10)$$

$$BR_1 Q_i^{j+1} + BR_2 Z_i^{j+1} + BR_3 Q_{i-1}^{j+1} + BR_4 Z_{i-1}^{j+1} = BR_5 \quad (11)$$

Эта система из двух уравнений записывается для каждого расчётного поля, получая для N сечений ($N-1$ полей), $2(N-1)$ уравнений.

Вышеупомянутые для одной реки данные могут относиться к изучению дебегания паводковых волн в сети рек и каналов. Это вызвано влиянием расходов притока на основную реку и

влиянием уровня основной реки на приток при слиянии.

Слияние притока и реки является однородно распределенным на определенном отрезке длиной x , считая приток линейной нагрузкой. Обозначим расход притока в интервал "t" через Q_m^j и во время "t+Δt" через Q_m^{j+1} , тогда боковой отток основной реки в сечении слияния будет:

$$q_a = q + \frac{1}{2\Delta x} (Q_m^j + Q_m^{j+1}) \quad (12)$$

В сечении слияния уровень притока берется идентичным уровню основной реки, во время "t" будет $Z_m = \frac{z_1^j + z_{i-1}^j}{2}$, а во время "t+Δt": $Z_m^{j+1} = \frac{z_i^{j+1} + z_{i-1}^{j+1}}{2}$

Система уравнений (10), (11) изменяется соответствующим образом:

- для основной реки:

$$AR_1 Q_i^{j+1} + AR_2 Z_i^{j+1} + AR_3 (Q_{i-1}^{j+1} + Q_m^{j+1}) + AR_4 Z_{i-1}^{j+1} = AR_3 - AR_5 Q_m^j \quad (13)$$

$$BR_1^r Q_i^{j+1} + BR_2^r Z_i^{j+1} + BR_3^r Q_{i-1}^{j+1} + BR_4^r Z_{i-1}^{j+1} = BR_5^r \quad (14)$$

- для притока:

$$AR_1 Q_m^j + AR_2 \frac{z_i^{j+1} + z_{i-1}^{j+1}}{2} + AR_3 Q_{m-1}^{j+1} + AR_4 Z_{m-1}^{j+1} = AR_6 m \quad (15)$$

$$BR_1^r Q_m^j + BR_2^r \frac{z_i^{j+1} + z_{i-1}^{j+1}}{2} + BR_3^r Q_{m-1}^{j+1} + BR_4^r Z_{m-1}^{j+1} = BR_5^r m \quad (16)$$

НАЧАЛЬНЫЕ И КРАЕВЫЕ УСЛОВИЯ

Как и начальные условия необходимо уточнить нагрузку $Z(T, x)$ и динамическое равновесие сети русел $Q(T, x)$ при постоянном движении (при времени расчёта $t=0$).

Для сети рек или каналов постоянное движение рассчитывается снизу вверх по течению при помощи автоматической программы KSPNIPRM, применения уравнение Бернули, записанное в

конечных разностях методом итерации:

$$Z(T)_{i+1}^{r+1} = Z(T)_i^r + Q^2(T)_i \left[\frac{1}{2g} \left(\frac{1}{A^2(T)_{i+1}^r} - \frac{1}{A^2(T)_i^r} \right) + \frac{1}{(A(T)_{i+1}^r + A(T)_i^r)^2} \cdot \frac{1}{(R(T)_{i+1}^r + R(T)_i^r)^{4/3}} \cdot (x(T)_{i+1}^r - x(T)_i^r) \right] \quad (17)$$

Перечисление расчётных сечений "i" проводилось по течению снизу вверх.

Постоянное движение в изучаемом гидрографическом бассейне в результате волнения с нижним и верхним течениях преобразуется в непостоянное движение различной вариации. Это волнение считается краевыми условиями вниз и вверх по течению. Они должны быть уточнены в нижнем течении для первого сечения, а в верхнем течении в последних сечениях. Как для нижнего, так и для верхнего течения краевые условия даются в форме гидрографов, представленных на рис.4

$$Q = Q(T, t), \quad (18)$$

или

$$Z = Z(T, t) \quad (19)$$

В данном случае краевые условия выражены гидрографами, измеренными на гидрометрических станциях, расположенных вверх по течению.

Так как программа используется для прогноза, когда все краевые условия известны (по измерениям на гидрометрических станциях), краевые условия притоков с расхождением во времени (из-за разницы времени добегания на основной реке и притоках) могут быть известны или неизвестны.

Так, если расстояния между гидрометрическими постами и местом слияния, а также условия добегания сходны между собой, в момент кампанийки волны (в месте слияния) расходы и уровни известны из условия добегания. Если соответствующие расстояния короче, время добегания волн по этому участку от верхнего течения, более продолжительно, по сравнению с притоками. Так как в оставшееся время эволюция расходов неизвестна (снижение или увеличение), за неизвестный

промежуток расходы считаются постоянными (последнее значение), рис.2.

РЕШЕНИЕ СИСТЕМЫ УРАВНЕНИЙ

Путём уточнения начальных и краевых условий для реки можно получить $2(N-1)$ уравнения с коэффициентами в форме "ленты матрицы" с $2(N-1)$ неизвестными. Для большего числа притоков, кроме того, что используемая память очень велика, и решение системы становится затруднительным. Поэтому решение системы уравнений делается путём итерации, подразделяя гидротехническую схему на основные реки и притоки. При итерации предполагается, что для одной реки во время все значения Q_i^j и Z_i^j известны и определяются новые значения Q_i^{j+1} и Z_i^{j+1} , для времени $t + \Delta t$. Если пришли к "г" итерации при определении значений Q_i^{j+1} и Z_i^{j+1} для интервала $t + \Delta t$, итерация $g+1$ заключается в следующем:

а) система уравнений для основной реки решается таким образом, что в месте слияния берутся расходы притоков, определённые итерацией "г";

б) в месте слияния притоков учитываются уровни основной реки, определённые по пункту а) также, как и краевые условия, по которым расчитываются уровни и расходы притоков.

Повторяя пункты а) и б) несколько раз (по опыту от 3 до 10), получают приблизительные решения Q_i^{j+1} и Z_i^{j+1} системы уравнений.

ПОСТОЯНСТВО, СХОДИМОСТЬ И ТОЧНОСТЬ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из изучения постоянства и сходимости /3/ вытекает, что представленная схема расчёта, постоянна и конвергент-

на для любого значения соотношения $\frac{\Delta x}{\Delta t}$. Что касается точности метода, основным условием является то, чтобы вариация уровня воды во времени была "медленной" во всех составляющих сети. Эксперименты показали, что "медленной" вариацией уровня можно считать вариацию Δh , не превышающую 1 + 3 см при шаге времени Δt .

ПЕРФОРМАНЦА ПРОГРАММЫ НЕПЕРМОЛ

Программа НЕПЕРМОЛ требует 128 к.о. внутренней памяти, диски "ДИМАС" и позволяет включение сети рек с максимум 400 сечений. Средняя скорость расчёта (для шага времени $\Delta t = 3600$ сек. и максимальная ошибка на уровнях $ZERR = 0,001$ м) составляет $10+12$ узлов в секунду.

ПРИМЕНЕНИЕ

В дальнейшем описывается применение вышеописанной методологии на конкретном примере. Метод заключается в расчёте реального паводка (расчётного) на гидрометрических постах и местных рейках и сравнении полученных расчётных результатов с результатами измерений.

Анализируется гидрографический бассейн р.Лапуш $S = 1790 \text{ km}^2$, схематизированный основной рекой и двумя притоками первого порядка, реки Кавник и Сесар. Бассейн обслуживается гидрометрическими постами Развоаре, Лапушел, местными рейками Коаш, под Кателива, Ариешу де Кымп на р. Лапуш, гидрометрическим постом Колални на р.Кавник и гидрометпост Бая Маре на р. Сесар, в соответствии с гидротехнической схемой рис.3. Начальные условия были получены расчётом постоянного движения снизу вверх по течению.

Для непостоянного движения, краевые условия вверх по течению даны в форме $Q = Q(T, t)$, данные о расходах были

зарегистрированы за гидрометрических постах Рассаре, Кавник и Бая Маре, рис.4. Краевые условия были включены в пункты прямоугольных координат t , Q . Между пунктами расходы Q были получены линейной интерполяцией. Коэффициенты первоначальности определялись измерениями и считались постоянными по участку расчёта. Изучаемая речная сеть считалась с природным руслом, а часть тронсона $T=2$ - с обвалованным. При значительной вариации уровня брался шаг $\Delta x=2000$ м и шаг по времени $\Delta t=450$ с. Максимально допустимая ошибка при итерации составляет $LERR=0,001$ для уровней и $AQ=0,01$ для расходов. Расчёты, проводившиеся на вычислительной машине ФЕЛИКС С-1024, занимает 75 минут. В результате были получены расходы и уровни в расчётных сечениях. Сравнивались расходы и уровни, измеренные по местной рейке под Коаз, на гидрометрическом посту Лепушел и по местной рейке Ариену де Кымп, с данными расчётов на рис.5 и рис.6.

Максимальные ошибки не превысили 4% для расходов, 3% - для уровней и 1% - для времени добегания пика паводка.

При составлении прогноза, когда паводок носит явно бассейновый характер и при неизвестных расходах притоков за расчётный период (они считаются постоянными для периода когда они неизвестны) ошибки могут достигать более высоких значений. Из обработки данных нескольких ситуаций было констатировано, что они не превышают 7% для расходов, 5% - для уровней и 3% для времени добегания пика паводка и могут использоваться при прогнозе.

Л И Т Е РА Т У РА

1. Cioc, D., Hidraulica. Editura didactică și pedagogică, București, 1975.
2. Cunge, J.A. Practical aspects of computational river hydraulics. Pittman Editors, Londra, 1980
s.a.
3. Kozák, K. A szabadfelületű nempermanens vizmoszgások számítása. Akadémiai kiadó, Budapest, 1977.

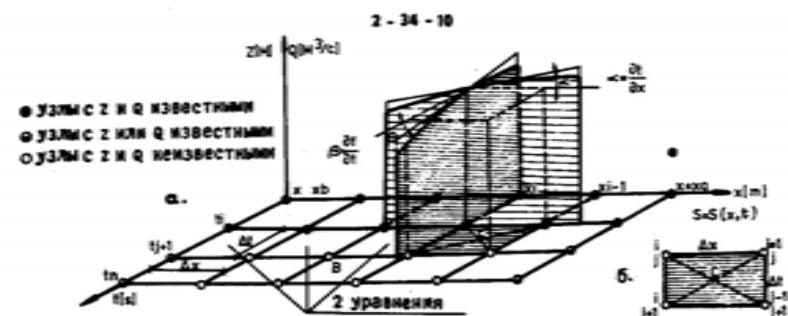


Рис. 1 Дискретизация пространства $S = S(x,t)$ (а) к расчёту схеме (б)

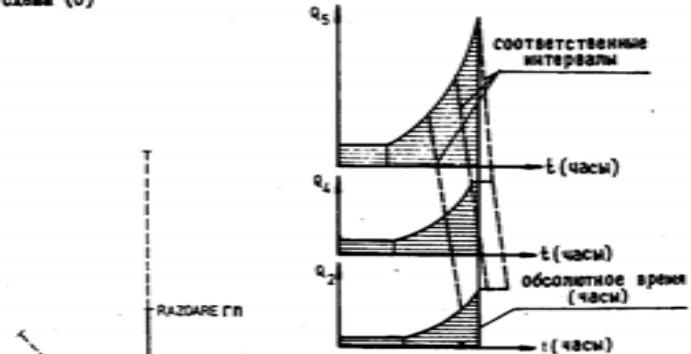


Рис. 2 Кривые "соответственных интервалов" в различные моменты расчёта

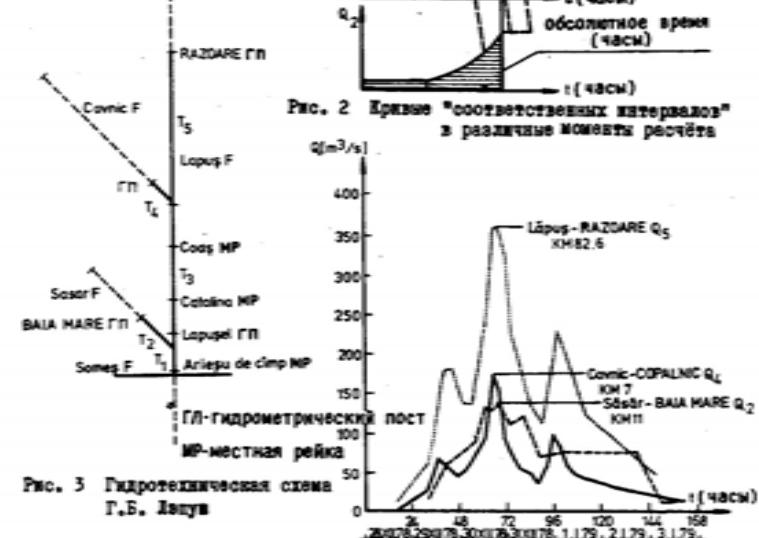


Рис. 3 Гидротехническая схема Г.Б. Запус

Рис. 4 Краевые условия в верхнем течении, измерение

2 - 34 - 11

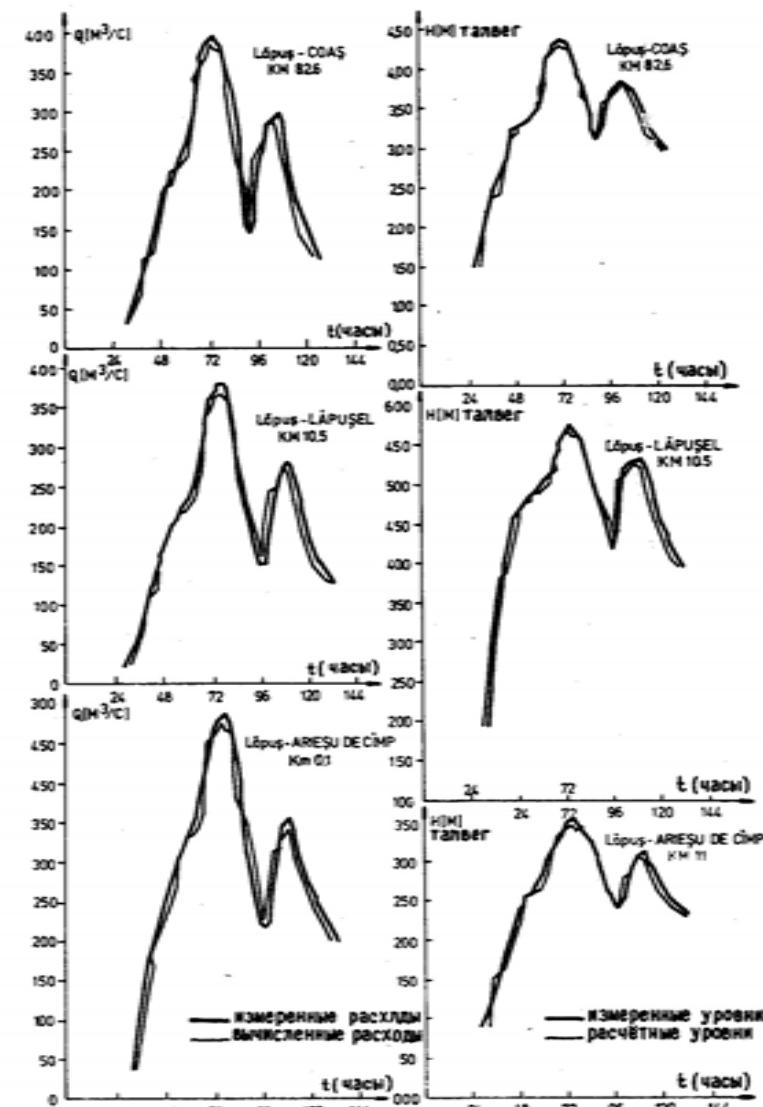


Рис. 5 Гидрографы расчётных и измеренных расходов

Рис. 6 Гидрографы расчётных и измеренных уровней

ИССЛЕДОВАНИЕ ДОБЕГАНИЯ И КОМПАНОВКИ ПАВОДКОВЫХ ВОЛН В ГИДРОГРАФИЧЕСКИХ БАССЕЙНАХ

В работе дается определение уровней и расходов воды в любом сечении рек гидрографического бассейна, для составления краткосрочных прогнозов. Гидрографический бассейн схематизируется реками с притоками различной величины. Добегание паводковых волн изучается при помощи системы уравнений Сен-Венана в применении к речной сети. Решение системы делается путем численного интегрирования с использованием для дискретизации схемы с четырьмя узлами типа Прейссмана-Бахевич. Гидрографы $I = I(t)$ или $Q = Q(t)$ вымеждающих сечений рек считаются известными по измерениям. Программа может применяться при организации защиты от наводнений в гидрографическом бассейне с реками, на которых имеются гидротехнические сооружения и без них, при нормальной эксплуатации и при различных авариях. Могут быть проанализированы варианты решений "последнего момента" по оптимальному использованию объема пolderов, надстройки дамб и последствий принужденного затопления некоторых незаселенных зон, в целях защиты важных населенных пунктов. Даётся пример применения в гидрографическом бассейне Лапуи - СРР.

ERFORSCHUNG DER ZUSAMMENSETZUNG UND DER AUSBREITUNG DER HOCHFLUTWELLEN IM EINZUGSGEBIETEN

Die Forschungsarbeit nimmt sich vor die Erfassung der Wassertiefen und Wasserabflüsse in gewünschten Abschnitten der Flüsse eines Einzugsgebietes, um kurzfristige Prognosen auszuarbeiten. Das Einzugsgebiet wird durch Flüsse, mit Nebenflüssen schematisiert. Die Verbreitung der Hochwasserwelle wird mit dem Gleichungssystem SAINT-VENANT erforscht, das auf das Flussnetz übertragen wird. Die Lösung des Systems ist durch eine numerische Integration wobei für die Diskretisierung ein implizites Schema mit vier Typknoten PREISSMANN-YEVSEVICH. Die Abflussganglinien $Z = (t)$ oder $Q = Q(t)$ in den stromaufwärtsliegenden Abschnitten der Flüsse werden als durch Messungen bekannt betrachtet. Das Programm kann in der organisierung des Hochwasserschutzes in einem Einzugsgebiet mit unverbaute Flüssen, oder im normalen Betriebszustand sich befindenden Flüssen mit verschiedenen Varianten. Es können Varianten der Lösungen "im letzten Augenblick" betreffend der optimalen Verwendung der Kapazität der Polder, die Überhöhung der Deiche aber auch die Wirkung der hervorgerufenen Überschwemmungen in unbewohnten Zonen, um wichtige Ortschaften zu schützen, analysiert werden. In der Arbeit wird eine Anwendung für den das Einzugsgebiet LAPUS - SRR gegeben.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 35

EIN VERGLEICH VON
VORHERSAGEMODELLEN FÜR DIE
WASSERBEWEGUNG IN LANGSAM UND
SCHNELL FLIESSENDEN FLUSSLÄUFEN

Seifert, A. - Wernstedt, J.

Bratislava 21.-24. august 1984

EIN VERGLEICH VON VORHERSAGEMODELLEN FÜR DIE WASSERBEWE-
GUNG IN LANGSAM UND SCHNELL FLIESSENDEN FLUSSLÄUFEN

Seifert, Arndt
Wernstedt, Jürgen

Technische Hochschule Ilmenau
Sektion Technische und Biomedizinische
Kybernetik
DDR-6300 Ilmenau

1. Einleitung

Im Rahmen der Forschungsarbeiten des Wissenschaftsbereiches Automatische Steuerung der Technischen Hochschule Ilmenau sind für verschiedene Flüsse Flusslaufmodelle erstellt worden. Ausgangspunkt war das Gewichtsfolgemodell (unit hydrograph). Später wurden weitere Modellbeschreibungen herangezogen, die bereits in der technischen Kybernetik erfolgreich verwendet wurden. Dabei stand das Differenzengleichungsmodell an erster Stelle. Beide Modelle, das Differenzengleichungsmodell und das Gewichtsfolgemodell lassen sich ineinander überführen und sind für deterministische Probleme völlig gleichwertig. Nachfolgend soll dargestellt werden, welche Vorteile sich bei der Verwendung dieser Modelle bei der Erstellung von Flusslaufmodellen ergeben.

Neben den genannten Modellbeschreibungen, die Ein- und Ausgangsgrößen benötigen (Ein-Ausgangsmodelle; E/A-Modelle), werden weiterhin in der Arbeit solche Modelle vorgestellt und untersucht, die nur ein Signal (Ausgangsgröße) beschreiben (Signalmodelle). Diese Modelle werden dann angewendet, wenn keine eindeutige Ein-Ausgangsbeziehung zu definieren ist oder kein Eingangssignal existiert. Diese Situation liegt z.B. vor für eine Durchflussvorhersage ohne Vorpegel.

Für Vorhersageprobleme ist es natürlich immer sinnvoll, alle vorhandenen Informationen zu nutzen, d.h. bei Vorhandensein von Vorpegeln Ein-Ausgangsmodelle anzuwenden. Theoretisch wird die instationäre, sich allmählich ändernde Strömung in offenen Gerinnen durch die Saint-Venant-Gleichungen beschrieben. Für die praktische Anwendung wird in der Regel ein lineares, zeitinvariantes Modell mit konzentrierten Parametern verwendet. Durch diese Entscheidung wird erst eine Modellbildung mit vertretbarem Aufwand praktikabel. Dieser Schritt stellt eine wesentliche Vereinfachung dar, d.h.

- das nichtlineare Verhalten wird vernachlässigt
 - es erfolgt eine Vernachlässigung der Zeitvarianz des Systems und
 - eine Vernachlässigung der Abhängigkeit der Parameter vom den Ortskoordinaten.
- Diese Vereinfachungen können so entscheidend sein, daß sie die Anwendung der R/A-Modelle in Frage stellen.

2. Verwendete Signal- und Systemmodelle

Nachfolgend sind alle dem Artikel zugrundeliegenden Modelle aufgeführt, wobei folgende Symbolik verwendet wurde:

T	Tastperiode
$x(kT)$	gemessene Ausgangsgröße zum Zeitpunkt $k \cdot T$
$u(kT)$	gemessene Eingangsgröße zum Zeitpunkt $k \cdot T$
$e(kT)$	Fehlersignal (weißes Rauschen) zum Zeitpunkt $k \cdot T$
$g(iT)$	Stützstellen der Gewichtsfolge
a_i, b_i	Parameter der Modelle.

Gewichtsfolgemodell (GWF-Modell; $n =$ Anzahl der Stützstellen)

$$x(kT) = T \sum_{i=1}^n g(iT) u((k-i)T)$$

Das Gewichtsfolgemodell beruht auf der Faltung der Gewichtsfolge mit dem diskreten Eingangssignal. Es wird zur Berechnung des Ausgangssignals nur das Eingangssignal herangezogen.

Differenzengleichungsmodell (DZG1-Modell; $n =$ Ordnung der DZG1)

$$x(kT) = - \sum_{i=1}^n a_i x((k-i)T) + \sum_{i=1}^n b_i u((k-i)T)$$

Die Differenzengleichung ist die diskretisierte Form einer Differentialgleichung. Zur Berechnung werden zusätzlich zu der Eingangsgröße zurückliegende Werte der Ausgangsgröße mit einbezogen.

Autoregressives Gleitmittel-Modell (ARMA-Modell; Ordnung (p,q))

$$x(kT) = - \sum_{i=1}^p a_i x((k-i)T) + \sum_{i=0}^q b_i e((k-i)T)$$

Das ARMA-Modell ist ein Signalmodell, bei dem die Ausgangsgröße aus zurückliegenden Werten der Ausgangsgröße und aus Werten eines stochastischen Signals (zurückliegende Werte des Schätzfehlers) berechnet werden.

Autoregressives Modell (AR-Modell; Ordnung (p))

$$x(kT) = \sum_{i=1}^p a_i x((k-i)T)$$

Die Ausgangsgröße des AR-Modells wird nur aus zurückliegenden Werten der Ausgangsgröße berechnet.

Autoregressives integriertes Gleitmittel-Modell (ARIMA-Modell; Ordnung (p,d,q))

$$\nabla^d x(kT) = - \sum_{i=1}^p a_i \nabla^d x((k-i)T) + \sum_{i=0}^q b_i e((k-i)T)$$

Ausgangspunkt ist eine Differenzbildung der Ausgangsgröße. Die so erhaltene Zeitreihe wird wie ein ARMA-Prozeß der Ordnung (p,q) behandelt. Mit ARIMA-Modellen kann eine Modellbildung für nicht stationäre Prozesse versucht werden.

3. Vorgehensweise bei der Erstellung von Modellen für die Vorhersage

Im Rahmen dieser Arbeit sollen insbesondere die Ergebnisse für off-line Verfahren vorgestellt werden. Die Parameter bzw. Koeffizienten der Modelle werden bei diesen Verfahren aus zurückliegenden Meßreihen gewonnen und danach zur Vorhersage eingesetzt, ohne daß sie dabei weiter angepaßt (adaptiert) werden. Prinzipiell wurden Modelle für die Einschrittvorhersage erstellt. Wird eine Mehrschrittvorhersage verlangt, muß die Einschrittvorhersage mehrmals durchgeführt werden.

Um einen Vergleich der Modelle durchführen zu können, werden 3 Stufen durchlaufen, wobei für jede Stufe ein anderer Datensatz benötigt wird (Bild 1).

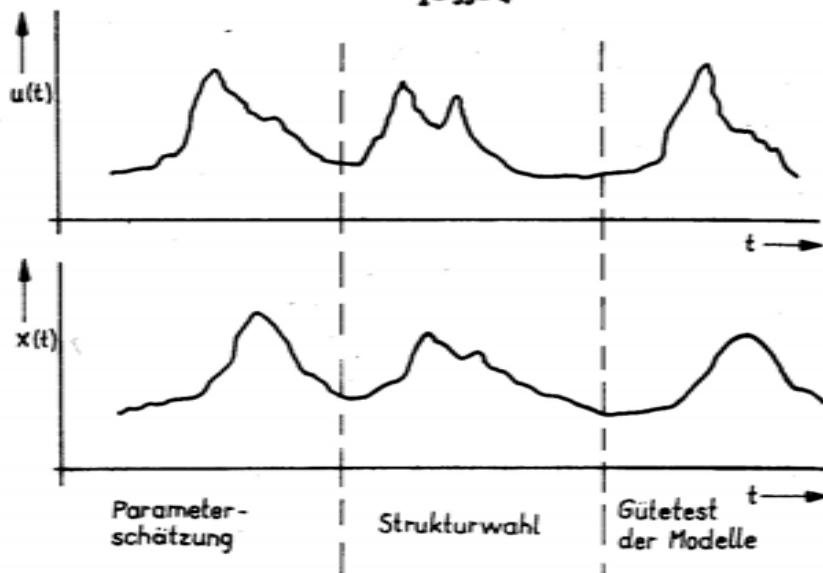


Bild 1: Strategie zur Erstellung der Modelle

In der 1. Stufe wird die Parameterschätzung durchgeführt, wobei für jedes Modell mit der einfachsten Struktur begonnen wird und danach Schritt für Schritt die Parameter komplexerer Strukturen geschätzt werden. Charakteristisch für diese Stufe ist, daß die Gütekriterien (z.B. Beststreuung) mit zunehmender Kompliziertheit (z.B. Ordnung) gegen Null streben. Eine Modellauswahl an dieser Stelle würde ein sehr komplexes Modell als günstigstes Modell ergeben.

Mit einem neuen Datensatz wird in der 2. Stufe die Modellauswahl vorgenommen. Von jedem Modell werden die Parameter bzw. Koeffizienten jeder geschätzten Struktur zur Rückrechnung (Einschrittvorhersage) verwendet. Dabei ergibt sich bestmöglich Beststreuung für jedes Modell ein Minimum. An der Stelle, an der dieses Minimum auftritt, liegt die optimale Kompliziertheit des jeweiligen Modells.

Die dritte Stufe dient zum Vergleich der Verfahren einschließlich der Mehrschrittvorhersagen.

Generell werden als Schätzverfahren die Direkte Regression, die Rekursive Regression und die Methode der Schätzung mit Beschränkungen /2/,/3/ angewendet.

4. Untersuchte Testfälle

Der Vergleich wird durchgeführt an einem Flussabschnitt der Werra (Breitungen-Dorndorf; DDR) und an

einem Flussabschnitt der Donau (Budapest-Mohacs; VR Ungarn). Anliegen ist es, die Eignung der Modelle an Flussabschnitte mit unterschiedlicher Dynamik (langsam und schnell fließende Flüsse) nachzuweisen. Als Ein- und Ausgangsgrößen werden Durchflußdaten verwendet. In diesem Artikel soll hauptsächlich die Beststreuung ((gemessener Durchfluß - geschätzter Durchfluß)²) als Gütekriterium herangezogen werden.

4.1. Untersuchungen an einem Flussabschnitt der Werra (Breitungen-Dorndorf)

Der Flussabschnitt liegt im Bezirk Suhl der DDR. Er besitzt eine Länge von 25 km und eine Höhendifferenz von 15 m. Das Einzugsgebiet des Pegels Breitungen beträgt 1758 km² und des Pegels Dorndorf 2240 km². Das Verhalten des Flussabschnittes entspricht dem eines unvollständigen Polders /1/.

Für die Untersuchungen wurden die Daten von 3 Hochwassereignissen herangezogen, wobei der Datenumfang 94 (HW 1968), 128 (HW 1976) bzw. 216 (HW 1980) betrug. Auf Grund des Zeitverhaltens wurde eine Tastperiode T von 3 h festgelegt. Voruntersuchungen ergaben eine Totzeit (Translationszeit), die im Bereich von 2 T bis 3 T (6 h bis 9 h) lag (Festlegung: Totzeit = 2 T).

Für die Parameterschätzung wurde der Datensatz von 1968 ausgewählt. Die Wahl begründete sich im wesentlichsten darauf, daß in diesem Datensatz die meisten Frequenzen (hohe Dynamik) enthalten sind und damit die günstigeren Bedingungen für eine Schätzung vorliegen. Eine Gangierung der Modelle ergab folgende Reihenfolge nach der Parameterschätzung:

- | | |
|-----------------|---------------|
| 1. ARIMA-Modell | 4. AR-Modell |
| 2. ARMA-Modell | 5. GWF-Modell |
| 3. DZGL-Modell | |

Das deutlich beste Ergebnis wurde mit ARIMA-Modellen erreicht. Die Ursache liegt darin, daß die Ganglinie eines Hochwassers nicht die Anforderung an die Stationarität erfüllt. Durch die Differenzbildung wird annähernd eine stationäre Reihe erhalten. Deutlich fällt das GWF-Modell ab. Ursache dafür ist unter anderem die zu starke Vereinfachung durch die Annahme der Linearität der Strecke. Etwas unerwartet war das ARMA-Modell besser als das DZGL-Modell, hier liegt die gleiche Ursache wie bei dem GWF-Modell vor.

Die Modellauswahl, die mit den Daten von 1980 durchgeführt wurde, ergab folgende optimale Strukturen der einzelnen Modelle:

GWF-Modell 14 Stützstellen

DZGL-Modell	3. Ordnung					
AR-Modell	2. Ordnung (2)					
ARMA-Modell	p=2, q=2 (2,2)					
ARIMA-Modell	p=3, d=1, q=2 (3,1,3).					
Zu dem Vergleich dieser Modelle wurden die Daten von 1976 herangesogen. Das Ergebnis bezüglich der Reststreuung für verschiedene Vorhersageschritte ist in Tabelle 1 enthalten.	Vorhersage- schritte	DZGL	GWP	AR	ARMA	ARIMA
1	13.7	-	11.5	15.0	6.8	
2	60.7	-	26.8	22.6	28.4	
3	122.4	545	67.1	65.9	63.0	
4	184.3	-	-	-	107.0	

Tabelle 1: Reststreuungen der Modelle für verschiedene Vorhersageschritte (Pegel Dorndorf) m^6/s^2

Aus der Tabelle ist zu entnehmen, daß die Signalmodelle für diesen Anwendungsfall besser geeignet sind als die E/A-Modelle. Der Grund dafür liegt in den sehr ungünstigen Profil des Flusabschnittes, der eine Anwendung von linearen, zeitinvarianten Modellen mit konzentrierten Parametern verbietet. Bild 2 zeigt die 4-Schritt-Vorhersage mit dem DZGL-Modell und mit dem ARIMA-Modell.

4.2. Untersuchungen an einem Flusabschnitt der Donau (Budapest-Mohacs)

Dieser Flusabschnitt besitzt eine Länge von 200 km und eine Höhendifferenz von 15 m. Die Größe des Einzugsgebietes für den Pegel Mohacs beträgt 209064 km², für den Pegel Budapest 184893 km².

Für die Untersuchungen wurden die Durchfluswerte von 3 Jahren (1976 bis 1978) herangesogen, wobei der Datenumfang 366 bzw. 365 Werte betrug, d.h. es wurde eine Tastperiode von 24 h zugrunde gelegt. Aus einem Vergleich der Ganglinien bzw. aus der Kreuzkorrelationsfunktion ergab sich eine Totzeit von 2 Tagen, d.h. von 2 T.

Die Datensätze wurden folgendermaßen den 3 Stufen der Untersuchung zugeordnet:

Parameterschätzung	Daten von 1977
Modellauswahl	Daten von 1976
Modellvergleich	Daten von 1978.

Für die Parameterschätzung sind ebenfalls die Daten mit den stärksten Änderungen (77) gewählt worden, die Zuordnung der anderen Datensätze war willkürlich. Die Bangierung nach der Parameterschätzung hatte folgendes Aus-

sehen:

1. DZGL-Modell
- 2.-4. ARIMA-, ARMA-, AR-Modell
5. GWP-Modell.

Die Reststreuungen, die mit den DZGL-Modellen erzielt wurden, lagen unter denen der Signalmodelle, die annähernd gleiche Ergebnisse lieferten. Die Reststreuungen, die mit den GWP-Modellen erzielt wurden, waren fast doppelt so hoch wie die der Signalmodelle.

Folgende Strukturen wurden in der Stufe der Modellauswahl festgelegt:

GWP-Modell	4 Stützstellen
DZGL-Modell	2. Ordnung
AR-Modell	4. Ordnung (4)
ARMA-Modell	p=3, q=3 (3,3)
ARIMA-Modell	p=1, d=1, r=1 (1,1,1).

Dabei kam es besonders für das GWP-, das ARMA- und das ARIMA-Modell zu einem sehr flachen Verlauf des Gütekriteriums im Bereich des Minimums, so daß dem Bestreben, ein möglichst einfaches Modell zu erhalten, der Vorsprung gegeben wurde.

Mit diesen ausgewählten Modellen wurden verschiedene Vorhersagen berechnet, wobei stellvertretend hier auf die 2-Schritt-Vorhersage (Vorhersage um 2 T) eingegangen werden soll, deren Ergebnisse bezüglich Reststreuung in Tabelle 2 festgehalten sind.

	DZGL	GWP	AR	ARMA	ARIMA
Reststreuung	4078	6507	5670	6315	7056

Tabelle 2: Reststreuung für die 2-Schritt-Vorhersage für den Pegel Mohacs (1978) m^6/s^2

Aus dieser Tabelle ist zu entnehmen, daß auch für die 2-Schritt-Vorhersage das DZGL-Modell die günstigsten Ergebnisse liefert. Die Güte des GWP-Modells liegt dabei im Bereich der Güte der Signalmodelle. Im Bild 3 sind für ausgewählte Modelle die Vorhersagen und die gemessenen Werte (1978) teilweise dargestellt.

4.3. Diskussion der Ergebnisse

Die Entscheidung für lineare, zeitinvariante E/A-Modelle mit konzentrierten Parametern wirkt sich an den untersuchten Flusabschnitten sehr unterschiedlich aus.

Für den Flusabschnitt der Werra sind sie nicht praktikabel, für den Flusabschnitt der Donau liefern sie gute Ergebnisse. In jedem Fall sind die Ergebnisse der DZGL-Modelle günstiger als die der GWP-Modelle. Obwohl beide

für unkorrelierte Störungen theoretisch gleichwertig sind, ist die DZGL für die Anwendung bei der Flusslaufmodellierung im Vorteil /1/, da die Störgrößen (die Fehlergrößen) deutlich autokorriert sind. Diese Einschätzung gilt unabhängig von der Dynamik des Systems (langsam- oder schnellfließend). Signalmodelle bilden eine Alternative für die E/A-Modelle, wie am Beispiel des Flussabschnittes der Werra gezeigt wurde. Insbesondere für die Vorhersage von Prozessen, die der Stationarität nicht genügen (HW Ganglinien) scheint das ARIMA-Modell geeignet zu sein, wobei noch ein Vergleich mit nichtlinearen Modellen (z.B. Mehrstufenvorhersagen /1/) notwendig ist. Günstig für die Signalmodelle wirkt sich der geringe Informationsbedarf (nur Ausgangsgröße) aus, der sicher bei einigen Einsatzfällen eine wichtige Rolle spielt. Für Mehrschrittvorhersagen muß bei E/A-Modellen eine Annahme über die Entwicklung der Eingangsgröße getroffen werden. Dies könnte durch eine günstige Kombination Signalmodell für die Eingangsgröße, dann Anwendung des E/A-Modells geschehen. Für eine 4-Schritt-Vorhersage wurde dies bereits erfolgreich angewendet (siehe Bild 2).

5. Abschließende Bemerkungen

In dem vorliegenden Artikel wurde versucht, ein Vergleich verschiedener mathematischer, statistischer Modelle für die Wassermengenverhersage in Flussläufen durchzuführen. Die Schwerpunkte lagen einmal im Vergleich von E/A-Modellen und Signalmodellen und zum anderen im Vergleich von DZGL-Modellen und GWF-Modellen. Außerdem wurde ein Algorithmus zur Vorgehensweise bei der Erstellung von Modellen für die Vorhersage aufgezeigt. Natürlich sind noch eine Reihe von Problemen offen, z.B. der Vergleich von on-line Verfahren und off-line Verfahren.

Für die Bereitstellung der Durchflußdaten bedanken sich die Verfasser bei dem Forschungszentrum für Wasserwirtschaft VITUKI Budapest und bei der Oberflächenmeisterei Suhl.

6. Literatur

- /1/ Hoffmeyer-Zlotnik, H.-J. u.a.: Gesamtmodell der Werra und seine Anwendung zur operativen Hochwasservorhersage. 27. IWK der TH Ilmenau, Heft 2, S. 191-194
- /2/ Malale, L.; Todini, E.: A stable estimation for linear models, 1. theoretical development and Monte Carlo experiments. Water Research 12, p. 667-671
- /3/ Seifert, A.: Parameterschätzungen dynamischer Systeme bei stark korrelierten Einflußgrößen und Beschränkungen für das Modell. TH Ilmenau, 1981, Diss. A

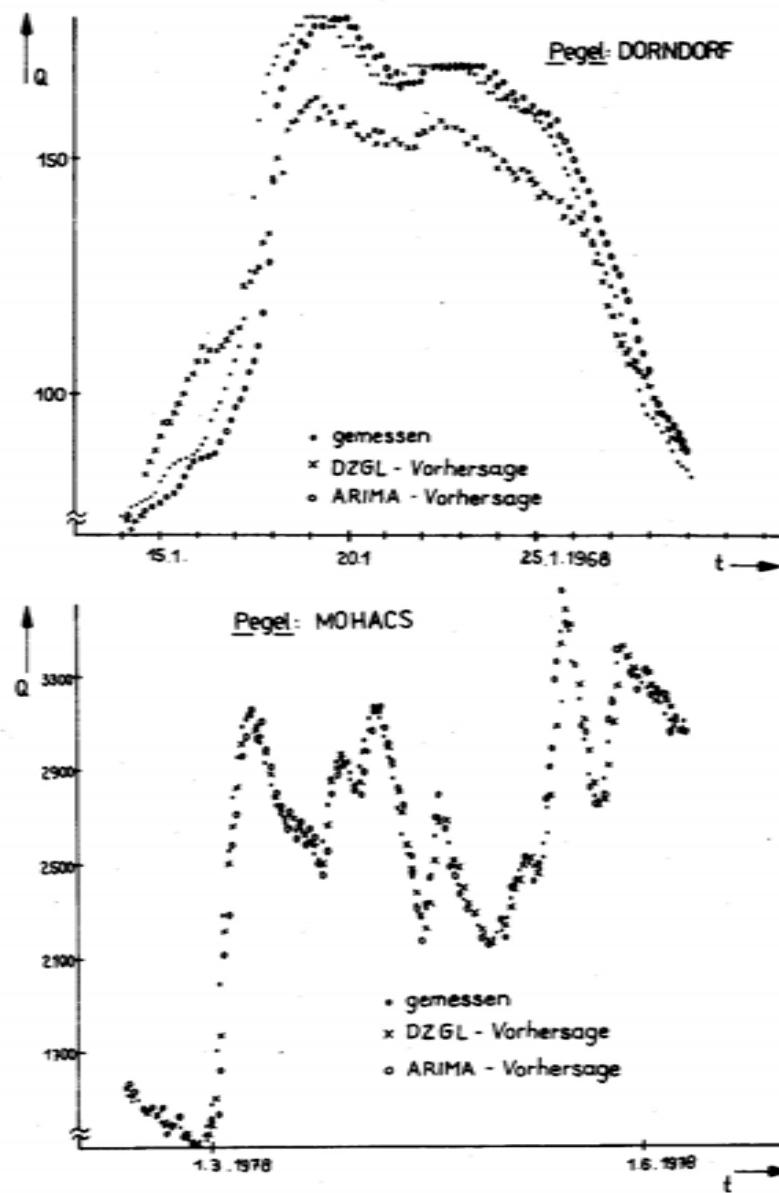


Bild 2 : Vergleich von Vorhersagen

EIN VERGLEICH VON VORHERSAGEMODELLLEN FÜR DIE WASSERBEWEGUNG IN LANGSAM UND SCHNELL FLIESSENDEN FLUSSLÄUFEN

Für die operative Vorhersage der Wassermenge in Flussläufen wird die Eignung und die Leistungsfähigkeit verschiedener statistischer Modelle untersucht und verglichen. Es handelt sich dabei um folgende Modelle: Gewichtsfolgmodell, Differenzengleichungsmodell, Ar-Modell, Arma-Modell, Arima-Modell. Der Vergleich wird durchgeführt an Flussabschnitten der Donau (langsam fliessende Flüsse) für die Abschnitte zwischen den Pegeln Bratislava und Budapest bzw. Mohacs und an Flussabschnitten der Warra (schnell fliessende Flüsse) für die Pegel Breitungen und Dorndorf. Es wird dabei die Möglichkeit zur Wahl der Struktur des Modells und von Methoden zur Schätzung der Modellparameter eingegangen. Ebenso werden Aussagen getroffen zu möglichen Vorhersagehorizonten und zur Qualität der Vorhersage. Aufbauend auf diesen Untersuchungen werden kombinierte Vorhersagealgorithmen entwickelt, die vorgestellt und auf die oben genannten Flussabschnitte angewendet werden.

СРАВНЕНИЕ МОДЕЛЕЙ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ СТОКА РЕКИ ДЛЯ МЕДЛЕННО И БЫСТРО ТЕКУЩИХ РЕК

Для оперативного прогноза стока в реках исследуются и сравниваются возможности применения и работоспособность различных статистических моделей. Рассматриваются следующие модели: Дискретное уравнение свертки, Разностное уравнение, Авторегрессионная модель, Авторегрессионная модель с интегрированием текущего среднего, Самонаводящаяся модель. Модели сравниваются на примере реки Дунай (медленно текущая река) для участка между футилоками Братислава и Будапешт (Мохач) и на примере реки Варра (быстро текущая река) для участка между футилоками Брайтунген и Дорндорф. При этом рассматриваются различные возможности выбора структуры модели и методы оценки параметров. Также оценивается возможный горизонт прогнозирования и качество предсказания. На основании этих исследований были составлены комбинированные алгоритмы прогнозирования, которые применяются на выше названные участки рек.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 36

ОЦЕНКА СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО БАЛАНСА ПРИ МАТЕМАТИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЖДЕВОГО СТОКА

Соседко, М.Н.

ОЦЕНКА СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО БАЛАНСА ПРИ МАТЕМАТИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЖДЕВОГО СТОКА

Соседко М.Н.
УкрНИИ Госкомгидромета СССР

При практическом использовании математических моделей формирования стока возникает, как известно, ряд серьезных проблем. Одной из них является оценивание оптимальных параметров модели. При этом имеется в виду не только приемлемость конечного результата моделирования, то есть получения рассчитанных гидрографов, близких к наблюденным, но и установление достоверных, физически объяснимых, значений параметров. В настоящей работе на примере математической модели формирования дождевого стока (Дождь-2), применяемой в условиях горной местности, рассмотрены подходы к идентификации параметров на основе изучения составляющих водного баланса.

Математическая модель Дождь-2 является существенной модификацией модели Гидрометцентра СССР [3]. Исходные предпосылки и принципы построения модели [6, 8] учитывают особенности горных водосборов, для которых характерны условия, благоприятствующие образованию подповерхностного стока [1, 4].

В модели Дождь-2 речной водосбор представлен линейной динамической системой с сосредоточенными параметрами, преобразующей воздействие на входе в гидрограф на выходе. Система состоит из трех условных емкостей, в которых происходит образование генетически разнородных видов стока – поверхностного, подповерхностного и почвенного. Если необходимо учитывать пространственную неравномерность водообразования либо различия в условиях перемещения паводко-

вых волн по речной сети, водосбор делится на частные площади и к каждой из них применяется соответствующий оптимальный вариант модели. В таком случае речной бассейн рассматривается как система с несколькими входами.

Входными функциями модели служат средние по водосбору значения интенсивности осадков $P(t)$, дефицита влажности воздуха $D(t)$ и скорости приземного ветра $U(t)$. Она описывает основные элементарные процессы, происходящие на водосборе и в русловой сети (рис. I) и включает 13 параметров: K_1 , K_2 - коэффициенты уравнения для расчета интенсивности испарения с поверхности водосбора; K_3 - параметр, определяющий впитывающую и дренирующую способность подповерхностного слоя почвы; K_5 - коэффициент, учитывающий интенсивность изменения увлажненности действующей площади водосбора за счет оттока воды; W_m - максимальная влагоемкость действующего слоя почвы, в котором формируется подповерхностный сток; i_0 - интенсивность фильтрации воды в нижележащие слои почво-грунта; m - параметр, характеризующий изменение относительного показателя действующей площади водосбора η , на которой формируется поверхностный сток, в зависимости от образовавшегося слоя воды на ней; R - параметр кривой истощения подповерхностного и почвенного стока; τ_1 , n_1 и τ_2 , n_2 - параметры функций влияния.

Расчетные выражения модели.

а) Интенсивность испарения $E(t)$

$$E(t) = [K_1 + K_2 U(t)] D(t) \cdot \exp\left(-\frac{d(t)}{W_m}\right), \quad (1)$$

где $d(t)$ - дефицит влажности почвы.

б) Интенсивность инфильтрации $J(t)$

$$J(t) = \begin{cases} q_2(t) + h(t) + ad(t) + i_0, & P(t) - E(t) > J(t) \\ R(t) - E(t), & P(t) - E(t) \leq J(t) \end{cases} \quad (2)$$

Здесь $q_2(t)$ - интенсивность подповерхностного водообразования, $h(t)$ - интенсивность задержания воды в почве, $ad(t)$ - интенсивность изменения увлажненности водосбора за счет оттока воды:

$$ad(t) = K_5 \cdot \exp[-0.10d(t-st)] W_m - d(t-st) \quad (3)$$

в) Дефицит влажности почвы $d(t)$

$$d(t) = \begin{cases} \int_{st}^t [E(\tau) + ad(\tau) + i_0 - h(\tau)] d\tau, & P(\tau) > 0 \\ \int_{st}^t [E(\tau) + ad(\tau)] d\tau, & P(\tau) = 0 \end{cases} \quad (4)$$

г) Интенсивность задержания воды в почве $h(t)$

$$h(t) = \begin{cases} \frac{d(t-st)}{K_3}, & h(t) < P(t) - E(t) \\ P(t) - E(t), & h(t) \geq P(t) - E(t) \end{cases} \quad (5)$$

д) Интенсивность подповерхностного водообразования

$$q_2(t) = \begin{cases} \frac{1}{K_3} (W_m - 0.5[d(t) - d(t-st)]), & q_2(t) < P(t) - E(t) - h(t) - i_0 \\ P(t) - E(t) - h(t) - i_0, & q_2(t) \geq P(t) - E(t) - h(t) - i_0 \end{cases} \quad (6)$$

е) Интенсивность поверхностного водообразования

$q_3(t)$ согласно (5)

$$q_3(t) = [P(t) - E(t) - J(t)] \eta \left\{ 1 - \exp[-mW(t)] \right\} \quad (7)$$

где W - общее увлажнение водосбора:

$$W(t) = \int_{st}^t [P(\tau) - E(\tau) - J(\tau) + h(\tau)] d\tau$$

ж) Интенсивность почвенного стока $q_4(t)$

$$q_4(t) = \begin{cases} i_0, & P(t) > 0 \vee q_3(t) > 0 \\ R^{t-t_0}, & P(t) = 0 \wedge q_3(t) = 0 \end{cases} \quad (8)$$

з) Разгрузка запасов воды $Q_R(t)$, накопившихся в речной сети водосбора до начала расчетного периода ($t = 0$),

$$Q_R(t) = R^t [Q(t=0) - q_3(t=0)] \quad (9)$$

и) Ход стока в замыкающем створе $Q(t)$

$$Q(t) = Q_1(t) + Q_2(t) + Q_3(t) + Q_R(t)$$

$$Q_1(t) = \int_{t_0}^t q_1(\tau) p_1(t-\tau) d\tau \quad (10)$$

$$Q_2(t) = \int_{t_0}^t q_2(\tau) p_2(t-\tau) d\tau, Q_3(t) = q_3(t).$$

Здесь p_1 и p_2 - функции влияния поверхностного и подповерхностного стока, аппроксимированные гамма-распределением [2, 9]:

$$P(t) = \frac{a t}{\tau \Gamma(n)} \left(\frac{t}{\tau} \right)^{n-1} e^{-\frac{t}{\tau}} \quad (II)$$

Расчет увлажненности водосбора, выражаемой через дефицит $d(t)$, выполняется непрерывно, начиная с конца паводка, предшествующего расчетному, либо с весеннего периода, когда влажность почвы может быть принята близкой к максимально возможной.

Из-за отсутствия необходимых экспериментальных данных исследователи вынуждены применять для идентификации параметров моделей стока оптимизационные процедуры. В целях обеспечения достоверности и устойчивости параметров представляют ценность все сведения о характере процессов, происходящих на водосборе, особенностях его поверхности и русловой сети, которые можно получить на основе стандартных наблюдений. Немаловажное значение имеет при этом также изыскание путей наиболее эффективного использования имеющейся априорной информации.

По результатам испытания модели Дождь-2 на горных водосборах Карпат [6, 7] и с учетом опыта исследований [3] разработана технология оценивания ее параметров, которая в значительной степени способствует успешному решению задачи. Она сводится к следующему: а) значения четырех параметров модели (K_1, K_2, i_0, R) рассчитываются по

материалам гидрометеорологических наблюдений и в дальнейшем не изменяются; б) для остальных 9 параметров, значения которых уточняются путем оптимизации, на основе гидрометеорологических наблюдений определяются пределы их возможных изменений в конкретных условиях; в) при оптимизации параметров применяется метод декомпозиции, то есть рассматриваются отдельные процессы стокообразования при исключении других.

Значения коэффициентов K_1 и K_2 в составе формулы для расчета испарения рассчитаны по данным наблюдений в пределах территории Карпат - при 1-часовом интервале $K_1 = 0,008$, $K_2 = 0,003$.

Величины коэффициента фильтрации i_0 установлены, ориентируясь на нижнюю часть кривой спада, когда прекращается поступление воды к замыкающему створу за счет поверхностного и подповерхностного стока. Для горных водосборов Карпат параметр i_0 колеблется в пределах 0,03-0,08 мм/ч.

Значение параметра источения R довольно легко определяется путем построения зависимости, выраженной в пределах нижней части ветви спада гидрографа связь между расходами воды за смежные сроки.

Пределы возможных изменений параметров функций влияния (τ, n , и τ_1, n_1) устанавливаются исходя из величины временного сдвига между центрами тяжести графиков осадков и гидрографов, соответственно при высоких и низких паводках. В случае, если расчеты водообразования необходимо выполнять по отдельным частным площадям водосбора, назначаются частные функции влияния, параметры которых согласуются между собой следующим образом:

$$\tau_i = \tau = const, \quad n_{i+1} = n_i + \frac{1}{2}, \quad (II)$$

где i - номер частной площади, начиная от замыкающего

створа.

Приближенные оценки параметров W_m и K_3 могут быть даны по величине максимальных расходов воды в период паводков, когда преобладает подповерхностный сток. На карпатских водосборах величина W_m/K_3 достигает 4–5 мм/3 ч.

Пределы изменения параметров η и m оцениваются по значениям объемных коэффициентов стока высоких паводков, которые составляют около 0,60–0,80.

Применение метода декомпозиции при оптимизации параметров облегчается тем, что имеется возможность отобрать реализации, существенно отличающиеся по условиям формирования паводков – с различным удельным весом подповерхностной составляющей. Процесс оптимизации выполняется при этом в несколько этапов [7].

Описанные подходы к идентификации параметров модели, как показал опыт, позволяют сузить область неопределенности в их оценках и существенно ускорить решение задачи минимизации критерия качества.

Наибольшая интенсивность поверхностного водообразования на горных водосборах Карпат обычно совпадает по времени с пиком осадков. Максимум подповерхностного водообразования наступает несколько позже – примерно через 3–6 ч, его величина достигает предельно возможной (4–5 мм/3 ч) при интенсивных продолжительных дождях. Наибольшая интенсивность впитывания в среднем составляет 5–6 мм/3 ч.

Гидрограф подповерхностного стока характеризуется сравнительно медленным подъемом. При рассмотрении общего гидрографа зачастую легко обнаруживается тот отрезок ветви спада, который обусловлен этим видом стока (рис. 2).

Средние за паводок величины коэффициента стока (0,34–0,74) находятся в прямой зависимости от интенсивности дождя. В отдельные дождевые периоды их значения в течение 3–9 ч достигают 0,70–0,85.

Потери влаги на испарение с поверхности водосбора в течение дождевого периода не превышают 10–25% от величины суммарных потерь стока. Максимальная интенсивность испарения в междождевые периоды при хорошей увлажненности водосбора достигает 3,0–4,5 мм/сут, в дневные часы – 0,7–1,3 мм/3 ч.

Величины и вариации во времени составляющих водного баланса, полученных с помощью моделирования, согласуются с данными фактических измерений. Таким образом, для получения надежных значений параметров технология их идентификации должна представлять собой не только применение формальных математических процедур, а одновременно включать исследование модели и опытных гидрометеорологических данных.

Литература

- I. Бефани А.Н. Теория формирования дождевых паводков и методы их расчета. – В кн: Сб. "Международный симпозиум по паводкам и их расчетам", т. I.–II.: Гидрометеоиздат, 1969.
2. Калинин Г.П., Милков П.И. Приближенный расчет неуставновившегося движения водных масс. – Труды ЦНИИ, 1958, в. 66.
3. Корень В.И., Кучмент Л.С. Построение математической модели формирования дождевых паводков. – Труды Гидрометцентра СССР, 1971, вып. 72.
4. Линслей Р.К., Колер М.А., Паулус Д.Л.Х. Прикладная гидрология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1962.
5. Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. – Л.: Гидрометеоиздат, 1963.
6. Соседко М.Н. Особенности применения математической модели формирования дождевого стока для расчета паводков в горной местности. – Труды УкрНИИ Госкомгидромета, 1980, вып. 181.
7. Соседко М.Н. Порядок оптимизации параметров математической модели формирования дождевого стока, применяемой в условиях горной местности. – Труды УкрНИИ Госкомгидромета, 1980, вып. 183.
8. Соседко М.Н. Математическая модель формирования дождевого стока для расчета паводков в горной местности. Тезисы докладов "Проблемы расчета и прогнозирования паводков". Одесса, 1980.
9. Nash J.B. A unit hydrograph study, with particular reference to British catchments. Proc. Inst. Civ. Engr., vol. 17, No. 5, 1960.

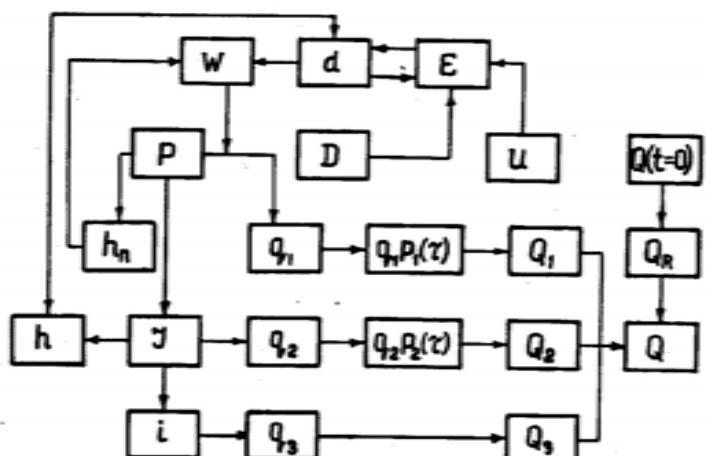


Рис. 1. Структура математической модели Дондз-2

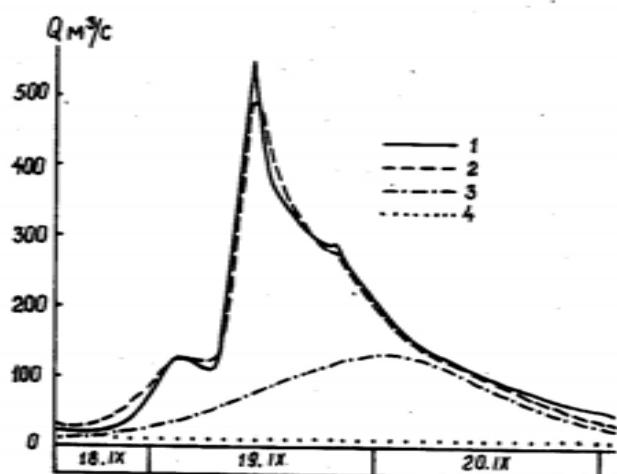


Рис. 2. Гидрографы дождевого паводка на р. Рыке у Межгорья в сентябре 1968 г.: 1 - наблюденный, 2 - рассчитанный, 3 - подповерхностного стока, 4 - почвенного стока

ОЦЕНКА СОСТАВЛЯЮЩИХ ВОДНОГО БАЛАНСА ПРИ МАТЕМАТИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ДОЖДЕВОГО СТОКА

По результатам испытания математической модели формирования дождевого стока на горных водосборах Карпат показаны возможности использования неспециализированной гидрологической информации при идентификации ее параметров. Предложенная технология оценивания параметров модели, включая принцип декомпозиции, позволяет избегать неопределенности в процессе оптимизации и устанавливать надежные их значения. Величины составляющих водного баланса, полученные при моделировании хода стока, согласуются с данными гидрометеорологических наблюдений.

BEWERTUNG DER WASSERHAUSHALTSKOMPONENTEN BEI MATHEMATISCHEM MODELLIERUNG DER REGENABFLUSSVORGÄNGE

Nach den Prüfdaten eines Modells der Regenabflussbildung für die Einzugsgebiete der Karpaten ist es gezeigt, die Möglichkeiten nichtspezialisierten hydrologischen Angaben bei Identifizierung der Parametergrößen anzuwenden. Die vorgeschlagene Technologie der Parameterschätzung des Modells, die auch ein Dekompositionsverfahren einschließt, ermöglicht Unbestimmtheit im Laufe der Optimierung zu vermeiden und sichere Parameterwerte festzustellen. Die Werte der Wasserhaushaltakomponenten, die mittels der Abflussgangmodellrechnung ergeben sind, übereinstimmen mit gemessenen hydrometeorologischen Elementen.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN

2 - 37 - 1

EIN HYDROLOGISCHES VORHERSAGESYSTEM IN DEM TSCHECHOSLOWAKISCHEN TEIL DES BODROG - EINZUGSGEBIETES

Dr. Ing. Aleš Svoboda

Institut für Hydrologie und Hydraulik der SAW
Trnavská 32, 826 51 Bratislava, ČSSR

Dr. Ing. Jozef Turčan

Hydroconsult Bratislava
Radlinského 37, 815 43 Bratislava

Die unteren Teile der Flüsse Uh, Latorica, Topľa und Ondava fliesen eine Ebene durch, die auf dem tschechoslowakischen Gebiet das Ostslowakische Tiefland heisst /Východoslovenská nížina - VSN/. Das Gebiet ist durch ein einziges Fluss - Bodrog abgewässert, der durch Zusammenfluss der Flüsse Ondava und Latorica entsteht. Ostslowakisches Tiefland hat Voraussetzungen das produktivstes Gebiet der Ostslowakei zu werden. Die Erhöhung der landwirtschaftlichen Produktion bei Erhaltung des ökologischen Gleichgewichtes ist hier die wichtigste volkswirtschaftliche Aufgabe geworden. Die bis heute durchgeföhrten sowie auch geplanten wasserwirtschaftlichen Massnahmen, die das Wasserregime von Böden berühren /Entwässerungen und Bewässerungen/, sowie auch der Schutz der landwirtschaftlichen Böden von Hochwässern, stellen die für die Befruchtung dieses Gebietes notwendigen Voraussetzungen dar.

Für die Wasserversorgung und für den Hochwasserschutz wurden auf dem Gebiet der Tschechoslowakei zwei Speicher gebaut: der Speicher Domaša auf dem Fluss Ondava und der Speicher Podvihorlatská n. auf dem Fluss Laborec /Abb. 1/. Außerdem wurde der Polder Beša bei Zusammenfluss von Laborec und Latorica gebaut mit Anlasswehr von Laborec. Zusammen mit den systematisch ausgebauten Deichen entlang der Flüsse des Tieflandes stellt die Speicherkapazität der

2 - 37 EIN HYDROLOGISCHES VORHERSAGESYSTEM
IN DEM TSCHECHOSLOWAKISCHEN TEIL
DES BODROG - EINZUGSGEBIETES

Svoboda, A. - Turčan, J.

Bratislava 21.-24. august 1984



obengenannten Speichern /insgesamt etwa 160 mil.m³/ den Hauptmittel für den Hochwasserschutz dar.

Um existierendes System von Speichern zweckmässig ausnützen zu können und um den verlangten Schutz von Hochwässern zu gewährleisten, hat man mit Entwicklung des hydrologischen Vorhersagesystems für das Einzugsgebiet von Bodrog begonnen. Die Wichtigkeit dieses Schrittes wird damit nachgedrückt, dass ungefähr die Hälfte des Bodrog Einzugsgebietes bis Streda n./B. auf dem Gebiet der Sowjetunion liegt, dass das Einzugsgebiet nach Ungarn entwässert ist und dass die Flüsse ein ausserordentlich extremes Hochwasserregime aufweisen. An der Entwicklung des Vorhersagesystems beteiligen sich mehrere Institutionen, nämlich: Vorschungsanstalt für Wasserwirtschaft /VUVH/ Bratislava, Institut für Hydrologie und Hydraulik der SAW /UHH-SAV/ Bratislava, Slowakisches Hydrometeorologisches Institut /SHMÚ/ Bratislava, Lehrstuhl für Wasserwirtschaft der Hochschule für Landwirtschaft /VSZ/ Praha und Projektionsbüro Hydroconsult /HYCO/ Bratislava.

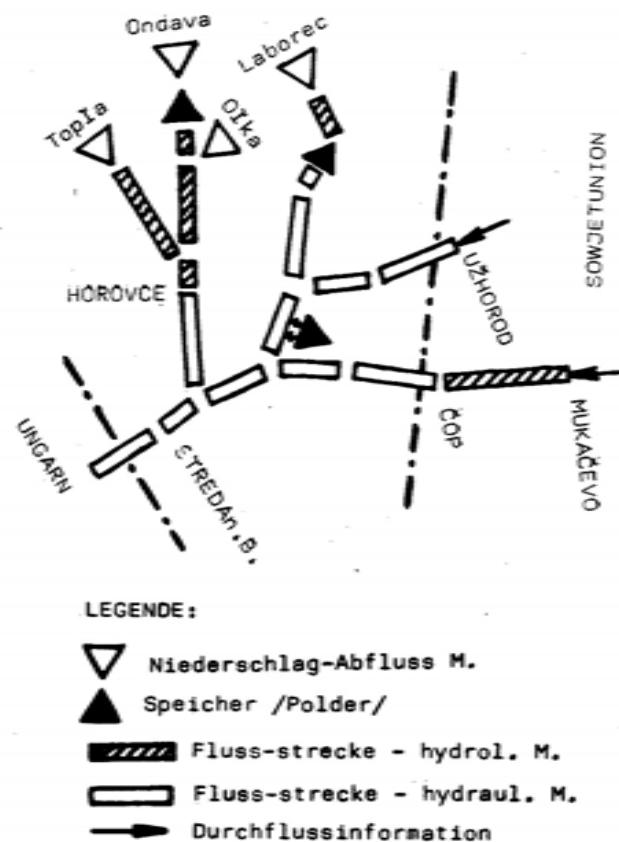
Mit Rücksicht auf die gegebenen Konzentrationszeiten in einzelnen Einzugsgebieten und auf die Laufzeiten in Flussstrecken ist es möglich für das Profil Streda n./B. ein Vorsprung der Vorhersage von etwa 12 - 18 Stunden zu erreichen, je nach der Entwicklung der Hochwasserlage in dem ganzen Einzugsgebiet.

Das entwickeltes Vorhersagesystem bildet sich aus dem mathematischen Abflussmodellen von folgenden Arten:

- Niederschlag - Abfluss Modelle,
- Hydrologische Modelle des Abflusses in einer Flusstrecke, und
- Hydrodynamische Modelle der Wasserbewegung in Flüssen.

Die Verwendung von einzelnen Modellarten im Einzugsgebiet ist im Abb.2 dargestellt.

ABB. 2 SCHEMA DES VORHERSAGENSYSTEMS

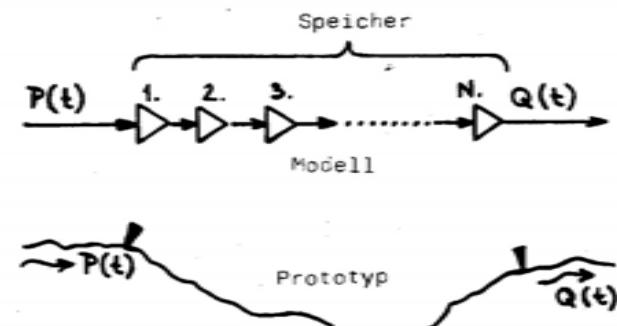


Hydrodynamic discharge models were used for the parts of the river network for which the necessary background data were available /detailed cross profiles and roughness characteristics/. Hydrodynamic calculation method is based on numerical solution of the system of partial differential equations for non-stationary water movement using the MUFPSYS software, which is in [1]

described. The description of the procedure exceeds the framework of this article, in which we limit ourselves to the applied hydrological models.

As such a model of water movement in river stretches is used in the forecasting system the NONLIN model was developed at the Institute of Hydrology and Water Management (IHW) in Szeged and has also been used in forecasting systems provided by the World Meteorological Organization. The model consists of a cascade of identical nonlinear fictitious reservoirs. Input to the river stretch /P/ is the inflow to the first reservoir, the outflow from this reservoir is the inflow to the second reservoir, and so on, until the outflow from the last reservoir of the cascade is the outflow from the river stretch /Q/. The model is schematically shown in Abb. 3.

ABB.3 SCHEMA DES NLN - MODELLES



The calculation is based on the continuity equation in difference form

$$(P - Q) \Delta t = \Delta S ,$$

/1/

wo Δt ist das Berechnungszeitintervall, ΔS ist Zuwachs des gespeicherten Wasservolumen während Δt . Die Gleichung wird zusammen mit der Gleichung /2/ des Abflusses von einem nicht-linearen Speicher über einen freien Überfall gelöst.

$$Q = p \cdot S^q, \quad /2/$$

wo p und q die Parameter sind. Aus den Gleichungen /1/ und /2/ für die Zeitintervalle n und $/n-1/$ angegeben als Indexe ergibt sich

$$P_n - Q_n = (Q_n^{1/q} - Q_{n-1}^{1/q}) / (\Delta t \cdot p^{1/q}), \quad /3/$$

was stellt die Gleichung für unbekannte Q_n dar, die iterativ gelöst wird. Nach der Gl./3/ geht die Berechnung von dem ersten bis zu den letzten Zeitschritt und von dem ersten bis zu den letzten Speicher in der Kaskade /Gesamtzahl N / hervor.

Das Modell hat drei Parameter - p , q , und N , die durch das Versuch - und Irrtumsverfahren mit Verwendung von beobachteten Zufluss- und Abflussganglinien der betreffenden Flussstrecke bestimmt werden.

Zur Zeit ist dieses Modell vorbereitet für die Flussstrecke von Latorica zwischen Mukačovo und Čop, von Laborec zwischen Humenné und Podvihorlatská n., und für die Flussstrecken von Topľa und Ondava unterhalb von Hamušovce n./T. und Speicher Domaša bis zu Horovce. Das Modell ist mehr ausführlich in [2] beschrieben.

Die Niederschlag-Abfluss Vorhersagemodele wurden in zwei Versionen vorbereitet: für die Arbeit mit einem 1-tägigen Zeitschritt während ständigen oder nur wenig veränderlichen Abflussverhältnissen, und für die Arbeit mit 3-stündigen Zeitschritt während Hochwasserabflusverhältnissen. Diese Unterteilung des operativen Betriebes war notwendig um die Zahl der in realer Zeit zu übertragenden und zu bearbeitenden Daten möglichst zu verringern.

Die Basis für Vorhersage mit 1-tägigen Zeitschritt stellt das Empirisch - Regressive Modell /ERMD/ dar. Es ist ein einfaches Modell welches geht von dem Grundsatz der Autoregressiven Modellen aus, bei denen der nachfolgende Durchfluss Q/N eine Funktion des vorhergehenden Durchflusses $Q/N-1$ und Niederschlags $Z/N-1$ ist. Als Bedingung für die Verwendung dieses Modells für die Vorhersage mit dem Berechnungsschritt 1 Tag ist, dass sich der Niederschlag des vorigen Tages $Z/N-1$ im Abfluss des nachfolgenden Tages Q/N propagiert. In mitteleuropäischen Verhältnissen wird diese Bedingung bei den Einzugsgebieten von etwa 200 bis 5000 km² Fläche erfüllt.

Allgemein kann man ERMD ausdrücken

$$Q(N) = QK(N) + DQ(N) \quad /4/$$

$QK(N)$ - rekursiv ausgedrückter abfallender Ast der Abflussganglinie in der Trockenwetterperiode

$DQ(N)$ - das Glied, welches das durch die vorausgehenden Niederschläge verursachte Steigen der Ganglinie ausdrückt.

Die Glieder der Gleichung /4/ werden folgend bestimmt:

$$QK(N) = Q(N-1) \cdot \exp(A \cdot Q(N-1)) \quad /5/$$

A - Modellparameter ($A < 0$)

$$DQ(N) = QB \cdot \text{tg} \left[\sqrt{\frac{1}{2}} \cdot \exp(B \cdot Z(N-1) + D \cdot Z(N-\frac{1}{2})) / PMPI \right] \quad /6/$$

$PMPI$, B , D - Modellparameter ($B < 0$; $PMPI \geq 2$)

QB - Durchfluss im Beginn der Durchflusswelle.

Die Gleichungen /5/ und /6/ sind empirische Gleichungen, die keineswegs die physikalische Wesenheit des Abflussprozesses ausdrücken, doch mittels der abgeleiteten Parameter A , B , D , $PMPI$ wird die geometrische Ähnlichkeit zwischen den berechneten und nach Messungen konstruierten Ganglinien erreicht. Der Beginndurchfluss der Welle kann doch als ein Indikator der Sättigung des Einzugsgebietes

betrachtet werden und er ist durch ein Grenzwert Q_L von oben beschränkt.

In die Berechnung sind die gemessenen Werte des vorhergehenden Durchflusses $Q(N-1)$ als Eingangsdaten verwendet. Diese Werte sind auch für die Selbstanpassung der Parameter und Bestandswerte des Modells in dem Vorhersageprozess ausgenutzt.

Für die Vorhersage des Schneeschmelzabflusses ist das ERMD Modell durch ein einfaches Modell der Akkumulation und des Rückganges der Schneeschmelze YETI 01 ergänzt. Dieses Modell ist auf der Berechnung mittels Schneeschmelzindex /degree-day/ Methode begründet. Bei dieser Berechnung wird das Einzugsgebiet nicht in die Höhenzonen verteilt und es werden auch keine anderen Abhängigkeiten verwendet, die die vertikalen Änderungen des Wasservorrates der Schneedecke oder der Schneedeckung ausdrücken. Die Eingangsdaten sind der Niederschlag $P(N-1)$ und die mittlere Lufttemperatur des vorigen Tages $T(N-1)$.

Die Form der Niederschläge - Regen oder Schnee - ist durch die Grenztemperatur TDS, die ein Schwellenparameter des Modells ist, bestimmt. Das Wasseräquivalent der Schneedecke VHS ist

$$VHS(N-1) = VHS(N-2) + P(N-1) \cdot K \quad /7/$$

K - Schneemodell Parameter.

Die Grenztemperatur des Schmelzbeginns TTOP ist ein weiterer Schwellenparameter des Modells. Die Menge des aufgetauten Wassers TOP(N-1) wird im Falle der Schneeschmelze

$$TOP(N-1) = PI \cdot (T(N-1) - TTOP) \quad /8/$$

PI - Schneeschmelzintensität in mm/ $^{\circ}$ C/Tag.

Die Parameter PI und TTOP werden als Zeitvariable Werte /in Monaten/ eingeführt, mittels denen ist der Rückgang der Schneedeckung des Gebietes in der Schmelzperiode aus-

gedrückt.

Die Ausgabe des YETI Modells ist die Wasserabgabe aus der Schneeschmelze, die als Niederschlag $Z(N-1)$ für die Abflussberechnung in das Modell ERMD eintritt.

Für die Vorhersagen mit Zeitschritt 3 Stunden während des Hochwasserabflusses wurden drei Modelle vorbereitet:

- Empirisch - Regressive Modell ERMS,
- APIC - Typ Modell, benutzt von dem Nationalen Wetterdienst der Vereinigten Staaten [4],
- Nichtlineares Modell NLCT [5].

Alle drei Modelle wurden für folgende Einzugsgebiete /Abb.1/ kalibriert: Topla bis Hanušovce n./T., Ondava bis Stropkov, Olka bis Jasenovce und Laborec bis Humenné. Es ist jedoch vorausgesesehen, dass nach einiger Zeit der Verwendung von allen drei Modellen in unmittelbarem Vorhersagebereich, für operative Verwendung von nur einem der kalibrierten Modellen entschieden wird.

Das Empirisch - Regressive Modell mit dem verkürzten Schritt ERMS entspricht im Prinzip dem ERMD Modell. Während im Modell ERMD der Rechenschritt als übereinstimmend mit der Abflusskonzentrationszeit angesehen wird, bei der Verwendung des verkürzten Schrittes ist die Konzentrationszeit das NI - Vielfache des Berechnungsintervalls.

Der abfallende Ast der Ganglinie /die Rückganglinie/ $QK(N)$ ist mit dem ERMD Modell nach der Gl./5/ identisch gerechnet.

Die Reaktion des Einzugsgebietes auf den Niederschlag beim Steigen der Ganglinie ist

$$DQ(N) = K \cdot [P(1) \cdot Z(N-1) + P(2) \cdot Z(N-2) + \dots + P(NI) \cdot Z(N-NI)] \quad , \quad /9/$$

$$\text{wo } K = G [1 - \exp(H \cdot \sqrt{Q})] \quad /10/$$

G, H - Modellparameter

$P(I)$ - die Ordinaten des steigenden Astes der Einheits-

ganglinie mit der Spitzenwertordinate gleich 1.

$$P(I) = (I/NI)^{PEI} \quad /11/$$

PEI - Modellparameter.

Für die Berechnung des Schneeschmelzabflusses mit dem verkürzten Schritt ist dieselbe Wasserabgabe für alle Modelle verwendet. Die mittels ERMD Modell gerechnete Tagesabgabe aus der Schneeschmelze TOP(N-1) wird in die 3 - Stundenintervalle nach der Wittersituation des zuständigen Tages verteilt. Bei klarem Wetter, wenn an der Schneeschmelze die Sonnenstrahlung den Hauptanteil hat, wird die Verteilung am meisten wankend - in Abhängigkeit zu den Änderungen der Strahlungsintensität. Eine gleichmässige Verteilung wird bei dem bedeckten Himmel verwendet, wenn es zum Wärmeaustausch zwischen Luft und der Schneedecke kommt. Eine Übergangsverteilung wird den Wittersituationen zwischen den beiden eingeführten Grenztypen entsprechen.

Man setzt voraus, dass das APIC - Typ Modell genug aus der Literatur /z.B. [4]/ und mehreren Verwendungsbeispielen bekannt ist und wird deswegen hier nicht näher beschrieben.

Basis für das Niederschlag-Abfluss Modell NLCT bildet wieder eine Kaskade der fiktiven nichtlinearen Speichern, ähnlich wie bei dem oben beschriebenem hydrologischen Modell NONLIN. Dieser Teil des Modells NLCT transformiert die Effektivniederschläge auf den direkten Abfluss. Die Effektivniederschläge in der jetzigen Version des Modells sind bestimmt nach

$$P = a + b.Q_0 + c.P, \quad /12/$$

wo P ist die Summe der Effektivniederschläge seit dem Beginn des Regenereignisses, der mit dem niedrigsten Wert auf der letzten Durchflussrückgangskurve Q_0 bestimmt wird, P ist die Niederschlagssumme seit demselben Augenblick, a , b , c sind die Parameter. Es ist schon auch ein Verfahren

vorbereitet, wonach das Effektivregen durch die Wasserbilanz in der Aerationzone berechnet wird. Man rechnet damit, dass dieses Verfahren das Regressionsverfahren nach der Gl./12/ ersetzen wird.

Die weitere Abflusskomponente des NLCT Modells ist ein linearer Speicher für die Modellierung des Basisabflusses Q_g . Zufluss zu diesem linearen Element $/P_g/$ wird in Abhängigkeit von dem Landoberflächenabfluss $/Q_s/$ bestimmt nach

$$P_g = Q_s [0.5 - (m/(Q_t/Q_g))^n] \quad /13/$$

wo Q_t den Gesamtabfluss bedeutet $/Q_t = Q_s + Q_g/$, m und n sind die Parameter.

Nach der Gl./13/ schwankt der Zufluss zu den Basisabflussspeicher von $P_g = Q_s(0.5 - m)$ bis zu $P_g = 0.5 Q_s$, je nach dem Verhältnis Q_t/Q_g , der theoretisch in dem Bereich $<1 ; +\infty>$ liegt. Diese Bestimmung von P_g betrachten wir als mehr realistisch als die in APIC verwendete lineare Abhängigkeit.

$$P_g = 0.2 Q_s \quad /14/$$

Für dieses Modell wurden die Parameter der nichtlinearen Speicherkaskade ähnlich wie bei dem Modell NONLIN durch das Versuch - und Irrtumsverfahren bestimmt, bei der Anwendung von Niederschlag-Abflussereignissen mit eindeutigem Anteil des direkten Abflusses. Die Parameter der Regressionsgleichung /12/ können durch die Regressionsanalyse der Variablen p , P und Q_0 aus einer Gemeinde der eindeutigen Niederschlag-Abflussereignissen bestimmt werden. Der Parameter des Basisabflussspeichers /Speicherfaktor/ lässt sich durch die Analyse der Durchflussrückgangskurven der trockenen Perioden bestimmen. Die Parameter m und n der Gl./13/ nur geringen Einfluss auf die berechneten Ganglien aufweisen. Sie entscheiden jedoch über die Wasserbilanz der auf das Einzugsgebiet gefallenen Niederschläge, was bei

deren Bestimmung betrachtet werden muss.

Beschriebenes hydrologisches Vorhersagesystem stellt die Basis für die stufenweise Entwicklung des wasserwirtschaftlichen Regulationssystems in dem Einzugsgebiet von Bodrog dar. Wie schon vorher erwähnt, die einzelnen Komponenten des Vorhersagesystems werden weiter entwickelt, ähnlich wird sich auch das System für Übertragung und Bearbeitung der Eingabedaten /Niederschläge, Durchflüsse/ weiter entwickeln. Niederschlag- und Durchflussmessstellen werden stufenweise mit automatischen hydrologischen Stationen ausgerüstet, die durch das Telefonnetz die Daten direkt in das Vorhersagezentrum übertragen werden. Perspektiv wird mit der Anwendung von dem meteorologischen Radar für die Niederschlagsdetektion und Bestimmung von Regenhöhen über den einzelnen Einzugsgebieten des Bodrog-Flusssystems gerechnet.

Die beschriebenen Modellkomponenten sind nicht besonders anspruchsvoll für numerische Berechnungen. Hauptsächlich ist es so dank der sorgfältigen Vorbereitung der Berechnungsprogrammen. Den anspruchsvollsten Teil stellen die hydrodynamischen Modelle der Flussstrecken dar, aber auch bei diesen wird angenommen, dass die Anwendung von Minicomputer aus der Reihe des Einheitssystems von kleinen elektronischen Rechenmaschinen /SMEP in der Tschechoslowakei/wird für die Aufgabe mit Speicherkapazität und Operationsgeschwindigkeit genügend.

Mit der Betriebssetzung des Vorhersagesystems wird den Wasserwirtschaftlern der Ostslowakei ein Mittel gegeben, der die maximale Ausnützung der existierenden wasserwirtschaftlichen Einrichtungen für den Schutz des Ostslowakischen Tieflandes von Hochwässern, und während der Niedrigwasserperioden die optimale Ausnützung der Wasservorräte ermöglichen wird. Es wird auch ermöglichen die zwischen

der Tschechoslowakei und den benachbarten Staaten abgeschlossene internationale Abkommen im Interesse von gemeinsamer Nutzung der Gewässer dieses Teiles des Theis-Einzugsgebietes besser zu erfüllen.

Literaturverzeichnis

- [1] Kollektiv : Das Vorhersagesystem Bodrog - hydraulisches Modell - Iatorica, Laborec, Ondava, Bodrog. Referenzhandbuch. SHMÚ Bratislava, VŠZ Praha, 1982 /slowakisch/.
- [2] Svoboda A., Szolgyay J., Molnár Ľ. : Beurteilung des Einflusses von natürlichen und künstlichen Änderungen im Einzugsgebiet auf den Abfluss. Etappenbericht II-5-2/02. ÚHH SAV Bratislava, 1982 /slowakisch/.
- [3] Turčan J. : Empirisch - Regressive Modell für die Abflussvorhersage aus dem Bodrog Fluss-System. Vodohospodársky časopis 30, 1982, No.3, s.259-278 /slowakisch mit englischer und russischer Zusammenfassung/.
- [4] Sittner W.T., Schauss Ch.E., Monroe J.C. : Continuous Hydrograph Synthesis with an API-Type Hydrologic Modell. Water Resources Research, Vol.5, No.5, Oct. 1969, pp.1007-1022.
- [5] Svoboda A. : Niederschlag-Abflussmodell /nichtlineare Kaskade/ und seine Anwendung zur Modellierung des Gesamtabflusses. Vodohospodársky časopis 31, 1983, No.3-4, S.288-296 /slowakisch mit englischer und russischer Zusammenfassung/.

ГИДРОЛОГИЧЕСКАЯ СИСТЕМА ДЛЯ ПРОГНОЗОВ В
ЧЕХОСЛОВАЦКОЙ ЧАСТИ БАССЕЙНА РЕКИ ВОДРОГ

В статье описана система для краткосрочных гидрологических прогнозов в бассейне реки Бодрог в восточной Словакии. Система основана на использовании математических моделей стока, именно : гидрологических моделей стока из осадков в верхних частях рек Топла, Оndава, Олька и Лаборец, гидрологических моделей руслового стока рек Латорица, Лаборец, Оndава, Топла, и гидродинамических моделей движения воды для нижних участков рек Восточнословацкой низменности. В статье описываются только гидрологические модели. Прогностическая система должна создать около 12 - 18 часов заблаговременности прогноза для створа Стреда над В./ в зависимости от характера паводка/, и дать возможность оптимально использовать емкости уже созданных водохранилищ для защиты от паводков и водоснабжения.

EIN HYDROLOGISCHES VORHERSAGESYSTEM IN DEM TSCHECHO-SLOWAKISCHEN TEIL DES BODROG - EINZUGSGEBIETES

In dem Beitrag ist ein für den tschechoslowakischen Teil des Bodrog-Einzugsgebietes entwickeltes Abflussvorhersagesystem beschrieben. Es beruht auf der Anwendung von mathematischen Abflusssmodellen, und zwar : hydrologischen Niederschlag-Abflusssmodellen für die oberen Teile der Einzugsgebiete der Flüsse Topla, Ondava, Olka und Laborec, hydrologischen Modellen des Abflusses in Flussstrecken von Latorica, Laborec, Ondava und Topla, und hydrodynamischen Modellen für die unteren Teile der Flüsse des Ostslowakischen Tieflandes. Nur hydrologische Modelle sind ausführlicher beschrieben. Das Vorhersagesystem soll einen Vorsprung der Vorhersage von etwa 12 - 18 Stunden leisten und die optimale Ausnutzung der im Einzugsgebiet vorhandenen Speicherräume für Hochwasserschutz des Gebietes und Wasserversorgung ermöglichen.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 38 MODELLIERUNG VON FLUSSSTRECKEN
MIT ZUFLÜSSEN MIT DER LINEAREN
SPEICHERKASKADE

Szolgay, J.

MODELLIERUNG VON FLUSSSTRECKEN MIT ZUFLÜSSEN
MIT DER LINEAREN SPEICHERKASKADE

Dr.Ing.Jan Szolgay

Institut für Hydrologie und Hydraulik der SAW
Trnavská 32, 826 51 Bratislava, ČSSR

1. Einleitung

Jedes Verfahren zur Abflussvorhersage besitzt als Kern ein Modell, mit dem der Niederschlag-Abfluss Prozess und der Prozess des Hochwasserablaufes in Flusstrecken nachgebildet werden soll. Dabei muss aus praktischen und wirtschaftlichen Gründen oft versucht werden nur relativ einfache Modelle zu benutzen, die es ermöglichen den Abflussvorgang mit einem Minimum zur Verfügung stehenden Daten zu erfassen und den Rechenaufwand bei der Modellidentifikation und der operationeller Vorhersage gering zu halten. So wird bei der Berechnung des Wellenablaufes in Flusstrecken oft die eindimensionale stationäre lineare Speicherkaskade /das Kalinin-Miljukov Modell/ eingesetzt, die den instationären Vorgang des Wellenablaufs durch Verwendung einer Speicher-Durchfluss Beziehung neben der Kontinuitätsgleichung beschreibt. Eine der Voraussetzungen für die Anwendbarkeit dieses Modells ist, dass auf der betrachteten Flusstrecke keine wesentlichen seitlichen Zu- bzw. Abflüsse auftreten dürfen. Müssen sie dennoch im Vorhersageverfahren berücksichtigt werden, muss man bei der Modellbildung entweder mehrere Speicherkaskaden parallel schalten oder die Flusstrecke auf zubringerlose Teilstücke gliedern und jedes mit einem separaten Modell zu beschreiben. Bei der klassischen Berechnung des Wellenablaufes durch das Faltungintegral wird dadurch der Rechenaufwand stark erhöht, auch die Modellidentifikation kann sich komplizierter gestalten. Die kürzlich

abgeleitete diskrete Zustandsraumformulierung der linearen Speicherkaskade integriert die so entstandene Teilmodelle der Flussstrecke in ein einfaches und flexibles Gesamtmodell, der rechentechnisch elegant lösbar ist, wobei auch der Rechenaufwand reduziert wird. Für das Zustandsmodell für Flussstrecken mit Zuflüssen kann man jedoch die für das klassische Kalinin-Miljukov Modell entwickelte Identifikationsverfahren /siehe z.B. Kundzewich [1982] / nicht, oder nur begrenzt anwenden. Die Struktur des Modells und seine Parameter muss man meistens durch ein Trial and Error Verfahren bestimmen. In der vorliegenden Studie wurde versucht zu ermitteln, wie stark die Ergebnisse der Berechnungen mit dem Zustandsmodell von der Festlegung der räumlichen des Modells abhängig sind. Auf einer Flussstrecke des Flusses Dee im North Wales mit starken Zuflüssen wurden numerische Experimente mit der Identifikation des Zustandsmodells durchgeführt und einige ausgewählte Modellstrukturen wurden auf weiteren Testdaten verglichen.

2. Beschreibung des Zustandsmodells

Die untersuchte Flussstrecke wird durch eine Kaskade von linearen Speichern modelliert. Im Gegensatz zum klassischen Konzept, wo der Ausfluss aus dem vorgegangenen Speicher den Zufluss zum folgenden bildet, ist jedem Speicher noch ein weiterer Zufluss als Eingang zugeordnet, der die Zubringer der Flussstrecke representiert. Die Kontinuitätsgleichung für den i -ten Speicher in der Kaskade von n Speichern lautet dann

$$\frac{dS_i}{dt} = Q_{i-1} + I_i - Q_i \quad (1)$$

wo S für Speichervolumen, Q für Speicherausfluss, I für seitlichen Zufluss steht. Kombiniert man Gl. 1 jedes Speichers

mit der Kenngleichung des linearen Einzelspeichers, bekommt man durch einfache Umordnungen die kontinuierliche Zustandsraumformulierung des Modells. Die Zustandsgleichungen lauten

$$\frac{dS}{dt} = F S(t) + G I(t) \quad (2)$$

$$Q(t) = H S(t) \quad (3)$$

S ist der Vektor der Volumen der einzelnen Speicher /Zustandvektor/, I ist der Vektor der Durchflüsse der Zuflüsse /Eingangsvektor/, Q ist der Vektor der Ausflüsse aus den Einzelspeichern /Ausgangsvektor/. Als Zustand bezeichnet man jene Größen, deren Kenntnis es erlaubt, gemeinsam mit der Kenntnis des Modells der Eingangsgrößen das künftige Verhalten des Systems zu beschreiben/. Für die Systemmatrizen gilt folgendes

$$[F_{ij}] = \begin{bmatrix} -1/k & i=j \\ 1/k & i=j-1 \\ 0 & \text{anderwo} \end{bmatrix} \quad i,j = 1,2 \dots n$$

$$G = \text{Einheitsmatrix}$$

$$H = [1/k, k/k, \dots, 1/k]^T$$

wo k die Speicherkonstante ist. Angenommen die Zuflüsse sind während des Abtastintervalle T konstant /oder können als konstant betrachtet werden/ erhält man durch die Integration der Gl.(2) zwischen zwei Abtastpunkten s und $s+1$ das diskrete Zustandmodell in der Form :

$$S(s+1) = W(s+1,s) S(s) + Y(s+1,s) I(s) \quad (4)$$

$$Q(s+1) = H S(s+1) \quad (5)$$

Dabei sind die Übergangsmatrizen des Modells W und Y für $i,j = 1,2 \dots n$ so definiert :

$$[W]_{i,j} = \begin{bmatrix} T^{1-j} e^{-T/k} \\ (i-j) : k^{(i-j)} \end{bmatrix}, i \geq j : W_{(i,j)} = [0], i < j \quad (6)$$

$$[Y]_{i,j} = \left[k - \sum_{f=0}^{i-j} \frac{T^f e^{-T/k}}{k^{f+1}} \right], i \geq j : Y_{(i,j)} = [0], i < j \quad (7)$$

Das so formulierte Modell hat folgende Eigenschaften :

- die diskreten Differenzgleichungen ≤ 5 sind an EDV Anlagen leicht realisierbar.
- bei der Berechnung des Wellenablautes ist keine Konvolution notwendig.
- durch die Gestaltung der Struktur des Eingangsvektors \underline{y} sind seitliche Zu- bzw. Abflüsse leicht zu berücksichtigen.
- in Gl.(5) kann man direkt ein lineares Gerinnungsabschnitt einbauen um das Modell durch einen weiteren Parameter flexibler zu gestalten.

Detaillierte Ausführungen zur Problematik des Zustandsmodells der linearen Speicherkaskade sind im Szolgay [1981], [1982a] [1982b], und Szöllösi-Nagy [1982] zu finden.

3. Beschreibung der benutzten Daten

Für die Experimente mit der Identifikation des Zustandsmodells und den Vergleich verschiedener Modellstrukturen standen Durchflussdaten des Flusses Dee im Wales zwischen Bala und Manley Hall aus der Studie Jones, Moore [1980] zur Verfügung /Abb.1/. Die Länge der modellierten Flusstrecke beträgt 64 km, die Fläche des Einzugsgebietes 708,9 km². Die Laufzeit zwischen Bala und Manley Hall ist stark veränderlich, sie ist 19h bei Niedrigwasser und 8h bei Hochwasser. Ausfluss aus der Talsperre Bala und Durchflüsse der Zuflüsse Hirnant, Alwen und Ceirog wurden direkt gemessen. Durch-

flüsse der zwei weiteren Zuflüsse U1 und U2 wurden indirekt ermittelt :

$$\begin{aligned} U1 &= w_1 \cdot Q / \text{Hirnant/} \\ U2 &= w_2 \cdot Q / \text{Ceirog/} \end{aligned}$$

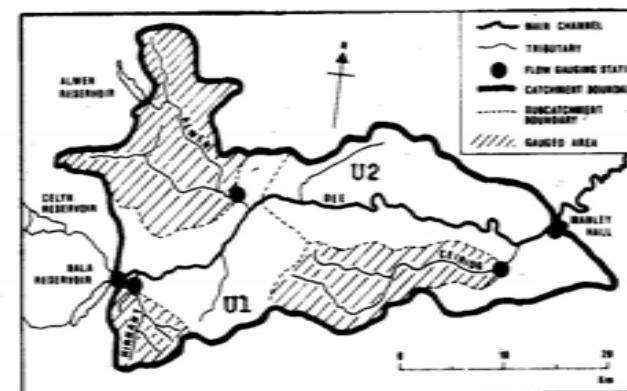


Abb.1 Einzugsgebiet des Flusses Dee zwischen Bala und Manley Hall

Die Koeffizienten w_1 und w_2 sind als Ratio der Produkte des effektiven mittleren Jahresniederschlages und der Fläche des Einzugsgebietes für nichtgemessene und gemessene Einzugsgebiete berechnet worden. Der Abtastrintervall war halbe Stunde.

Die Daten von Nov.1974 bis Juli 1975 wurden in vier Gruppen /F,A,B,C/ unterteilt. Die Gruppe F enthielt 3000 Werte, Durchflüsse von 12 bis 223 m³/s ; A 3000 Werte, (Q=26-193 m³/s) ; B 3000 Werte, (Q=10-60 m³/s) ; C 2616 Werte, (Q=5-24 m³/s). Die Gruppe F wurde zur Modellidentifikation, die anderen zum Modellvergleich benutzt.

4. Identifikation und Vergleich der Modelle

Zur Identifikation wurde ein interaktives Programm entwickelt, der es ermöglicht die Modellstruktur /Ordnung des Modells „n“ und die Struktur des Eingangsvektors - Einmündungen der Zuflüsse in die einzelne Speicher/ einfach zu ändern. Als Güterkriterium für das Modell wurde der mittlere quadratische Fehler /MSE/ der Simulation berechnet. Eine, der im Jones und Moore [1980] benutzten ähnliche Struktur diente zur Berechnung des Laufzeitparameters k . An der Datengruppe F wurde der MSE bei konstanten Produkt n.k für weitere, beliebig festgesetzte Modellstrukturen errechnet. In der Tabelle 1. ist die Ordnung des Modells n, die Reihennummer des Einzelspeichers in den der jeweilige Zufluss einmündet und der MSE der Simulation angegeben. Modelle, die für die einzelne Modellordnungen die beste Resultate liefern wurden an den Testdaten A,B,C miteinander verglichen, der MSE der Simulation ist in der Tabelle 2.

Tabelle 1. Resultate der Modellidentifikation

Nr. Ordnung des Modells	Struktur des Input Vektors							MSE	
	Modell Nr.	B1	B2	Hirnent	U^T	Alwen	U2		
1	6	1	2	3	4	5	6	18,330	
2	7	1	2	3	4	5	6	13,125	
3	7	1	2	3	4	5	7	13,369	
4	7	1	2	4	5	6	7	26,977	
5	8	1	2	3	4	5	6	12,550	
6	8	1	2	3	4	5	7	11,880	
7	8	1	2	5	6	7	8	18,480	
8	8	1	2	4	5	6	7	36,250	
9	9	1	2	3	4	5	6	12,816	
10	9	1	2	4	5	6	8	14,857	
11	9	1	2	4	5	6	9	15,020	
12	9	1	2	4	5	7	9	15,639	

13	10	1	2	4	5	6	9	12,425
14	10	1	2	4	5	6	8	12,541
15	10	1	2	4	5	6	7	12,643
16	10	1	2	3	4	5	6	15,056
17	10	1	2	4	5	6	10	12,525
18	10	1	2	4	6	8	10	13,892
19	10	1	2	3	4	5	9	20,814
20	10	1	2	3	4	5	6	23,219
21	12	1	2	4	5	6	11	12,924
22	12	1	2	4	5	6	9	13,053
23	12	1	2	4	5	7	10	13,053
24	12	1	2	3	4	5	6	20,910
25	13	1	2	4	6	7	11	13,341
26	13	1	2	4	5	6	9	15,436
27	13	1	2	3	4	5	10	20,814
28	13	1	2	3	4	5	6	23,219
29	14	1	2	4	6	8	12	13,975
30	14	1	2	4	5	7	10	15,869
31	14	1	2	3	4	5	9	21,876
32	14	1	2	3	4	5	6	24,085

Tabelle 2. Resultate des Modellvergleichs

Nr. Modell Ordnung	Datengruppe	F			A			B			C		
		F	A	B	C								
2	7	13,125	47,021	3,379	1,13								
6	8	11,88	45,430	3,886	1,008								
9	9	12,816	47,920	3,487	1,0235								
13	10	12,425	46,0116	3,149	0,995								
17	11	12,525	45,490	3,0225	1,0123								
21	12	12,992	45,625	2,892	0,987								
25	13	13,341	45,714	3,001	1,007								
29	14	13,975	45,846	3,071	1,006								

6. Diskussion und Schlussbetrachtungen

Die festgesetzte Modelle können in zwei Gruppen geteilt werden. Die erste enthält Strukturen des Eingangsvektors die die Situation im Einzugsgebiet hinsichtlich der Verteilung der Zuflüsse nach „hydrologischen Gefühl“ zurück-

spiegeln, in die zweite gehören die restlichen /No.1.4.7. 8,9,12,16,19,20,24,27,28,31,32/. Wie man aus Tab.2 sieht, gibt es in der ersten Gruppe nur sehr kleine Unterschiede im MSE der Simulation, die Ordnung des Modells /bei konstanten n,k/ spielt dabei keine Rolle. Die Sensitivität des Modells hinsichtlich seiner Struktur ist also klein vorausgesetzt das sie die Wirklichkeit im Einzugsgebiet /im ziemlich breiten Sinn/ berücksichtigt. Im Vergleich mit dem in Jones und Moore [1980] benutzten Modell lieferten Modelle der ersten Gruppe bessere Resultate. Der nachfolgende Vergleich der Modelle bestätigte das auch an den Testdaten A,B,C.

Zur Kontrolle der Richtigkeit der indirekt bestimmten Zufüsse U_1 und U_2 wurde in allen Versuchen auch der Mittlere Fehler der Simulation errechnet. Seine Werte lagen immer knapp bei Null, was bei der Kürze des Abtastintervalls bedeutet, dass der benutzte Ansatz den Gesetz der Konservierung der Masse im Einzugsgebiet erfüllt.

Die Erfahrung mit dem Modell und die erzielten Resultate deuten an das folgende hin :

- die Zustanderaumformulierung der Kaskade von linearen Einzelspeichern ermöglicht es Flussstrecken mit Zuflüssen ohne starken Rückstauffekten mit einem Modell zu beschreiben, die Resultate des Modells sind auch im Vergleich mit anderen Methoden gut.
- obwohl bei den so erweiterten Kalinin-Miljukov Modell die bekannten Identifikationsverfahren nicht, oder nur begrenzt benutzbar sind, ermöglicht die relativ kleine Sensitivität des Zustandmodells hinsichtlich seiner Struktur eine einfache und rasche Identifikation. Der Erfolg dieses Trial und Error Verfahrens hängt natürlich von der Erfahrung des Benutzers ab ;
- wenn der Laufzeitparameter des Modells nach einer Methode indirekt bestimmt wird, ist es das Modell auch für Projektionszwecke anwendbar ;

- es hat sich wie schon im Jones und Moore [1980] gezeigt, dass der MSE von der mittleren Größe der Durchflüsse der benutzten Testdaten abhängig ist, was den Vergleich der Modelle an verschiedenen Datengruppen erschwert, es sollten in der Zukunft auch andere Gütekriterien herangezogen werden.

Die Studie entstand während eines Besuchs des Verfassers am Institute of Hydrology im Wellingford. Er möchte sich bei Bob Moore für seine Hilfe und Interesse an der vorliegenden Arbeit herzlichst bedanken.

7. Literaturverzeichnis

- [1] Jones,O.A.,Moore,R.G. : A simple channel flow routing model for real time use. Hydrological forecasting. IAHS Publ.No.129, 1980. s.397-407.
- [2] Szolgay,J. : Adaptive Modelle in hydrologischen Vorhersagen. Ph.D.Dissertation, 1981 IHH SAW,Bratislava. /slowakisch/
- [3] Szolgay,J. : Zur Diskretisierung von kontinuierlichen Wellenablaufmodellen. Vodohospodársky časopis, 30, 1982, No.2. s.141-154. /slowakisch mit englischen Abstract/
- [4] Szolgay J. : Über der Anwendung adaptiver Modelle zur vorhersage des Wellenablaufes in Flusstrecken. XI.Konferenz der Donauländer über hydrologische Vorhersagen Bucharest 1982.
- [5] Zollosi-Nagy,A. : The discretization of the continuous linear cascade by means of state space analysis. Journal of Hydrology, 58, 1982. s.223-236.

МОДЕЛИРОВАНИЕ БОКОГО ПРИТОКА В РЕЧНЫЙ УЧАСТОК В МОДЕЛИ
ЛИНЕЙНОЙ КАСКАДЫ

При решении задачи движения поводочных волн в русле реки с помощью линейной каскады в классической форме интегралом свертывания возможно моделировать боковой приток только с помощью параллельного включения нескольких каскадов, что значительно повышает сложность вычислений.

Дискретное представление каскады водохранилищ в пространстве состояний интегрирует параллельные каскады в одну модель. Численные эксперименты с идентификацией модели в пространстве состояний на речном участке с боковым притоком показали большую эластичность и посторонивость модели при определении ее пространственной структуры.

MODELLIERUNG VON FLUSSSTRECKEN MIT ZUFLÜSSEN
MIT DER LINEAREREN SPEICHERKASKADE

Bei der Modellierung der Wellenfortpflanzung in Flussstrecken durch die lineare Speicherkaskade in der klassischen Form mit Hilfe des Faltungsintegrals sind seitliche Zuflüsse von Grundwasser und Zubringern nur durch eine umständliche Parallelschaltung von mehreren Speicherkaskaden erfassbar. Dadurch wird der Rechenaufwand stark erhöht. Die diskrete Zustandsraumformulierung der linearen Speicherkaskade integriert die parallelen Kaskaden in ein einziges Modell. Es wurden numerische Experimente mit der Identifikation des Zustandsmodells auf einer Flussstrecke mit starken seitlichen Zuflüssen durchgeführt. Das Modell zeigte grosse Flexibilität und Robustheit in der Festlegung seiner räumlichen Struktur.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 39

HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN UNTER
BERÜCKSICHTIGUNG DES RÜCKSTAUEFFEKTTS
AUFGRUND DER IMPULSANTWORTEN DER
LINEAREN DIFFUSIONSGLEICHUNG

Szöllősi-Nagy, A. - Ambrus, S.Z.

Bratislava 21.-24. august 1984

HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN UNTER BERÜCKSICHTIGUNG DES
RÜCKSTAUEFFEKTTS AUFGRUND DER IMPULSANTWORTEN DER
LINEAREN DIFFUSIONSGLEICHUNG

A. Szöllősi-Nagy und S.Z. Ambrus
Forschungszentrum für Wasserwirtschaft, VITUKI
Budapest, Kvassay Jenő ut 1. 1095

1. Einleitung

Die Hydrologie von Flachlandsflüssen bringt solche Probleme, die bei der Beschreibung von Berglandsflüssen nicht auftauchen, nämlich die Abflusseigenschaften die aus dem Rückstaueffekt folgen: die Flutwelle eines Nebenflusses kann das Gefälle der Wasseroberfläche des Hauptflusses bedeutend ändern. Es kommt auch vor, dass der Hauptfluss sogar für eine kurze Zeit rückwärts fliesst.

Das andere Problem, das bei Hochwässern auftritt, ist die Frage, ob und wann Notspeicher neben dem Fluss durch Öffnen der Wehre als Hochwasserschutzmaßnahme benutzt werden sollen, oder wie sich der Abflussprozess im Falle eines Dammbruchs abspielt.

Bei dem ersten der obigen Probleme erfolgt eine Änderung im Wasserhaushalt durch einen Impuls am Unterpegel eines Flussabschnittes. Beim zweiten Problem ist das Phänomen zwar ganz unterschiedlich, doch ist das Resultat mit dem ersten verwandt: der Unterschied ist, dass im zweiten Falle der Impuls einfach negativ ist: eine plötzliche Wasserentnahme aus dem Fluss. Die zwei Probleme sind also die Inversen voneinander und benötigen die gleiche Art von Abflussmodellen, nämlich ein Modell, das auch die am Unterpegel erfolgten Impulse berücksichtigen kann, s. Abb.1.

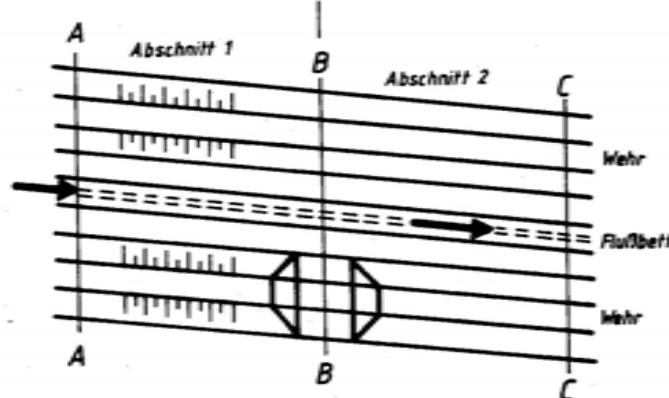
Singulärer Punkt

Abbildung 1.

Zwei aufeinanderfolgenden Flussstrecken mit einem zwischenliegenden singulären Punkt (Zufluss oder Entnahme)

Ein dazu geeignetes, spezielles Modell ist die Gleichung der Diffusionswelle, eine parabolische partielle Annäherung zweiter Ordnung des Saint-Venant'schen hyperbolischen Differentialgleichungssystems der freioberflächlichen, nichtpermanenten, sich stetig verändernden Wasserbewegung in freien Flussbetten.

Im vorliegenden Artikel wird die mathematische Formulierung des Modells im Rahmen der Zustandsraummodellierung mit Angabe des Anwendungsbereichs bzw. mit Simulationsbeispielen vorgeführt.

2. Zustandsgleichung und Impulsantwort der linearen Diffusionswelle

Die bekannte Form der parabolischen partialem Differentialgleichung der Diffusionswelle (nach der Analogie mit der Molekulardiffusion) ist:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = -C(Q) \frac{\partial Q}{\partial x} + D(Q) \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} \quad (1)$$

wobei Q - Durchfluss

t - Zeit

x - Entfernung entlang des Flusses

$C(Q)$ und $D(Q)$ von Q abhängige (nichtlineare) Koeffizienten sind.

Das erste Glied ist als Konvektions-, das zweite als Diffusionsglied bekannt. Bei der Beschreibung der Flutwellen ist $C(Q)$ praktisch die Abflussgeschwindigkeit der Flutwelle und $D(Q)$ der Diffusionskoeffizient, der für die Verflachung der Welle im Flussbett verantwortlich ist. Die beiden werden als konstant und positiv betrachtet, und so gilt Gl. (1) als lineare Differentialgleichung.

Es wird angenommen, dass die Grenzbedingungen, $Q(0,t)$ und $Q(L,t)$, bekannt sind, wobei L die Länge der Flussstrecke bezeichnet. Eine räumliche Diskretisierung des Modells erfolgt, indem die Strecke L in $\Delta x = L/(n+1)$ langen Teilstrecken aufgeteilt wird. Die räumliche Diskretisierung erfolgt wie es auf Abb. 2. zu sehen ist. Zeitlich wird das Modell kontinuierlich erhalten.

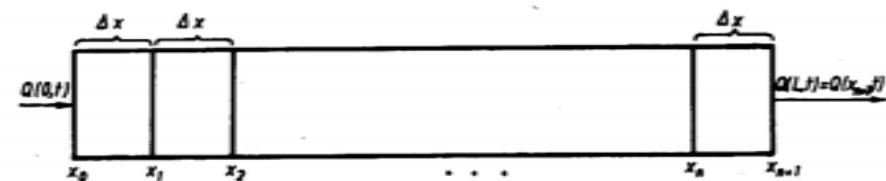


Abbildung 2.

Die räumliche Diskretisierung der linearen Diffusionswelle

Auf diese Weise, wenn die räumlichen Ableitungen in Gl. (1) mit einem verzögerten bzw. zentralen Differenzen-

schema angenähert werden, erscheint die Systemgleichung als eine gewöhnliche Differentialgleichung der Zeit in der Form:

$$\dot{\underline{x}}(t) = \begin{bmatrix} -\phi_0 & \phi_2 & & \\ & -\phi_0 & \cdot & \\ 1 & & \cdot & \\ & \cdot & \cdot & \phi_2 \\ & & \cdot & \\ & & \phi_1 & -\phi_0 \end{bmatrix} \underline{x}(t) + \begin{bmatrix} \phi_0 & 0 \\ 1 & 0 \\ 0 & \cdot \\ \cdot & 0 \\ 0 & \phi_2 \end{bmatrix} \underline{u}(t) \quad (2)$$

wobei $\underline{x}(t) = \begin{bmatrix} Q(x_1, t) \\ Q(x_2, t) \\ \vdots \\ Q(x_n, t) \end{bmatrix}$, $\underline{u}(t) = \begin{bmatrix} Q(0, t) \\ Q(L, t) \end{bmatrix}$

$$(3)$$

$$\phi_0 = \frac{C}{\Delta x} + \frac{D}{(\Delta x)^2}, \quad \phi_1 = \frac{C}{\Delta x} + \frac{D}{(\Delta x)^2}, \quad \phi_2 = \frac{D}{(\Delta x)^2} \text{ sind.}$$

Interessanter Weise erhält man auch durch eine ganz andere Art von Diskretisierung, ähnliche Resultate, s.z.B. Ambrus und Kontur (1984). Gleichung (2) kann in der kurzen Form der allgemeinen Zustandsgleichung linearer zeitinvarianter Systeme einfach als

$$\dot{\underline{x}}(t) = F \underline{x}(t) + G \underline{u}(t) \quad (4)$$

geschrieben werden (Szöllősi-Nagy, 1976). Die Ausgangsgleichung des Systems ergibt sich zu

$$y(t) = H \underline{x}(t) \quad (5)$$

wobei H die Outputmatrix ist. Wenn nur ein Ausgangswert benötigt ist, wird sie zu einem Vektor degeneriert, der nur 0-Elemente enthält, ausgenommen das j -te Element (für den beobachteten Zwischenpegel, woraus die Ausgangswerte berech-

net werden), wo eine 1 steht. Ohne diesen Pegel wäre das System mathematisch unbeobachtbar. Interessanter Weise sind die mathematischen Eingabegrößen des Modells die Randbedingungen, d.h. der Eingang oben und der physikalische Ausgang unten. Der mathematische Ausgang liegt in der Mitte der Flussstrecke: er ist eigentlich der diskrete Wasserstands und-/oder Durchfluss längschnitt entlang der Strecke.

Mit dem Matrixdreier $E_C^D(F, G, H)$ kann das Systemmodell der linearen Diffusionswelle eindeutig charakterisiert werden (s.z.B. Ambrus und Szöllősi-Nagy, 1984).

Um die Zustandstrajektorien der Diffusionswelle zu bekommen, muss Gl.(4) integriert werden und das Resultat ist

$$\underline{x}(t) = \phi(t) \underline{x}(0) + \int_0^t \phi(t-\tau) G \underline{u}(\tau) d\tau \quad (6)$$

wobei $\phi(t)$ die Zustandübergangsmatrix des Systems ist und als

$$\phi(t) = \exp(F t) \quad (7)$$

berechnet werden kann.

Die Bestimmung des Matrixexponenten erfolgt durch die Spektraldekomposition der F -Matrix- auf Grund ihrer speziellen Eigenschaften: sie ist tridiagonal und kann als Summe einer Einheits- und einer Kontinuantmatrix aufgeschrieben werden:

$$F = -\phi_0 I + \tilde{K}, \text{ wobei } \tilde{K} = \begin{bmatrix} 0 & \phi_2 & & \\ \phi_1 & 0 & \phi_2 & \\ & \cdot & \cdot & \cdot \\ & \cdot & \cdot & 0 \end{bmatrix} \quad (8)$$

K kann durch eine lineare Transformation einfach symmetrisiert werden, und so erfolgt eine symmetrische Tridiagonalmatrix, deren Spektraldekomposition aus der Literatur bekannt ist (Rózsa, 1974).

Auf diesem Grund erhalten wir das allgemeine, (ij) -te Element der Matrixexponent zu

$$\{A\}_{ij} = \left\{ e^{Ft} \right\}_{ij} = \frac{2}{n+1} \sum_{k=1}^{i-j} \lambda_k \sin \frac{ik\pi}{n+1} \sin \frac{kj\pi}{n+1} \quad (9)$$

wobei

$$\phi = \sqrt{\frac{\phi_1}{\phi_2}} \quad \text{und} \quad \lambda_k = \exp \left[\left(2 \sqrt{\phi_1 \phi_2} \cos \frac{k\pi}{n+1} - \phi_o \right) t \right] \quad (10)$$

Die Impulsantwort eines linearen Systems kann durch die Matrixoperation

$$h = \underline{H} e^{Ft} G \quad (11)$$

berechnet werden (s.z.B. Szöllősi-Nagy, 1982). Die Impulsantwort der Diffusionswelle ist ein Vektor. Seine zwei Elemente stammen von den zwei Komponenten der Gl.(1): die Konvektion (die sich mit Geschwindigkeit C nach unten bewegt) und die Diffusion (die sich mit $\frac{D}{Ax}$ auch nach oben bewegt). Eigentlich ist die Bildung der oberen und mittleren Impulsantworten so zu verstehen, dass dem System zwei Dirac- δ -Impulse eingegeben werden: einer bei der oberen und einer bei der unteren Grenzbedingung, wie in

$$u(t) = \begin{bmatrix} \delta(t) \\ \delta(t) \end{bmatrix} \quad (12)$$

angegeben. Vom oberen bewegt sich der Diffusionsteil nach

oben, vom unteren der Konvektionsteil nach unten - also was auf diese Weise im betrachteten System zurückbleibt, ist die ganze Einheitsgrösse. Deswegen soll also die Integranten- summe der zwei Impulsantworten in dem System 1 ergeben. Vektor h_j (Impulsantwort im j -ten Querschnitt der Strecke) ergibt sich also zu

$$h_j = \left[\frac{2\phi_1}{n+1} \sum_{k=1}^{j-1} \lambda_k \sin \frac{jk\pi}{n+1} \sin \frac{k\pi}{n+1} \right] \quad (13)$$

$$\left[\frac{2\phi_2}{n+1} \sum_{k=1}^{n-j} \lambda_k \sin \frac{jk\pi}{n+1} \sin \frac{n-k\pi}{n+1} \right]$$

3. Auswertung der Testrechnungen mit Impulsantworten verschiedener Parameteransätze

Die Impulsantwort, wie sie in Gl.(13) angegeben ist, ermöglicht die Beschreibung von Flutwellen der Ganzen Flussstrecke entlang. Das grösste Problem ist aber noch nicht gelöst: die Modelleichung, d.h. die Bestimmung der richtigen Parameter eines wirklichen Flussabschnittes. Der Weg dazu führt durch Testrechnungen mit verschiedenen Modellparametern und Vergleichung der simulierten Wellen mit den natürlichen Abflusseigenschaften der untersuchten Flussstrecke. Die wichtigsten Parameter sind n , j , C , D .

Die Form der Impulsantwortan hängt in erster Reihe von der Lage des Querschnittes (d.h. vom Index j) ab, wofür sie bestimmt werden. Wie es in Abbildungen 3. und 4. zu sehen ist, je grösser j ist, desto flacher wird die obere bzw. desto steiler die untere Impulsantwort sein. Hier war $n = 6$ die Modelldimension bei der Diskretisierung.

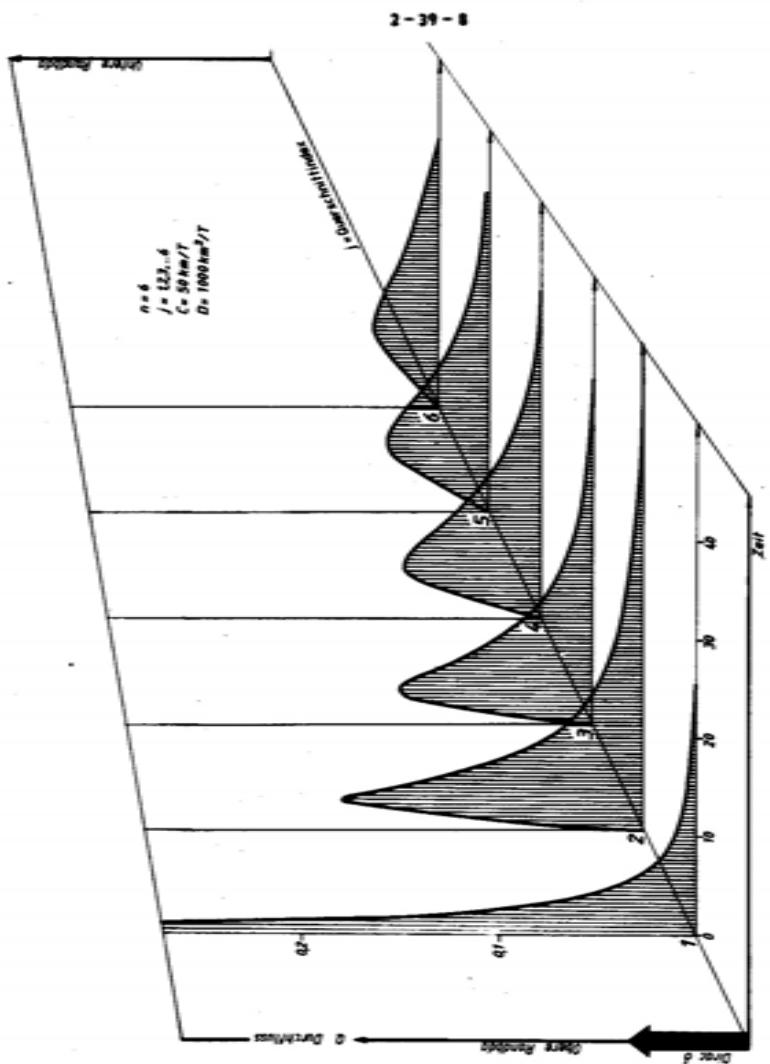


Abbildung 3. OBERE IMPULSANTWORTEN

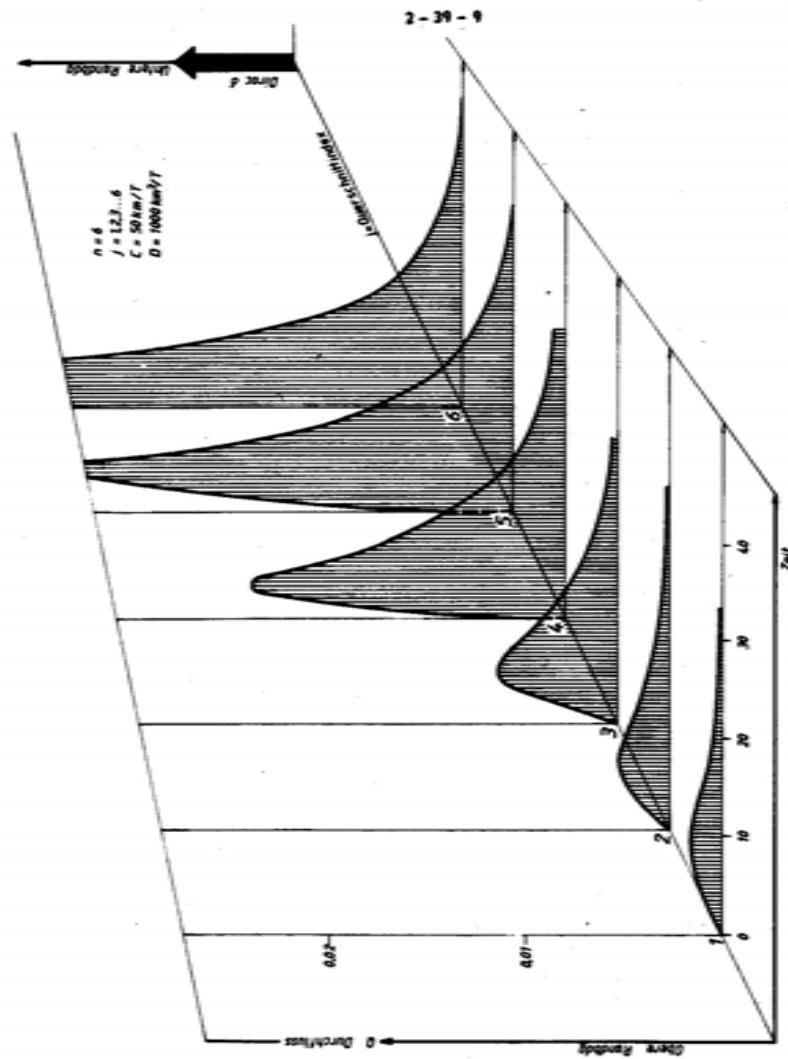


Abbildung 4. UNTERE IMPULSANTWORTEN

© 1978 by Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York

Die Verflachung der Flutwellen entlang einer Flussstrecke lässt sich auf Abb.3. deutlich sehen. Die Beziehung zwischen den oberen und unteren Impulsantworten hängt von der relativen Grösse der Koeffizienten C und D ab. Wie die Abbildungen 3. und 4. zeigen, liegt bei $C = 50 \text{ km/Tag}$ und $D = 1000 \text{ km}^2/\text{Tag}$ der Unterschied bei etwa einer Grössenordnung. Wenn also der Effekt des Zuflusses (d.h. des Rückstaueffektes) zu vergrössern ist, soll nur die Koeffizient D vergrössert werden.

Die Schätzung des Parameters C ist einfacher: er ist praktisch die Abflussgeschwindigkeit der Flutwelle.

Von der Modelldimension n ist die Form der Impulsantworten praktisch unabhängig. Sie bedeutet nur, in wieviel Punkten der diskrete Längschnitt der Fluss-strecke zu bestimmen ist.

4. Zusammenfassung, Schlussfolgerungen

In dem Artikel wurde die Zustandsraum-Beschreibung der parabolischen partialen Differenzialgleichung der linearen Diffusionswelle vorgestellt. Die angewendete Form der Gleichung ist räumlich diskret und in der Zeit kontinuierlich.

Die Impulsantworten des Modells wurden mit Hilfe dessen Zustandübergangsmatrix e^{Ft} berechnet. Die Eigenschaften der Impulsantworten sind durch Anwendung verschiedener Parameteransätze getestet worden.

Das Modell zeigt Eigenschaften, die es für die Beschreibung des Oberflächen- und/oder Durchflusslängschnittes einer Flachlands Fluss-strecke speziell geeignet machen.

Der nächste Schritt der Modelluntersuchung soll die Entwicklung eines optimalen Modelleichungsalgoritmus sein, womit die richtigen Modellparameter auch für einen natürlichen Flussabschnitt bestimmt werden können.

LITERATURVERZEICHNIS

Ambrus,S., Kontur,I. (1984) Runoff simulation with a random walk model, 7th European Meeting on Cybernetics and Systems Research, Vienna, org.bei der Österr. Studien-gesellschaft für Kybernetik, 1984. Apr. 24.-28.

Ambrus, S., Szöllősi-Nagy,A. (1984): On the discretization of the linear diffusion wave equation, J. Hydrology - in Vorbereitung

Rózsa,P. (1974): Lineáris algebra, műszaki alkalmazásokkal, Műszaki Könyvkiadó, Budapest, 1974.

Szöllősi-Nagy, A. (1976): Introductory remarks on the state-space modeling of water res. systems, RM-76-73, IIASA, Laxenburg, Austria

Szöllősi-Nagy, A. (1982): The discretization of the continuous linear cascade by means of state space analysis, J. Hydrology 58, 3-4, 223-236.

Hydrologische Vorhersagen mit Berücksichtigung des Rückstauseeffekts aufgrund der Impulsantworten der linearen Diffusionsgleichung

Die lineare Diffusionsgleichung ist eine Vereinfachung der Saint Venant'schen allgemeinen Differenzialgleichungen des Wasserabflusses: eigentlich eine parabolische partielle Differenzialgleichung zweiter Ordnung. Sie wird linear, wenn die Koeffizienten C (Konvektionskoeffizient) und D (Diffusionskoeffizient) konstant sind im ganzen Abflussbereich. Die ersten und zweiten Ableitungen im Raum werden mit zentralen Differenzen annähert, und auf diese Weise bleibt eine Differenzialgleichung (aber nur in Zeit) zurück, d.h. unser Modell wird diskret im Raum und kontinuierlich in der Zeit.

Гидрологический прогноз с учетом влияния подпора с применением функций влияния линейного диффузионного уравнения

Линейное диффузионное уравнение является параболическим дифференциальным уравнением, которое получается из первого приближения уравнения неустановившегося движения воды. Функция влияния диффузионного уравнения была определена Хаями (1952) для случая свободного нижнего граничного условия. В настоящей работе рассматривается случай, когда оба граничные условия заранее заданы, таким образом можно учитывать влияние подпора с нижнего бьефа участка.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 40

МЕТОД ПОЛУЧЕНИЯ ЕДИНИЧНОГО
МГНОВЕННОГО ГИДРОГРАФА

Шербан, П.

2 - 40 - 1

МЕТОД ПОЛУЧЕНИЯ ЕДИНИЧНОГО МГНОВЕННОГО ГИДРОГРАФА

Шербан Петру

Институт метеорологии и гидрологии, Бухарест, Румыния

Единичный мгновенный гидрограф (ЕМГ) это один из самых важных инструментов изучения процесса дождь - сток. Он представляет собой быструю составляющую функции переноса гидрологической системы (гидрологический бассейн) посредством которой можно смодулировать гидетограмму реального дождя в гидрографе поверхностного стока.

Первый способ получения ЕМГ основывается на интегрировании гидродинамических уравнений стока. Этот способ подхода к проблеме сложный с одной стороны из-за невозможности аналитического интегрирования уравнений, а с другой стороны, из-за недостаточного знания гидравлических характеристик гидрографических бассейнов.

Второй способ определения ЕМГ, полностью несоответствующий первому способу, известен в анализе теории систем под наименованием метода *black-box*. В методах типа *black-box* гидрографический бассейн считается аналогом чёрной коробки (*black-box*), принебрегая любым значением о физике процесса, проходящего в бассейне. Вход и выход из этой коробки, представленные реальным дождём и соответственно гидрографом поверхностного стока, проанализированы для того, чтобы получить функцию переноса системы (ЕМГ).

Между этими двумя крайностями подхода процесса дождь-сток помещаются концептуальные модели ЕМГ /1,2,3/. Эти модели представляют собой логическую цепь некоторых простых концептуальных элементов - бассейны и линейные каналы - которые восстановливают процессы затухания и переноса с одного гидрографического бассейна.

I. УРАВНЕНИЕ ЕМГ

Для получения уравнения ЕМГ предполагается, что изменение ареаграммы реального дождя в гидрограф поверхности стока вызвано процессами переноса и затухания /1/.

Процесс переноса может быть восстановлен с помощью некоторых последовательных линейных каналов (рис.I.а). Каждому линейному каналу i соответствует площадь бассейна F_i , ограниченная двумя последовательными изохронами /2/. Если в гидографическом бассейне площадью F за очень короткий срок выпадает дождь I mm равномерно распределенный по бассейну, тогда в каждом канале i будет собираться количество воды равной $(I \times F_i)$. Это количество переносится без затухания через каналы $i-1, i-2, \dots, I$ до выхода из бассейна. Подразделяя объем воды, существующий в каждом канале на общий объем воды в бассейне $(I \times F)$ получаются ординаты ареаграммы бассейна. Предполагается, что ареаграмма может быть математически выражена уравнением параболы второй степени:

$$A(t) = \frac{6t}{T^3} (T-t) \quad (1)$$

где T представляет собой промежуток времени от прекращения дождя до входления воды в главную гидрографическую сеть.

Полученная ареаграмма интегрирована линейным бассейном, симулирующим процесс затухания, в результате чего получается единичный мгновенный гидрограф.

Функция переноса линейного бассейна дана следующим уравнением:

$$u(t) = \frac{1}{k} e^{-\frac{t}{k}} \quad (2)$$

где k представляет собой постоянную во времени бассейна.

Интегрирование ареаграммы через линейный бассейн может математически выражаться уравнением:

$$Q(t) = \int_0^t u(t-\zeta) I(\zeta) d\zeta \quad (3)$$

где:

$I(\zeta)$ - представляет собой ординату ареаграммы бассейна в момент ζ (рис.I.б.) по уравнению (1);

$u(t-\zeta)$ - ордината функции переноса линейного бассейна в момент $t-\zeta$ по уравнению (2);

$Q(t)$ - ордината в момент t ЕМГ, полученная в результате интегрирования ареаграммы через линейный бассейн, ордината, которую в дальнейшем будем обозначить через $u(t)$;

ζ - переменная интегрирования.

Заменив соотношения (1) и (2) в уравнении (3) с последующим интегрированием получают уравнения ЕМГ для $0 \leq t \leq T$ и соответственно $T \leq t < \infty$

Если: $0 \leq t \leq T$

$$u_1(t) = \int_0^t \frac{1}{k} e^{-\frac{t-\zeta}{k}} \cdot \frac{6\zeta}{T^3} (T-\zeta) d\zeta \quad (4)$$

Интегрируя по частям получаем уравнение ЕМГ для $0 \leq t \leq T$

$$u_1(t) = \frac{6}{T^3} \left[\left(k e^{-\frac{t}{k}} + t - k \right) (T+2k) - t^2 \right] \quad (5)$$

Если: $T \leq t < \infty$

$$u_2(t) = \int_0^\infty \frac{1}{k} e^{-\frac{t-\zeta}{k}} \cdot \frac{6\zeta}{T^3} (T-\zeta) d\zeta = \int_0^T \frac{1}{k} e^{-\frac{t-\zeta}{k}} \cdot \frac{6\zeta}{T^3} (T-\zeta) d\zeta$$

Поступая аналогичным образом и для соотношения (4) получается уравнение ЕМГ для $T < t < \infty$

$$u_2(t) = \frac{6k}{T^3} [(T-2k)e^{\frac{T}{k}} + (T+2k)] e^{-\frac{t}{k}} \quad (6)$$

2. МОМЕНТЫ ЕМГ

Моменты степени R , некоторой функции $f(t)$, относительно начального значения (M_R) и соответственно центра площади (m_R) определены таким образом:

$$M_R(f) = \int_0^\infty f(t) t^R dt \quad (7)$$

$$m_R(f) = \int_0^\infty f(t) (t - M_1)^R dt \quad (8)$$

если $\int_0^\infty f(t) dt = 1$

Соотношения между моментами M_R и m_R могут быть получены на основе развития члена $(t - M_1)^R$ из уравнения (8). Для моментов степени 1, 2 и 3 соотношения следующие:

$$m_1(f) = 0 \quad (9)$$

$$m_2(f) = M_2(f) - M_1^2(f) \quad (10)$$

$$m_3(f) = M_3(f) - 3M_1(f)M_2(f) + 2M_1^3(f) \quad (II)$$

Для постоянной во времени линейной системы между первыми тремя моментами входа (I), выхода (Q) и функциями переноса системы (u) существуют следующие простые соотношения (Nash /3/):

$$M_1(Q) = M_1(I) + M_1(u) \quad (I2)$$

$$m_2(Q) = m_2(I) + m_2(u)$$

$$m_3(Q) = m_3(I) + m_3(u)$$

Для характеристики формы ЕМГ, Nash /3/ исключил эффект масштаба из моментов ЕМГ путём использования некоторых факторов формы (безразмерные моменты) определённые

следующим образом:

$$S_R = \frac{m_R}{(M_1)^R} \quad (I3)$$

Моменты предложенной модели получены соответственно уравнениям (I2) - из суммы моментов линейного бассейна и ареаграммы.

Начальные моменты линейного бассейна получаются заменяя уравнение (2) в соотношении (7):

$$M_1(u) = \frac{1}{k} \int_0^\infty t e^{-\frac{t}{k}} dt = \frac{1}{k} \left[-ke^{-\frac{t}{k}} (t+k) \right]_0^\infty = k \quad (I4)$$

$$M_2(u) = \frac{1}{k} \int_0^\infty t^2 e^{-\frac{t}{k}} dt = \frac{1}{k} \left[-ke^{-\frac{t}{k}} (t^2 + 2kt + 2k^2) \right]_0^\infty = 2k^2$$

$$M_3(u) = \frac{1}{k} \int_0^\infty t^3 e^{-\frac{t}{k}} dt = \frac{1}{k} \left[-ke^{-\frac{t}{k}} (t^3 + 3kt^2 + 6k^2t + 6k^3) \right]_0^\infty = 6k^3$$

Средние моменты линейного бассейна (соотношения 9, I0, II):

$$m_1(u) = 0$$

$$m_2(u) = M_2(u) - M_1^2(u) = 2k^2 - k^2 = k^2 \quad (I5)$$

$$m_3(u) = M_3(u) - 3M_1(u)M_2(u) + 2M_1^3(u) = \\ = 6k^3 - 3k \cdot 2k^2 + 2k^3 = 2k^3$$

Начальные моменты получены заменяя соотношение (I) в уравнении (7)

$$M_1(I) = \frac{6}{T^3} \int_0^T t^2(T-t) dt = \frac{6}{T^3} \left[\frac{t^3 T}{3} - \frac{t^4}{4} \right]_0^T = \frac{T}{2} \quad (I6)$$

$$M_2(I) = \frac{6}{T^3} \int_0^T t^3(T-t) dt = \frac{6}{T^3} \left[\frac{t^4 T}{4} - \frac{t^5}{5} \right]_0^T = \frac{3T^2}{10}$$

$$M_3(I) = \frac{6}{T^3} \int_0^T t^4(T-t) dt = \frac{6}{T^3} \left[\frac{t^5 T}{5} - \frac{t^6}{6} \right]_0^T = \frac{T^3}{5}$$

Средние моменты ареаграммы (уравнения 9, I0, II)

$$m_1(I) = 0 \quad m_2(I) = \frac{T^2}{20} \quad m_3(I) = 0 \quad (I7)$$

Заменяя соотношения (14), (15), (16) и (17) в уравнениях (12) получены моменты представленной модели:

$$M_1(u) = \frac{T}{2} + k \quad m_2(u) = \frac{T^2}{20} + k^2 \quad m_3(u) = 2k^3 \quad (18)$$

Факторы формы ЕМГ следующие:

$$S_2 = \frac{\frac{T^2}{20} + k^2}{\left(\frac{T}{2} + k\right)^2} \quad S_3 = \frac{2k^3}{\left(\frac{T}{2} + k\right)^3} \quad (19)$$

Комбинируя уравнения (19) получаем следующие соотношения между факторами формы S_2 и S_3 ЕМГ:

$$S_2 = \frac{\left[\left(\frac{2}{S_3}\right)^{\frac{1}{3}} - 1\right]^2 + 5}{5\left(\frac{2}{S_3}\right)^{\frac{4}{3}}} \quad (20)$$

3. ВЛИЯНИЕ ФОРМЫ АРЕАГРАММЫ НА ФОРМУ ЕМГ

Ареаграммы большинства природных гидрографических бассейнов могут быть стилизованы в форме параболы, прямоугольника или треугольника в зависимости от характеристик бассейна.

Поступая таким же образом в случае треугольных или прямоугольных ареаграмм как и в случае параболической ареаграммы (параграфы I и 2), были получены уравнения и моменты ЕМГ (таблица I).

Для того, чтобы сравнить формы различных ЕМГ будет использована диаграмма факторов формы (рис. 2). На рисунке представлены связи между S_2 и S_3 для ЕМГ, полученный путём интегрирования параболы, треугольника (экспериментальные случаи $T_p = 0$ и $T_p = T$) и прямоугольника через линейный бассейн.

Связи между S_2 и S_3 для различных моделей описывают ограниченную область, что позволяет утверждать, что форма

ареаграммы незначительно влияет на форму ЕМГ. Это можно заметить и на рис. 3 где были представлены ЕМГ, считая следующие значения для моментов $M_1=10$ часов и $m_2=50$ часов².

Очень маленькая разница между ЕМГ, учитывая ареаграммы различных форм, объяснима если учитывать "сглаживание" ареаграммы в процессе затухания, имеющем место в гидрографическом бассейне.

Рекомендуем использование в практике ЕМГ, полученный из параболической ареаграммы, потому, что имеет более простые уравнения, чем ЕМГ, полученный из треугольной ареаграммы и также точку изменения находящуюся на ветви развития — что больше сближает реальные гидрографы, что является преимуществом относительно ЕМГ, полученному из прямоугольной ареаграммы, не представляющей собой такой пункт изменения.

4. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ МОДЕЛИ

Параметры представленной модели (T и K) имеют физический смысл и поэтому могут быть прямо определены на основе гидрометрических и дождемерных данных.

Параметр T представляет собой промежуток времени от окончания падения дождя и до момента P (рис. 4), когда гидрограф расходов изменяет свою кривизну. Точка P отмечает прекращение поверхностного размыва склонов, после чего имеет место сток акумулирующейся воды главной гидрографической сети.

По этой точке гидрограф расходов может быть описан экспоненциальным уравнением следующей формы:

$$Q(t) = Q_P e^{-\frac{t}{K}} \quad (21)$$

где:

Q_P — стекий расход в момент P ;

K — параметр ветви убывания гидрографа расходов.

Интегрируя уравнение (21) получаем объём стеканий с момента P до конца паводка.

$$V = Q_P \int_0^{\infty} e^{-\frac{t}{K}} dt = -Q_P \cdot k \cdot e^{-\frac{t}{K}} \Big|_0^{\infty} = Q_P \cdot k \quad (22)$$

Из уравнения (22) вытекает параметр K модели

$$k = \frac{V}{Q_P} \quad (23)$$

В заключение можно сказать, что определение параметров модели следуя представленной методологией, необходимо знать момент окончания выпадения дождя и гидрограф поверхного стока.

В случае, если точку P труднее найти, из-за дополнительных дождей по ветви убывания гидрографа, рекомендуется метод моментов для определения параметров T и K модели.

Моменты гидрограммы реального дождя и моменты гидрографа поверхного стока могут быть вычислены используя уравнения (7, 9, 10, II) на основе полученных данных наблюдений и измерений. Используя уравнения (I2) определяются моменты M_1 и m_2 ЕМГ, находящиеся в уравнениях, представленные в таблице I, позволяют расчёт параметров T и K ЕМГ.

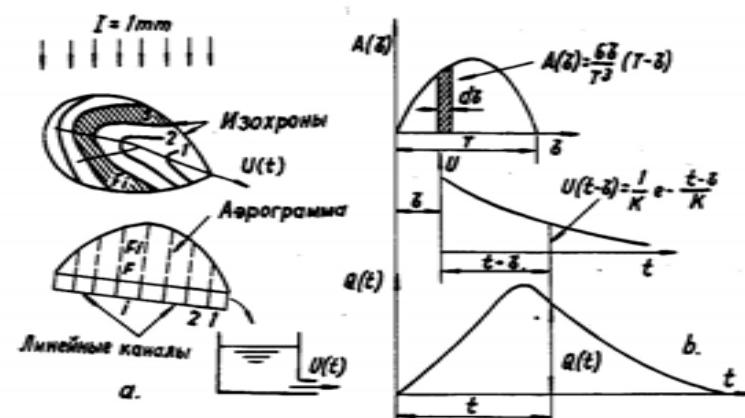


Рис.1 Схема концептуальной модели

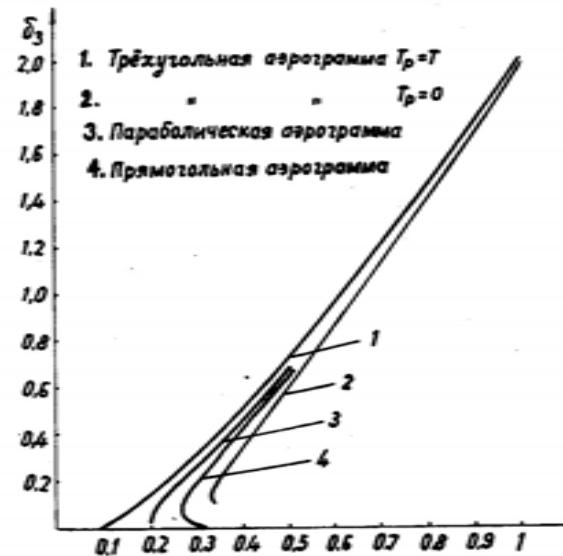


Рис.2 Диаграмма факторов формы ЕМГ

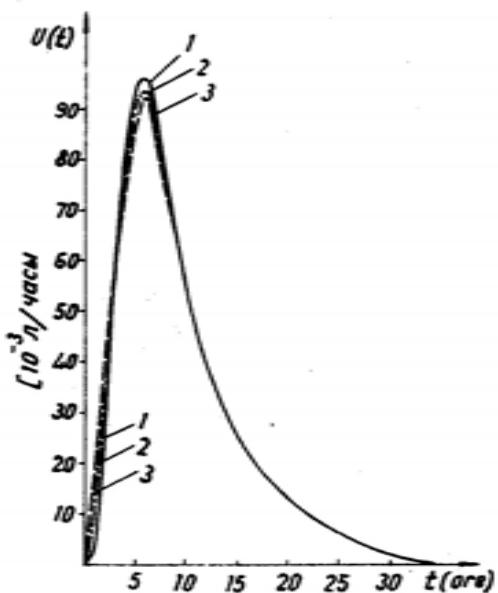


Рис.3 ЕМГ полученные с учётом аэrogramм: (1) параболической; (2) треугольной с $T_p = 1/3 T$ и (3) прямоугольной

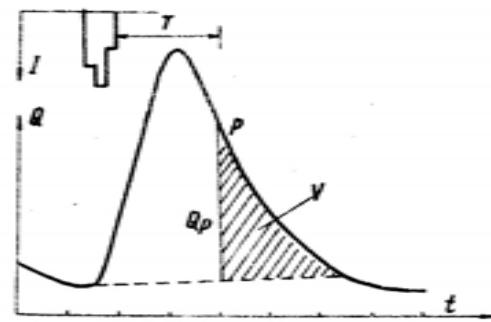


Рис.4 Типовой гидрограф поверхностного стока

таблица 1

№ № ТИП АЭРОГРАММЫ	УРАВНЕНИЯ ЕМГ	ПРЕДЕЛЫ ВАРИАЦИИ	МОМЕНТЫ	ЗНАЧЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ
1	$A_1(t) \approx \frac{1}{T}$ $u_1(t) = \frac{1}{T} (1 - e^{-\frac{t}{T}})$ $u_2(t) = \frac{1}{T} (e^{\frac{T}{3}} - 1) e^{-\frac{t}{T}}$	$0 \leq t \leq T$ $T \leq t < \infty$	$M_1 = \frac{T}{2} + k$ $m_2 = \frac{T^2}{12} + k^2$ $m_3 = 2k^3$	$T = 1,5 [M_1 - \sqrt{33m_2 - 0,33M_1^2}]$ $k = M_1 - \frac{T}{2}$
предположительные	$u_{1,1}(t) = \frac{2}{T_p - T} (ke^{-\frac{t}{T_p}} + t - T)$ $u_{1,2}(t) = \frac{2}{T_p - T} \left[e^{-\frac{t}{T_p}} (T_p - k - t) + kT \right]$ $u_{1,3}(t) = \frac{2}{(T_p - T)^2} \left[e^{-\frac{2t}{T_p}} (T_p - k - t) k e^{\frac{t}{T_p}} \right] + \frac{2}{T_p - T} \left[e^{-\frac{2t}{T_p}} (T_p - k - t) k e^{\frac{t}{T_p}} \right] + ke^{\frac{t}{T_p}}$	$0 \leq t \leq T_p$ $T_p \leq t < T$ $T \leq t < \infty$	$M_1 = \frac{T_p + T}{3} + k$ $m_2 = \frac{T_p^2 - T_p^2 + T^2}{18} + k^2$	если: $T_p = \frac{T}{3}$ $T = 4,5 [M_1 - \sqrt{22m_2 - 0,22M_1^2}]$ $k = M_1 - \frac{4T}{9}$
2	$A_2(t) = \frac{2t}{T_p - T}$ $A_3(t) = \frac{2(t-T)}{T(T_p-T)}$ $u_2(t) = \frac{2}{T_p - T} \left[e^{-\frac{t}{T_p}} (T_p - k - t) k e^{\frac{t}{T_p}} \right] + \frac{2}{T_p - T} \left[e^{-\frac{2t}{T_p}} (T_p - k - t) k e^{\frac{t}{T_p}} \right] + \frac{2}{T_p - T} \left[e^{-\frac{2t}{T_p}} (T_p - k - t) k e^{\frac{t}{T_p}} \right]$	$T \leq t < \infty$	$m_3 = \frac{(T_p + T)(T_p - 2,5T_p + T)}{135}$	
трёхугольные	$A(t)$	$0 \leq t \leq T$		
3	$u_4(t) = \frac{k}{T_p} \left[(ke + t + 2k)e^{-\frac{t}{T_p}} \right]$ $u_5(t) = \frac{6k}{T_p} \left[(T - 2k)e^{\frac{T}{T_p}} + (T + 2k) \right] e^{-\frac{t}{T_p}}$	$0 \leq t \leq T$ $T \leq t < \infty$	$M_1 = \frac{T}{2} + k$ $m_2 = \frac{T^2}{20} + k^2$ $m_3 = 2k^3$	$T = 1,67 [M_1 - \sqrt{2,2m_2 - 0,2M_1^2}]$ $k = M_1 - \frac{T}{2}$

Таблица 1. Характеристики моделей ЕМГ

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Clark, C.O. Storage and the unit hydrograph. ASCE Trans. Vol.100, 1945.
2. Dooge, J.C.I. A general theory of the unit hydrograph Journal Geophysical Research 64, No.2, 1959
3. Nash, J.E. A unit hydrograph study, with particular reference to British catchments. Proceedings of the Institution of Civil Engineers, Vol.17, London, 1960.
4. Vladimirescu, I. Hidrologie, Ed.didactică și pedagogică, București, 1978.

МЕТОД ПОЛУЧЕНИЯ ЕДИНИЧНОГО МГНОВЕННОГО ГИДРОГРАФА

Для выведения уравнения единичного моментального гидрографа предполагается, что изменение гистограммы реального дождя в гидрографе поверхности стока, вызвано процессами добрегания и затухания. Эти процессы могут быть воспроизведены при помощи линейных каналов и линейного резервуара. Количество имеющейся в линейных каналах воды (ареограмма бассейна), интегрируется через линейный канал при использовании интегральной функции конволюции. В заключение работы представлен метод определения параметров единичного моментального гидрографа и влияние формы ареограммы бассейна на форму единичного гидрографа.

METHODE FÜR DEN ERHALT DER AUGENBLICKLICHEN VARIABLEN EINHEITSGANGLINIE

Um die Gleichung der augenblicklichen variablen Einheitsganglinie abzuleiten, wird angenommen dass die Änderung des Histogramms der Nettoregens in der Einheitsganglinie des Oberflächenabflusses auf die Translation und die Transformation. Diese Vorgänge können mit Hilfe einiger linearer Kanäle und eines liniären Wasserbehälters simuliert. Die Wassermenge in den linearen Kanälen (der Areogramm des Wasserbehälters) sind durch einen liniären Wasserbehälter integriert wobei die Konvolutionsintegrale verwendet wird.

Am Ende der Forschungsarbeit wird die Bestimmungsweise der Parameter der augenblicklichen variablen Einheitsganglinie gegeben und der Einfluss der Areogrammform des Wasserbehälters auf die Form der Einheitsganglinie.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДЧНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 41 ОВОЩЕННЫЕ УРАВНЕНИЯ ЕДИНЧНОГО
МГНОВЕННОГО ПЕРЕМЕННОГО
ГИДРОГРАФА

Шербан, П.

2 - 41 - 1

ОБОБЩЕННЫЕ УРАВНЕНИЯ ЕДИНЧНОГО МГНОВЕННОГО ПЕРЕМЕННОГО
ГИДРОГРАФА

Шербан Петру

Институт метеорологии и гидрологии - Бухарест, Румния

Единичный мгновенный гидрограф (ЕМГ) является наиболее важным средством изучения процесса дождь-сток.

Предложенный Норманом в 1932 г. (ЕМГ) в течение последующего периода являлся средством многих теоретических и экспериментальных исследований, предусмотренных для облегчения его использования при прогнозе паводковых волн, максимальных расчётных расходов и компоновке паводковых волн.

Для определения (ЕМГ) было разработано большое количество концептуальных моделей (таблица 1): Lag and route /1/
Нам /3/, Долж /2/, ИМГ /4/ и т.д.

С точки зрения практического применения возникают две важные проблемы, а именно: выбор наиболее подходящей концептуальной модели, отражающей единичные гидрографы в определенной географической зоне и определение единичного гидрографа для неизученных с гидрологической точки зрения бассейнов.

1. Выбор концептуальных моделей ЕМГ

Для характеристики формы ЕМГ Нам /2/ исключил масштабный эффект из моментов ЕМГ, путём использования факторов формы (безразмерные моменты), определённые следующим образом:

$$S_R = \frac{m_2}{(M_1)^R} \quad (1)$$

где: S_k - фактор формы порядка k ,

M_1 - момент первого порядка ЕМГ относительно начала,

M_k - средний момент k степени ЕМГ

Для выбора концептуальных моделей ЕМГ можно использовать диаграмму факторов формы ЕМГ.

С этой целью определялись моменты и факторы формы ЕМГ для 850 паводков, зарегистрированных на 310 гидрометрических станциях на территории Румынии. На их основе была построена диаграмма факторов формы ЕМГ (рис.1), на которой были представлены и соотношения $S_3=f(S_2)$ для наиболее известных моделей ЕМГ (таблица 1).

Из анализа рис.1 можно сделать следующие выводы:

- безразмерные моменты единичных гидрографов для территории Румынии охватывают ограниченную область D ,

- единичные гидрографы для территории Румынии могут быть представлены - в пределах допустимых ошибок - моделью с двумя параметрами,

- для малых бассейнов ($50 < F \leq 300 \text{ км}^2$) рекомендуется модель ИМГ, воспроизводящая более заострённые единичные гидрографы по сравнению с моделью Нам для тех же значений моментов (рис.2).

- для больших бассейнов $300 < F < 1000 \text{ км}^2$ рекомендуется модель Нам с учётом того, что единичные гидрографы более слажены и лучше воспроизводят реальные гидрографы;

- модель 'log and route' может воспроизвести значительное количество реальных гидрографов, особенно, для малых бассейнов;

- другие модели ЕМГ - соответственно модели Крицки-Менкел и Гамма с тремя параметрами - могут быть использованы для определения ЕМГ, когда безразмерные моменты ЕМГ для данного бассейна очень близки к функциональному соотношению $S_3=f(S_2)$, характерному для этой модели.

Для определения различий между гидрографами, расчи-

танными для малых бассейнов, используя модели Нам и ИМГ, определялись /4/ для паводков 10-11.V.1973 г., зарегистрированного на гидрометрической станции площадью 192 км^2 - ЕМГ, соответствующие модели Нам и модели ИМГ.

Применяя эти единичные гидрографы, были рассчитаны гидрографы расходов. Было констатировано, что гидрограф, рассчитанный на основе модели Нам (рис.3) характеризуется меньшим максимальным расходом по сравнению с измеренным, так как ЕМГ, определённый функцией Гамма, более слажен для тех же значений моментов, по сравнению с ЕМГ, определённому моделью ИМГ (рис.2).

2. Обобщённые соотношения ЕМГ

Изучение ЕМГ не только на гидрометрических станциях, осуществляется при использовании обобщённых соотношений морфологических элементов гидрографических бассейнов с элементами ЕМГ. Единичный гидрограф, полученный таким образом, называется единичным синтетическим гидрографом.

Наиболее подходящими обобщёнными соотношениями являются соотношения, в которых возникают моменты ЕМГ /3/, так как их достоинствами по сравнению с имеющимися в литературе по специальности соотношениями, в которые входят такие элементы как: время увеличения ЕМГ, максимальный расход ЕМГ и т.д. является тот факт, что эти моменты учитывают не только определённые частные ординаты, а все ординаты ЕМГ. Кроме этого, располагая обобщением по территории для моментов ЕМГ, можно использовать для иллюстрации ЕМГ любую модель ЕМГ: ИМГ, Нам, Log and route, Крицки-Менкел и т.д.

В результате проведённых анализов предлагается:

- коррелирование времени опоздания (T_L) между центром ложня и центром гидрографа с параметром формы $\frac{L}{\sqrt{T_L}}$ для

каждой интенсивности реального дождя; I_t является уклоном реки;

- коррелирование обратного безразмерного момента второго порядка ЕМГ $\frac{1}{S_2}$ с протяжённостью водотока (L).

При помощи программы МОМЕНТ /4/ определялись моменты ЕМГ для 850 паводков на 310 гидрометрических станциях Румынии, на основе которых выводились обобщённые соотношения, представленные на рис.4 и 5.

При анализе этих соотношений констатировали:

а) для территории Румынии 6 характерных зон с точки зрения ЕМГ;

б) по зоне время запаздывания колеблется обратно пропорционально средней интенсивности центра реального дождя, в степени от 0,38 до 0,5;

в) время запаздывания, рассчитанное для одного и того же параметра и одинаковой интенсивности дождя возрастает от I до VI зоны. Максимальный расход ЕМГ изменяется обратно пропорционально T_L , постепенно снижаясь от I до VI зоны.

I зона, где возникают ЕМГ с наибольшими максимальными расходами и с наименьшим опозданием, характеризуются относительно большими уклонами, пониженной инфильтрацией, незначительным облесением и очень сильными эрозиями.

VI зона, с наиболее низкими максимальными расходами и наибольшими опозданиями, характеризуется относительно небольшими уклонами, очень сильной инфильтрацией и очень незначительной эрозией.

Элементами, отличающими одну зону от другой, являются в первую очередь, степень облесённости и характеристики инфильтрации и застоя в почве.

г) Обратное соотношение моменту второй степени изменяется мало от зоны к зоне и меньше от интенсивности дождя. Вариацией интенсивности дождя фактора $\frac{1}{S_2}$ можно пренебречь.

3. Определение единичного синтетического гидрографа

Для определения единичного гидрографа, в результате дождя продолжительностью D (ЕМГ) в гидрографическом бассейне, неизученном с гидрологической точки зрения, расположенным в определённой физико-географической зоне I-VI, поступают следующим образом:

- применяя соответствующие обобщённые соотношения для интересующей нас зоны, для определённой интенсивности реального дождя определяется T_L и $\frac{1}{S_2}$

- рассчитывается момент 1-ой степени относительно начала (M_1) ЕМГ и средний момент II-го порядка (m_2) ЕМГ при использовании уравнений:

$$\begin{aligned} M_1 &= T_L \\ m_2 &= \Theta_2 \cdot T_L^2 \end{aligned} \quad (2)$$

- для гидрографических бассейнов площадью $50 < F < 300 \text{ км}^2$ рассчитываются параметры модели ИМГ, при использовании уравнений:

$$T = \frac{5}{3} \left[M_1 - \sqrt{1,2 m_2 - 0,2 M_1^2} \right] \quad (3)$$

$$K = M_1 - \frac{T}{2}$$

- для гидрографических бассейнов площадью $300 < F < 1000 \text{ км}^2$ определяются параметры модели Най на основе уравнений:

$$\begin{aligned} k &= \frac{m_2}{M_1} \\ n &= \frac{M_1}{k} \end{aligned} \quad (4)$$

- рассчитываются ординаты ЕМГ на основе уравнений таблицы 1;

- ординаты ЕМГ в конце каждого интервала t продолжительностью D приблизительно равны ординатам ЕМГ во времени t и $t-D$.

4. Применение

Одним из наиболее важных применений единичного синтетического гидрографа является его использование для прогнозов паводковых волн в водохранилищах.

Предположим, что в определённом гидрографическом бассейне выпал сильный дождь продолжительностью 3 часа. Вычитая из этого дождя потери путём в результате инфильтрации, инфильтрации, скопления в поверхностных владивах почвы и т.д. /4/ можно получить реальный дождь за каждый час с интенсивностью $I_1 = 5 \text{ мм/час}$, $I_2 = 10 \text{ мм/час}$ и $I_3 = 1 \text{ мм/час}$.

Гидрографический бассейн имеет следующие морфометрические элементы: $F = 190 \text{ км}^2$, $L = 30 \text{ км}$ и $I_r = 2,9\%$. На их основе выбраны характерные элементы ЕМГ (T_L и $\frac{1}{D_1}$) для каждой интенсивности реального дождя, используя обобщённые соотношения для зоны I. (Рис.4 и 5).

На основе вышеуказанной методологии определяются параметры и ординаты ЕМГ (рис.6), и затем, ординаты единичного гидрографа после дождя продолжительностью 1 час.

Расчёт гидрографа расходов основан на следующих уравнениях:

$$Q_1 = I_1 U_{11}$$

$$Q_2 = I_1 U_{21} + I_2 U_{22}$$

$$Q_3 = I_1 U_{31} + I_2 U_{22} + I_3 U_{13}$$

$$Q_4 = I_1 U_{41} + I_2 U_{32} + I_3 U_{23} + I_4 U_{14}$$

(5)

в которых:

Q_i - ордината гидрографа расходов в момент i ;

I_j - интенсивность реального дождя в момент j ;

U_k - ордината единичного гидрографа в момент i , после дождя продолжительностью D и интенсивностью I . Показатель k относится к интенсивности реального дождя.

К гидрографу поверхностного стока, полученному на основе уравнений (5) добавляется основной расход до паводка, получая таким образом, гидрограф общего стока (рис.7).

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Chow, V.T. Handbook of applied hydrology. Mc.Graw Hill Company, New York, 1971.
2. Dooge, J.C.I. A general theory of the unit hydrograph Journal Geophysical Research 64, No.2, 1959.
3. Nash, J.E. A unit hydrograph study, with particular reference to British catchments. Proceedings of the Institution of Civil Engineers, Vol.17, London, 1960.
4. Serban, P. Prognoza undelor de viitură în bazină amenajate hidrotehnice. Studii de hidrologie, Vol., 52, 1984.

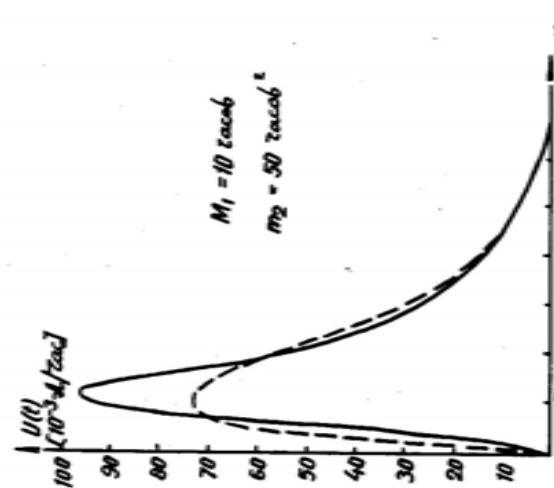
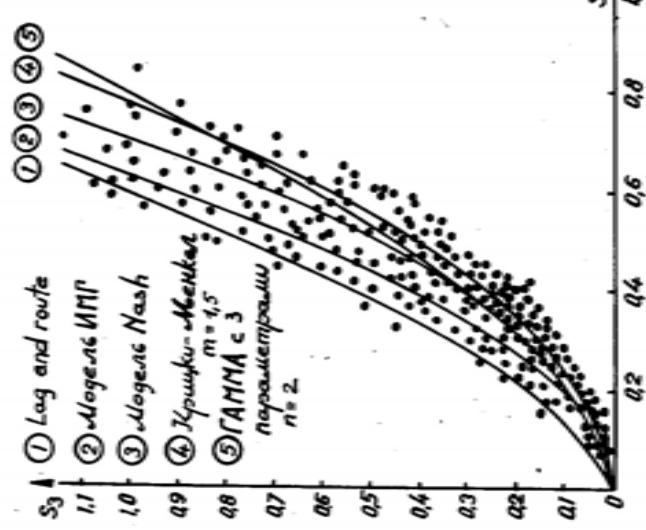


Рис.2 Мгновенное единично гидро-
грады с теми же моментами по
модели НАЗН (—) и ИМГ (—)

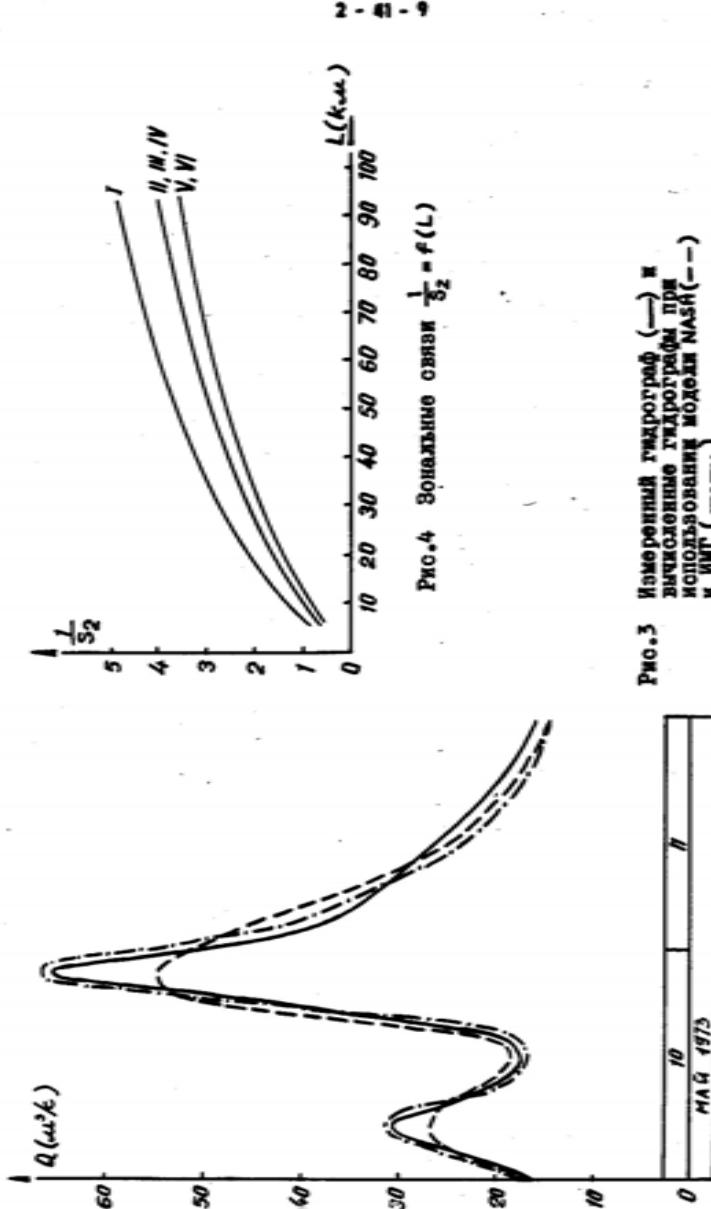
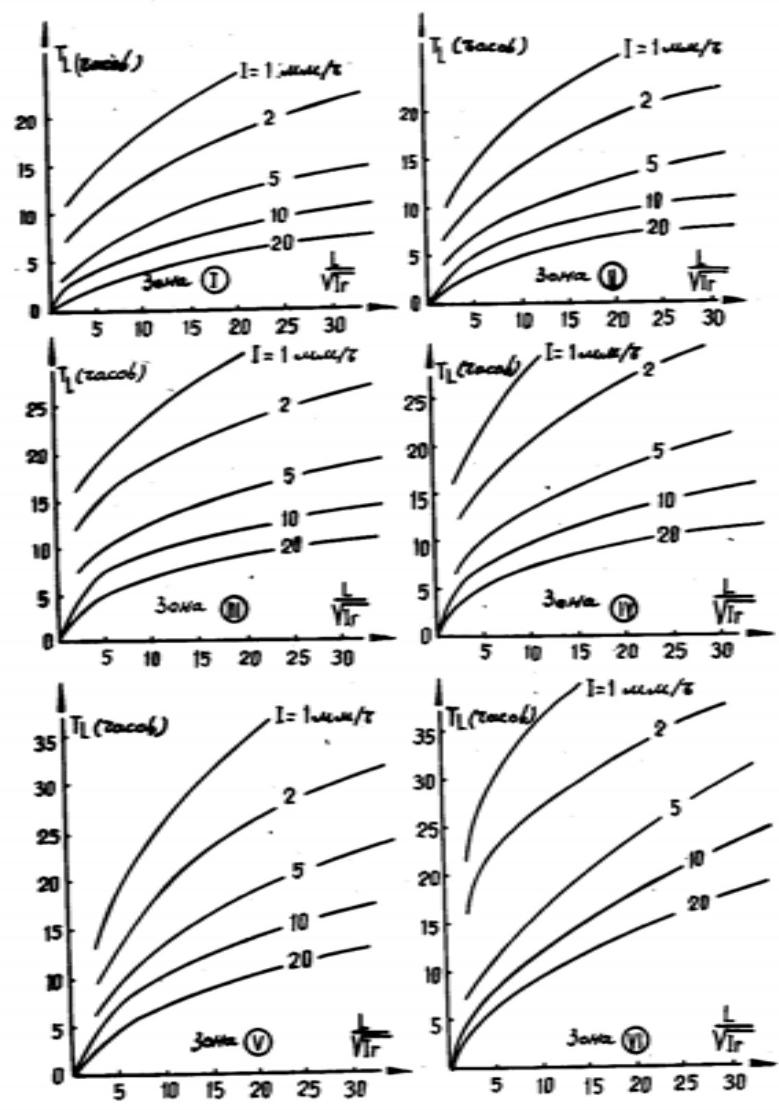


Рис.3 Измеренный гидрограф (—) и
вычисление гидрографа при
использовании модели НАЗН (— —)

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100
Над 1973

2 - 41 - 10

Рис.5 Зональные связи $T_L = f(L/V_f_r)$

2 - 41 - 11

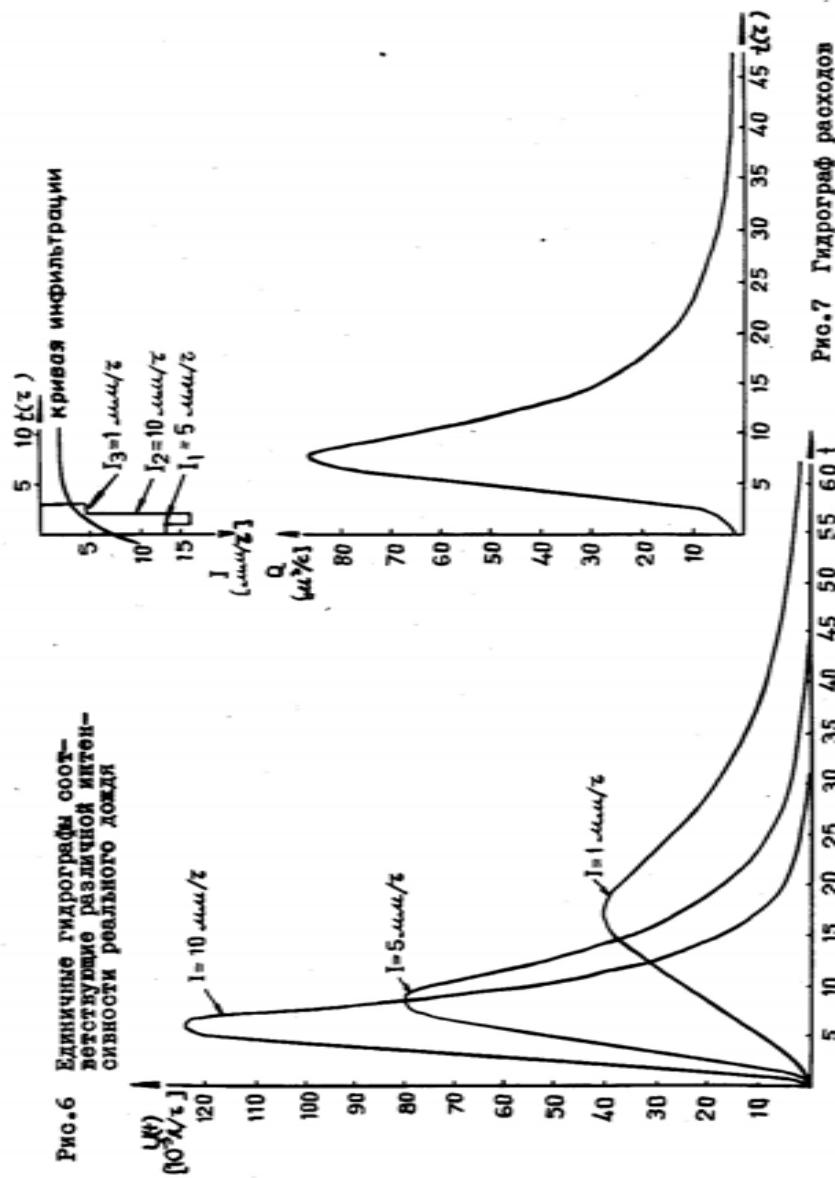


Рис.6 Единичные гидрографы соответствующие различной интенсивности реального дождя

Рис.7 Гидрограф расходов

Характеристики моделей ЕМГ

Модель ЕМГ ¹	Уравнение ЕМГ	График изогибов переменных	Изменение коэффициентов переменных	Зависимые перемен- ные
LAG AND ROUTE (самоизменя- щиеся)	$U_1(t) = 0$ $U_2(t) = \frac{t}{k} e^{-\frac{t-T}{k}}$	$0 \leq t \leq T$ $T \leq t < \infty$	$M_1 = T + k$ $M_2 = k^2$ $M_3 = 2k^3$	$K = \sqrt{m_2}$ $T = M_1 - \sqrt{m_2}$
ММГ (самоизменя- щиеся)	$U_1(t) = \frac{6}{5} / (ke^{-\frac{t}{k}} + t + k) / (T - 2k)^{1/2}$ $U_2(t) = \frac{6k}{5} / ((T - 2k)e^{T/k} + (t - 2k))e^{-\frac{t}{k}}$	$0 \leq t \leq T$ $T \leq t < \infty$	$M_1 = \frac{T}{2} + k$ $m_2 = \frac{T^2}{20} + k^2$ $m_3 = 2k^3$	$S_2 = \frac{7}{3} \left[(M_1 - \sqrt{1.2m_2})^2 \right]^{1/2}$ если $T > 0$, иначе $= 0$
ММГ (самоизменя- щиеся)	$U_1(t) = \frac{1}{k} / (t + k)^{1/2}$ $U_2(t) = \frac{1}{k} / (T - 2k)^{1/2}$	$0 \leq t \leq T$ $T \leq t < \infty$	$M_1 = T + k$ $m_2 = k^2$ $m_3 = 2k^3$	$S_2 = \frac{(t_k^2 - t^2)^{1/2}}{5(\frac{k}{3})^{1/2}}$
ММГ (Бас- сейн)	$U(t) = \frac{1}{k} / \left(\frac{t}{k} \right)^{n-1} e^{-\frac{t}{k}}$	$0 \leq t < \infty$	$M_1 = nk$ $m_2 = nk^2$ $m_3 = 2nk^3$	$K = \frac{m_2}{M_1}$ $T = \frac{M_1}{k}$
ММН < 3 изогибов	$U_1(t) = 0$ $U_2(t) = \frac{1}{k^2 / (n)} \left(\frac{t-x}{k} \right)^{n-1} e^{-\frac{t}{k}}$	$0 \leq t < T$ $T \leq t < \infty$	$M_1 = nk + k^2$ $m_2 = nk^2$ $m_3 = 2nk^3$	$S_2 = \frac{\sqrt{10T^2}}{2}; \quad T = M_1 - \sqrt{2m_2}$ если $T < 0$, иначе $\frac{1}{2} k^2 / n$, должен $K = \frac{M_1}{M_2}$
КРИЦКИ- НЕНЧЕЛ	$U(t) = \frac{m}{k / (m)} \left(\frac{t}{k} \right)^{p-1} e^{-\left(\frac{t}{k} \right)^m}$	$0 \leq t < \infty$	$M_1 = \frac{k^p / (m)}{T(k)}$ $M_2 = \frac{k^{2-p} / (m)}{T(k)}$ $M_3 = \frac{k^{3-p} / (m)}{T(k)}$	$S_2 = 1.5 \text{ минуты}$ $T = \frac{m}{\left(\frac{m}{k} - 1 \right)^{1/m}}$ $K = \frac{1.9M}{n \cdot k^2}$

ОБОВЩЕННЫЕ УРАВНЕНИЯ ЕДИНЧНОГО МГНОВЕННОГО ПЕРЕМЕННОГО
ГИДРОГРАФА

На основе данных о 900 паводках, зарегистрированных на 310 гидрометрических станциях, были отобраны при помощи диаграммы факторов (S_2 , S_3) ЕМГ наиболее подходящие модели для представления множества единых гидрографов для изучаемого гидрографического пространства. Для определения ЕМГ в зависимости от интенсивности реального дождя для бассейнов, неизученных с гидрологической точки зрения, предлагаются два обобщенных уравнения, основывающиеся на моментах единичного гидрографа.

SYNTHETISCHE BEZIEHUNGEN DER AUGENBLICKLICHEN VARIABLEN
EINHEITSGANGLINIE

Auf Grund von mehr als 900 eingetragenen Hochwasser die von 310 hydrologischen Stationen gemessen wurden, wurden nach dem Diagramm der Formfaktoren (S_2 , S_3) der augenblicklichen variablen Einheitsganglinie die entsprechendsten Konzeptmodelle ausgelesen um die Anzahl der Einheitsganglinien des erforschten hydrographischen Raumes.

Um die variable augenblickliche Einheitsganglinie von der Intensität des Nettoregensa abhängig für die hydrologisch unerforschten Einzugsgebiete zu erforschen, werden zwei synthetische Beziehungen vorgeschlagen, die auf die Momente der Einheitsganglinie begründet sind.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



2 - 42 DIE VORHERSAGEVERSION DES
NICHTLINEAREN SCHWELLENMODELLS

Drako, J.

DIE VORHERSAGEVERSION DES NICHTLINEAREN SCHWELLENMODELLS

Drako Jaroslav

Slowakisches Hydrometeorologisches Institut, Bratislava,
Tschechoslowakei

Einleitung

Eines der Schlüsselprobleme bei der Vorhersage hydrologischer Phänomene in der aktuellen Zeit ist die Analyse der Abweichungen zwischen den beobachteten und vorausgesagten Durchflüssen im Lauf des Zeitraums, der seit der Herausgabe der letzten Vorhersage verstrichen ist, und die Nutzung dieser Information zur Erhöhung der Genauigkeit der folgenden Vorhersage. Diese Abweichungen können durch verschiedene Ursachen bewirkt werden, zum Beispiel:

- durch die Unangemessenheit des angewandten Modells
- durch ungenügende Information über den Zufluss aus dem Zwischeneinzugsgebeit
- durch die Qualität der Beobachtungsdaten
- durch unangemessene Wahl des Berechnungsintervalls
- durch unkorrekt optimisierte Modellparameter
- durch fehlerhafte Bestimmung der Anfangsbedingungen der Lösung, u.a.

In der Regel pflegt dies eine Kombination mehrerer der oben angeführten Faktoren zu sein, welche die Entstehung von Abweichungen zwischen dem berechneten und dem beobachteten Hydrogramm im Vorhersageprofil am Wasserlauf bewirken. In den folgenden Abschnitten wird eine Methode beschrieben, die sich mit der Verbesserung der Vorhersagegenauigkeit anhand der Berechnung der Anfangsbedingungen der Lösung vor Herausgabe der folgenden Vor-

hersage in Verbindung mit einer Modifikation der Modelleingabewerte befasst, unter Anwendung eines nichtlinearen Schwellenmodells.

Theorie des nichtlinearen Schwellenmodells

Das nichtlineare Schwellenmodell wurde anlässlich der im Jahre 1982 in Bukarest veranstalteten Konferenz der Donauländer beschrieben /1/. Das Modell basiert auf der Transformation der Flutwelle durch eine Speicherreihe, anhand der Klemešschen Methode /2/. Der Grungedanke des Modells ist die Einführung einer "Schwelle" in die Transformationsfunktion des Speichers, die ihren Ausdruck in der Gleichung

$$Q = QT_i + B_i \cdot (V - VT_i)^{EK_i} \quad (1)$$

findet,

wo: Q = Abfluss aus dem Speicher

V = Volumen im Speicher, entsprechend Q

QT_i = Wert der i-ten Schwelle

VT_i = Volumen im Speicher entsprechend QT_i

B_i = Koeffizient der Transformationsfunktion des Speichers über der Schwelle i

EK_i = Exponent der Transformationsfunktion des Speichers über der Schwelle i .

Für den gewählten Bereich der Durchflüsse, gegeben durch die Grenzwerte QT_i und QT_{i+1} , gilt ein Parameterpaar des Modells B_i und EK_i . Die Berechnung des Wertes Q für das folgende Zeitintervall $j+1$ erfolgt anhand der im Bild 1 dargestellten Methode.

Für jeden Speicher in der Serie wird der errechnete Wert Q'' mit dem Grenzwert der Schwelle QT_i verglichen. Im Falle dass $Q'' < QT_i$, erfolgt die Berechnung gemäß der Funktion, welche den Verlauf der Transformationsfunktion

des Speichers im Bereich der Durchflüsse QT_i und QT_{i+1} zum Ausdruck bringt. Für diesen Bereich der Durchflüsse gelten die Parameter B_{i+1} und EK_{i+1} . Das resultierende Q_{j+1} gleicht dann Q''_{j+1} .

Anfangsbedingungen der Lösung

Die Anfangsbedingungen der Lösung werden durch Werte der Zustandveränderlichen des Systems repräsentiert. Bei Anwendung des nichtlinearen Schwellenmodells sind es die Volumina in den einzelnen Speichern des Systems im gegebenen Zeitpunkt. Während des Stationärzustandes im Wasserlauf sind diese Volumina in jedem Speicher gleich. Während einer Flutsituation, wo es zur Schankung der Wasserstände kommt, sind diese Volumina unterschiedlich und hängen von der Größe des Modelleintritts und von der Form der Transformationsfunktion des Speichers.

Bestimmung der Anfangsbedingungen der Lösung

Zu diesem Zwecke wurde eine inverse Methode zur Bestimmung der Anfangsbedingungen der Lösung – der Volumina in den Speichern des Modells aufgrund des aus dem Modell errechneten Hydrogramms entwickelt. Die Bestimmung der Volumina in den Speichern des Modells für einen beliebigen Zeitpunkt "T" beginnt mit der Bestimmung des Volumens im letzten Speicher des Systems anhand der Gleichung:

$$V = VT_i + \frac{Q - QT_i}{B_i}^{1/EK_i} \quad (2)$$

wo: Q = Abfluss aus dem letzten Speicher in der Zeit T
 QT_i = Wert der i-ten Schwelle

- V_{T_1} = Volumen im Speicher das Q_{T_1} entspricht
 B_i = Koeffizient der Transformationsfunktion des Speichers oberhalb der Schwelle i
 EI_i = Exponent der Transformationsfunktion des Speichers oberhalb der Schwelle i.

Zur Bestimmung des Volumens im N-1 Speicher in der Zeit T ist zuerst der Abfluss aus diesem Speicher in der Zeit T zu bestimmen. Dieser Abfluss repräsentiert zugleich den Eingang P in den folgenden Speicher - N. Der Wert dieses Einganges wird mit Hilfe der Gleichung:

$$P_T^N = Q_T^N + \frac{V_T^N - V_{T-1}^N}{DT} \quad (3)$$

bestimmt, wo:

P_T^N = Eingang in den N Speicher in der Zeit T
 DT = das Berechnungsintervall ist

Das Volumen im Speicher N-1 wird dann bestimmt aus der Gleichung:

$$V_{T-1}^N = Q_{T_1}^{N-1} + \frac{P_T^N - Q_{T_1}}{B_1}^{1/\text{EI}_i} \quad (4)$$

Allgemein:

$$V_{T-K}^N = Q_{T_1}^{N-K+1} + \frac{P_T^N - Q_{T_1}}{B_1}^{1/\text{EI}_i} \quad (5)$$

wo: $K = 1 \dots N-1$

Aus der oben angeführten Theorie folgt, dass zur Bestimmung der Anfangsbedingungen der Lösung im beliebigen Zeitpunkt "T" innerhalb des Systems, das aus "N" Spei-

chern besteht, N Ausgangsordinaten des Hydrogramms bekannt sein müssen.

Regelung der Eingabedaten in Aktueller Zeit

Die Berechnung kann vor der Herausgabe der folgenden hydrologischen Vorhersage durch Modifikation der Eingabewerte so korrigiert werden, dass die Wasserbilanz im Flussabschnitt eingehalten wird. Sieht man, dass eine Situation entstanden ist, bei welcher die Ergebnisse der vorherigen Vorhersage geringer oder grösser sind als die in Wirklichkeit beobachteten Durchflüsse und die Voraussetzung besteht, dass sich die Situation erneut wiederholen wird, kann die folgende Vorhersage dadurch wesentlich verbessert werden, dass man den Unterschied zwischen den berechneten und den beobachteten Daten in weiterer Berechnung berücksichtigt.

Durchflussvorhersage in aktueller Zeit

Die Methode geht von den vorherigen Erwägungen aus und beruht in der zweckdienlichen Kombination der Berechnung der Anfangsbedingungen der Lösung vor der folgenden Vorhersage und in der Regelung der Eingabewerte.

Zuerst wird die Analyse der Abweichungen zwischen der errechneten und beobachteten Einheitsganglinie im Vorhersagequerschnitt. Im Falle einer Störung der Wasserbilanz im Flussabschnitt werden die Eingabedaten korrigiert. Dann werden mittels inverser Methode die Anfangsbedingungen der Lösung für die nächste Vorhersage bestimmt und berechnet. Die Lösung ist in der Abb. 2 dargestellt wo die Berechnungsergebnisse für die Donau im Flussabschnitt Kienstock - Bratislava während der Flutwelle im August 1977 angeführt sind. Die Strichpunkt

- Linie stellt das in Kienstock beobachtete Hydrogramm, die volle Linie das beobachtete Hydrogramm in Bratislava, die gestrichelte Linie das simulierte Hydrogramm in Bratislava und die punktierte Linie stellt das vorausgesagte Hydrogramm in Bratislava dar.

In Tab. 1 sind die Werte der aufgeführten Hydrogramme, die Differenzen zwischen berechneten und beobachteten Durchflüssen, sowie die geregelten Eingabedaten, die zur Vorhersage verwendet wurden, dargestellt.

Schlusswort

Die inverse Methode zur Bestimmung der Anfangsbedingungen der Lösung in der aktuellen Zeit unter Anwendung des nichtlinearen Schwellenmodells in der hydroprognostischen Praxis in Verbindung mit einer Modifikation der Modelleingabewerte stellt für den Hydrologen ein effizientes Werkzeug bei der Herausgabe hydrologischer Vorhersagen dar. Diese Methode ermöglicht ihm, sich jederzeit in den Berechnungsprozess einzuschalten, dessen Verlauf zu korrigieren und die Resultate der Vorhersagen durchgehend zu verbessern.

Literaturverzeichnis

- /1/ Drako, J.: Porogovaja nelinejnaja model gidrologičeskoy sistemy. XI. Konferenz der Donauländer über hydrologische Vorhersagen. Bukarest 1982
- /2/ Klemeš, V.: Zjednodušené řešení transformace povodňové vlny nádrží. Vodohospodářský časopis SAV, VIII, 1969 č.4, s.317
- /3/ Becker, A., Melcher, M., Kose, G.: Up-dating of discharge rating curves by means of mathematical models. Advances in Hydrometry (Proceedings of the Kreter Symposium, July 1982). IAHS Publ. no. 134

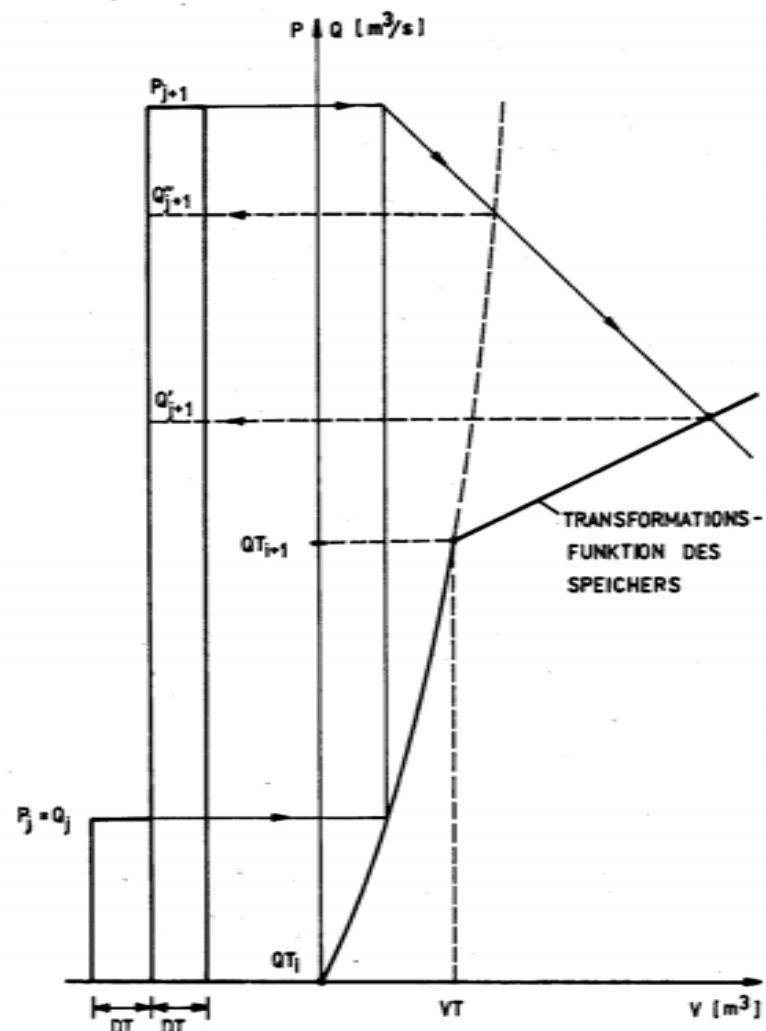


ABB. 1

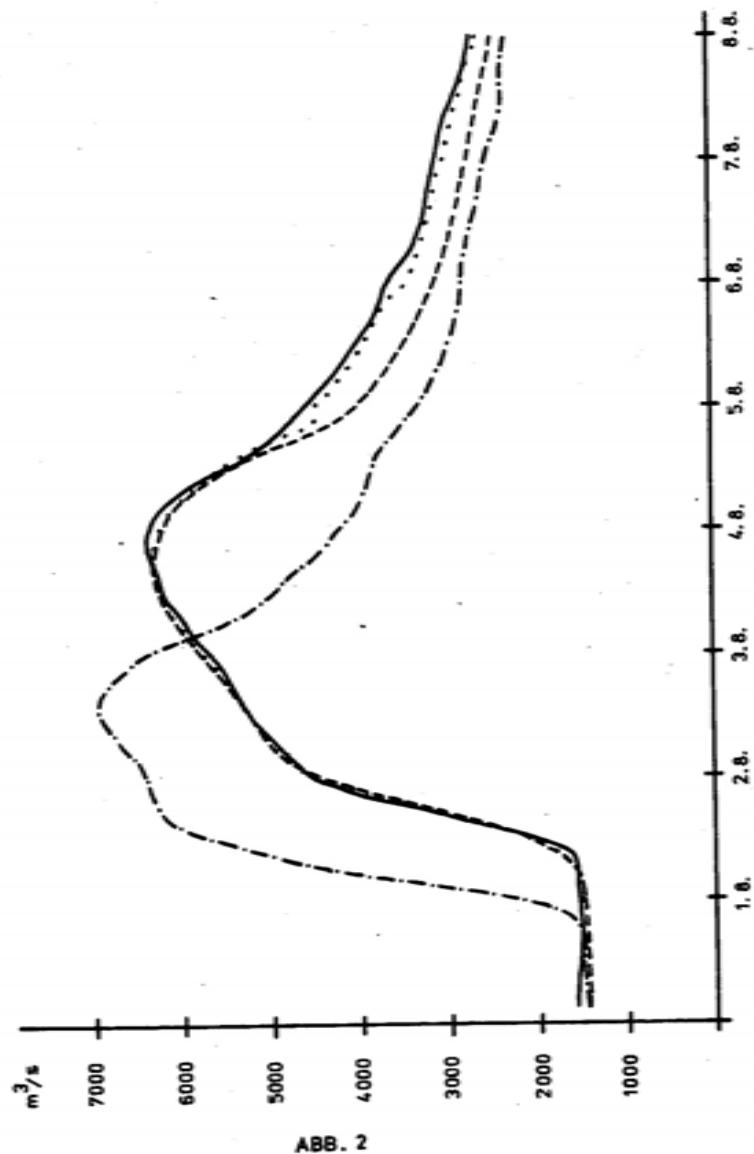


ABB. 2

Tabelle 1

Kienst. (beob.) m^3/s	Bratis. (beob.) m^3/s	Bratis. (sim.) m^3/s	Kienst. (gereg.) m^3/s	Bratis. (vor.) m^3/s	Diff. (2-5) m^3/s
1	2	3	4	5	6
1448.0	1589.0	1448.0	0.0	1448.0	141.0
1464.0	1576.0	1448.0	0.0	1448.0	128.0
1496.0	1550.0	1448.5	0.0	1448.5	101.5
1504.0	1530.0	1449.7	0.0	1449.7	80.3
1480.0	1511.0	1451.9	0.0	1451.9	59.1
1480.0	1491.0	1455.1	0.0	1455.1	35.9
1676.0	1511.0	1459.9	0.0	1459.9	51.1
2184.0	1543.0	1470.0	0.0	1470.0	73.0
3244.0	1556.0	1498.3	0.0	1498.3	57.7
4373.0	1543.0	1575.2	0.0	1575.2	-32.2
5050.0	1630.0	1751.9	0.0	1751.9	-121.9
5660.0	1960.0	2088.6	0.0	2088.6	-128.6
6131.0	2718.0	2610.6	0.0	2610.6	107.4
6269.0	3330.0	3256.8	0.0	3256.8	73.2
6352.0	4060.0	3898.0	0.0	3898.0	162.0
6394.0	4519.0	4419.5	6394.0	4419.5	99.5
6477.0	4717.0	4777.1	6477.0	4777.0	-60.0
6644.0	4883.0	4987.4	6644.0	4986.6	-103.6
6784.0	5039.0	5092.1	6784.0	5090.0	-51.0
6896.0	5195.0	5208.6	6896.0	5202.3	-7.3
6924.0	5315.0	5340.4	6924.0	5325.9	-10.9
6812.0	5429.0	5482.5	6812.0	5454.4	-25.4
6616.0	5520.0	5629.7	6616.0	5582.0	-62.0
6422.0	5650.0	5776.3	6422.0	5768.9	-118.9
5953.0	5836.0	5916.3	5953.0	5908.5	-72.5
5501.0	5935.0	6043.1	5501.0	6035.2	-100.2

Tabelle 1 - Fortsetzung

1	2	3	4	5	6
5175.0	6070.0	6149.7	5325.0	6142.0	-72.0
4954.0	6190.0	6229.3	5104.0	6222.0	-32.0
4787.0	6235.0	6276.4	4937.0	6269.9	-34.9
4553.0	6310.0	6287.5	4703.0	6281.7	28.3
4350.0	6370.0	6260.7	4500.0	6255.6	114.4
4240.0	6340.0	6195.4	4740.0	6169.8	170.2
4046.0	6265.0	6090.9	4546.0	6078.1	186.9
3941.0	6100.0	5943.5	4441.0	5951.8	148.2
3880.0	5850.0	5744.6	4380.0	5785.6	64.4
3820.0	5520.0	5478.0	4320.0	5569.9	-49.9
3770.0	5195.0	5118.6	4270.0	5289.1	-94.1
3604.0	4948.0	4624.2	4104.0	4915.5	32.5
3469.0	4750.0	4246.8	3969.0	4457.4	292.6
3308.0	4585.0	4012.8	3608.0	4475.8	109.2
3189.0	4400.0	3843.4	3489.0	4296.6	103.4
3107.0	4240.0	3703.7	3407.0	4157.1	82.9
3026.0	4120.0	3579.0	3326.0	4035.2	84.8
2963.0	4000.0	3464.5	3263.0	3923.5	76.5
2901.0	3870.0	3359.1	3201.0	3820.7	49.3
2856.0	3770.0	3262.8	3156.0	3726.8	43.2
2821.0	3700.0	3175.8	3121.0	3642.4	57.6
2803.0	3640.0	3098.5	3053.0	3409.7	230.3
2785.0	3500.0	3031.1	3035.0	3333.6	166.4
2759.0	3393.0	2973.1	3009.0	3270.3	122.7
2715.0	3312.0	2923.4	2965.0	3217.6	94.4
2671.0	3240.0	2880.0	2921.0	3172.6	67.4
2618.0	3186.0	2840.5	2868.0	3132.1	53.9
2592.0	3141.0	2802.9	2842.0	3094.0	47.0
2557.0	3096.0	2766.2	2807.0	3056.8	39.2
2522.0	3069.0	2729.9	2772.0	2979.2	89.8

Tabelle 1 - Fortsetzung

1	2	3	4	5	6
2453.0	3033.0	2693.5	2703.0	2939.8	93.2
2392.0	3006.0	2656.2	2642.0	2900.2	105.0
2340.0	2952.0	2617.1	2590.0	2859.4	92.6
2322.0	2853.0	2576.2	2572.0	2817.0	36.0
2340.0	2772.0	2534.8	2590.0	2774.6	-2.6
2340.0	2718.0	2495.0	2590.0	2734.5	-16.5
2314.0	2700.0	2458.8	2564.0	2698.6	1.4
2270.0	2675.0	2426.7	2520.0	2667.2	7.8

DIE VORHERSAGEVERSION DES NICHTLINEAREN SCHWELLENMODELLS

Der Beitrag befasst sich mit der Vorhersageversion eines nichtlinearen Schwellenmodells einer Speicherkaskade. Das Korrigieren der Berechnung vor Herausgabe der folgenden hydrologischen Vorhersage erfolgt anhand einer Analyse der Abweichungen zwischen dem beobachteten und dem berechneten Hydrogramm im Vorhersageprofil. Grundlage besteht in der Methode zur Bestimmung der Anfangsbedingungen für die Lösung in einem beliebigen Zeitpunkt. Diese Methode bildet zusammen mit der Modifikation der Eingangswerte das Wesen der Vorhersageversion des Modells. Die Anwendung der Methode wird durch ein konkretes Beispiel dokumentiert.

ПРОГНОСТИЧЕСКАЯ ВЕРСИЯ ПОРОГОВОЙ НЕЛИНЕЙНОЙ МОДЕЛИ

В статье приведена прогностическая версия пороговой нелинейной модели каскада водоема. Корректирование вычисления перед изданием следующего гидрологического прогноза осуществляется по анализу отклонений между наблюдаемым и вычисленным гидрографом в створе прогноза. Основой является метод для определения начальных условий решения в любом промежутке времени. Этот метод, вместе с обработкой входных величин в модель, представляет сущность прогностической версии модели. Применение метода документировано на конкретной задаче.

KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



Bratislava 21.-22. august 1984

2 - 43 - 1

KURZFRISTIGE ABFLUSSVORHERSAGEN MIT
HILFE DER ROBUSTEN REGRESSION

J.E. Dreher, D. Gutknecht u. W. Kresser
Technische Universität Wien

1. Einsatz von Regressionsmodellen zur Vorhersage

Mehracharegressionsmodelle bilden vielfach die Basis von Verfahren zur kurzfristigen Wasserstands- und Abflußvorhersage. Die Wahl dieser Modelle wird häufig dadurch bestimmt, daß mit der Anwendung der Modelle in der Praxis gute Erfahrungen gemacht wurden und daß die darauf beruhenden Vorhersagegleichungen ohne Schwierigkeiten im aktuellen Vorhersagebetrieb eingesetzt werden können. In den meisten Fällen wäre darüber hinaus kaum die Möglichkeit gegeben, ein Flussgebietmodell zur Vorhersage heranzuziehen, weil einerseits die Voraussetzungen zur Entwicklung eines solchen Modells nur selten gegeben sind und andererseits aus Gründen einer leichten Handhabung und einer besseren Übersicht möglichst einfache, aus nur wenigen Gliedern bestehende Vorhersagegleichungen gewünscht werden.

Voraussetzung für die Aufstellung gültiger Beziehungen nach einer Mehrfachregression ist allerdings, daß die Ein- und Ausgangsdaten nicht mit Unsicherheiten behaftet sind.

- Gerade in diesem Punkt treten jedoch häufig Schwierigkeiten bei der Abflußberechnung auf. Sowohl eigentliche Datenfehler zufolge fehlerhafter Pegelschlüssel und Fehlangaben über Durchflüsse in Flussstrecken mit Staustufen als auch kurzzeitige Störungen des Abflußregimes durch Wehrbetrieb und nicht erfaßte kurzfristige Zubringerzuflüsse können Unsicherheit in die Datensätze eintragen, die zur Eichung eines Regressionsmodells benötigt werden.
- Bei der Entwicklung eines solchen Modells stellt sich sodann die Frage, inwieweit ein auf unsicherer Datenbasis beruhendes Modell den Anforderungen im Prognosefall genügen würde. Zur Beantwortung dieser Frage bie-

tet sich zunächst eine Untersuchung der Fehler, die sich bei der Rückrechnung der bisher beobachteten Ereignisse ergeben, an. Eine direkte Aussage über die Zuverlässigkeit des Modells und seiner Parameter lässt sich daraus jedoch nicht ableiten.

- Mit der vorliegenden Untersuchung sollte versucht werden, einen anderen Weg zur Überprüfung der Zuverlässigkeit eines Regressionsmodells zu beschreiben.

Ausgangspunkt der Bearbeitungen war das Modell für die kurzfristige Abflussvorhersage an der oberösterreichischen Donau, das in seiner allgemeinen Form folgenden Aufbau hat

$$y_t = \sum_i \alpha_i y_{t-i} + \sum_j \sum_k \beta_{jk} x_{j,t-k-d}$$

worin

- y Durchflußdifferenz am Vorhersagepegel innerhalb des gewählten Bezugszeitintervalls Δt
 - x Durchflußdifferenz an den Pegeln im Einzugsgebiet
 - t Zeitpunkt der Vorhersage
 - i Zeitverschiebung ($i \cdot \Delta t$) um i Zeitintervalle
 - k, d... Zeitverschiebungen um k bzw. d Zeitintervalle, wobei k der Laufzeit und d einer Totzeit entspricht
 - α, β ... Koeffizienten
- bedeuten.

Bei der Aufstellung von Vorhersagegleichungen nach diesem Ansatz zeigte sich, daß die Form der erhaltenen Gleichung von Ereignis zu Ereignis schwankte und sich Unterschiede sowohl im Hinblick auf die einbezogenen Variablen als auch bei den berechneten Koeffizienten ergaben. Eine mögliche Ursache dafür könnte im unterschiedlichen Aufbau

der verschiedenen Ereignisse liegen. Eine Analyse der auftretenden Fehler nach ihrer Größe, nach dem Zeitpunkt ihres Auftretens und nach den dabei herrschenden Bedingungen ließ aber auch einen Einfluß einzelner grober Datenfehler sowie verschiedener, immer wieder festzustellender Störungen des Ablaufs der Hochwasserereignisse zufolge von Eingriffen an den Staustufen vermuten.

Es war daher zu testen, inwieweit durch diese Einflüsse das entwickelte Modell verzerrt wurde.

Eine Methode zur Untersuchung der Auswirkung einzelner grober Datenfehler und ähnlicher Ursachen auf die Parameter eines Regressionsmodells ist die Methode der robusten Regression.

2. Die Methode der robusten Regression

Die Schätzung der gesuchten Parameter θ basiert bei der robusten Regression auf der Minimierung einer Funktion $f(e_i)$ der Restfehler e_i des Ansatzes

$$y_i = \sum_{j=1}^p x_{ij} \theta_j + e_i = \hat{y}_i + e_i.$$

Die Schätzfunktion ergibt sich durch Ableitung des Ausdrucks

$$S = \sum_i f'(e_i(\theta_j)) = \sum_i f'(y_i - \sum_j x_{ij} \theta_j)$$

nach den unbekannten Parameterwerten und dessen Nullstellen. Dies führt auf die Gleichungen

$$\sum_i f'(y_i - \sum_j x_{ij} \theta_j) \cdot x_{ij} = 0,$$

wobei f' die Ableitung der Funktion nach den Koeffizienten bedeutet [HUBER, 1981].

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung wurde eine Schätzfunktion gewählt, die so aufgebaut ist, daß Restfehler, die das c-fache des Standardfehlers überschreiten, beschränkt werden. Die Beobachtungen y_i^* , bei denen derartige Fehler auftreten würden, werden iterativ verändert. Mit den geänderten Werten y_i^*

$$y_i^* = y_i \quad , \text{ wenn } |e_i| \leq c \cdot s_i$$

$$y_i^* = \hat{y}_i - c \cdot s_i \quad , \text{ wenn } e_i < -c \cdot s_i$$

$$y_i^* = \hat{y}_i + c \cdot s_i \quad , \text{ wenn } e_i > c \cdot s_i$$

s_i ... Schätzwert des Standardfehlers der e_i ,

c ... Robustheitskoeffizient

wird jeweils eine neue Regression nach dem Kleinste-Quadrat-Verfahren gerechnet. Den Berechnungen liegt ein von DUTTER [1977] erarbeitetes Programm zugrunde.

Um die Wirkungsweise des Verfahrens zu testen, wurden zunächst einige Testberechnungen durchgeführt. Die Basis dazu bildeten zwei synthetische Datensätze. Datensatz 1 ist dadurch charakterisiert, daß 1 Wert grob herausschlägt. Datensatz 2 enthält eine Gruppe von 4 Werten, die in willkürlicher Weise mit "Fehlern" versehen wurden.

Abbildung 1 zeigt die Lage der "Ausreißer" im Vergleich zu den anderen Wertepaaren. Die Abbildung enthält ferner die Regressionsbeziehungen, die sich bei Anwendung der üblichen Methode der kleinsten Quadrate ergeben und in Ergänzung dazu auch die Beziehungen nach der robusten Regression.

Aus einem Vergleich ersieht man, daß im Fall eines einzelnen Ausreißers (Abbildung 1 a) mit Hilfe der robusten Regression das unerwünschte Verzerren der Gleichung ver-

hindert wird. Im Falle der Gruppe von 4 fehlerhaften Werten (Abbildung 1 b) wird das Ergebnis der Berechnungen gegenüber dem bei Anwendung der kleinsten Quadrate zwar etwas verbessert, die systematische Abweichung von der Ausgleichsgeraden für den fehlerfreien Datensatz bleibt aber doch zu einem beträchtlichen Teil erhalten. Es lässt sich daraus erkennen, daß die Wirksamkeit der robusten Regression von den Ausgangsbedingungen abhängt und im Falle der Vorhersagegleichungen nicht in allen Situationen zum Erfolg führen wird.

Eine Anwendung der robusten Regression auf die Ermittlung von Vorhersagegleichungen zeigt das folgende Beispiel. Die Untersuchung bezieht sich auf zwei Hochwasserwellen der oberösterreichischen Donau (Hochwasser 1975 bzw. 1977). Wie ein Blick auf Abbildung 2 a und 3 a erkennen lässt, unterscheiden sich die beiden Ereignisse deutlich voneinander. Das Hochwasser 1975 zeigt einen sehr unruhigen Anstiegsbereich, das Hochwasser 1977 einen gleichmäßigeren, aber sehr steilen Anstieg.

In der Abbildung 2 b und 3 b sind nun den beobachteten 6-h-Differenzen dieser Ganglinien die mit Hilfe der normalen Regression berechneten Differenzen gegenübergestellt. Beim Hochwasser 1975 ergeben sich sehr große Abweichungen in der Anstiegsphase, die vermuten lassen, daß der Zusammenhang zwischen Ein- und Ausgangsgrößen gestört ist. In ähnlicher Weise können die im Rückgangsbereich des Hochwassers 1977 auftretenden starken Durchflußänderungen vom Modell nicht erfaßt werden. Inwieweit die Existenz dieser auf Störungen zurückzuführenden Schwankungen auch von Einfluß auf die Modellgleichungen sein könnte, soll mit Hilfe der Berechnungen mittels der robusten Regression geklärt werden.

In Abbildung 2 c und 3 c sind die Ergebnisse nach der robusten Regression jenen nach der üblichen Mehrfachregression gegenübergestellt. Es zeigt sich, daß die Ergebnisse nur wenig voneinander abweichen. Die Berechnungen nach der robusten Regression führen in weiten Bereichen zu etwas kleineren Fehlern und vergrößern andererseits etwas die größten Abweichungen. Insgesamt gesehen bewegen sich die Änderungen jedoch in einem sehr engen Rahmen.

Die gewöhnliche Regressionsrechnung führte somit zu Beziehungen, die vom Standpunkt der Parameterschätzung aus als relativ stabil angesehen werden können. Dem steht allerdings gegenüber, daß die Abflußerscheinungen in bestimmten Phasen der Hochwässer unabhängig von der gewählten Schätzmethode nicht ausreichend durch die erhaltenen Modellgleichungen wiedergegeben werden. Dies deutet darauf hin, daß Modelle für künstlich beeinflußte Flußstrecken nicht mehr mit empirisch-statistischen Methoden allein entwickelt werden können. Modelle mit entsprechender Zuverlässigkeit müssen in Zukunft alle wesentlichen Einflüsse wie etwa Betriebseinflüsse in ihrer Struktur widerspiegeln um zu ausreichend genauen Vorhersagen zu führen.

LITERATURVERZEICHNIS:

- DUTTER, R.: Numerical solution of robust regression problems: Computational aspects, a comparison.
J.Statist.Comput.simul., 5, pp.207-238, (1977)
- DUTTER, R.: Robuste Regression.
Forschungszentrum Graz, Mathematische Statistische Sektion, (1979).
- HUBER, P.J: Robust Statistics.
John Wiley, New York, (1981)

KURZPRISTIGE ABFLUSSVORHERSAGEN MIT HILFE DER ROBUSTEN REGRESSION

Regressionsmodelle bilden vielfach die Basis von Vorhersageverfahren. Die Entwicklung dieser Verfahren wird dann erschwert, wenn durch grobe Datenfehler oder sonstige kurzzeitige Störungen Unsicherheiten in die Modelle eingetragen werden. Bei Vorliegen solcher Störungen wäre daher zu prüfen, ob die nach der Methode der kleinsten Quadrate ermittelten Modellgleichungen noch zuverlässig sind.

In der vorliegenden Arbeit wurde zur Beantwortung dieser Frage die Methode der robusten Regression angewendet. Mit Hilfe dieser Methode kann der Einfluß einzelner, von der Gesamtheit der Daten stark abweichenden Beobachtungen auf das Modell getestet werden.

Als Testbeispiel wurde ein Modell zur Abflußvorhersage an der Donau gewählt. Die Vergleichsberechnungen ergaben nur geringe Unterschiede in den Ergebnissen nach den beiden Schätzverfahren.

КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ СТОКА ПРИ ПОМОЩИ ПРИБЛИЖЕННОЙ РЕГРЕССИИ

Регрессионные модели во многих случаях образуют основу методов прогнозов. Разработка таких методов затруднена в тех случаях, когда из-за грубо ошибочных данных или в силу других кратковременных возмущений в модели вносятся некоторые неопределенности. Поэтому в случае наличия таких возмущений следовало бы проверить, являются ли еще надежными уравнения моделей, полученные по методу наименьших квадратов.

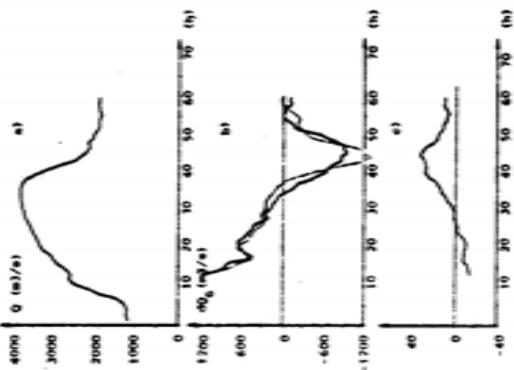
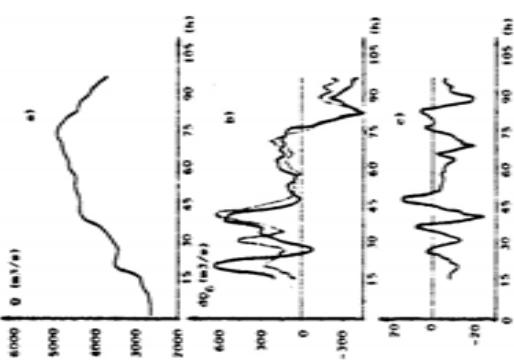
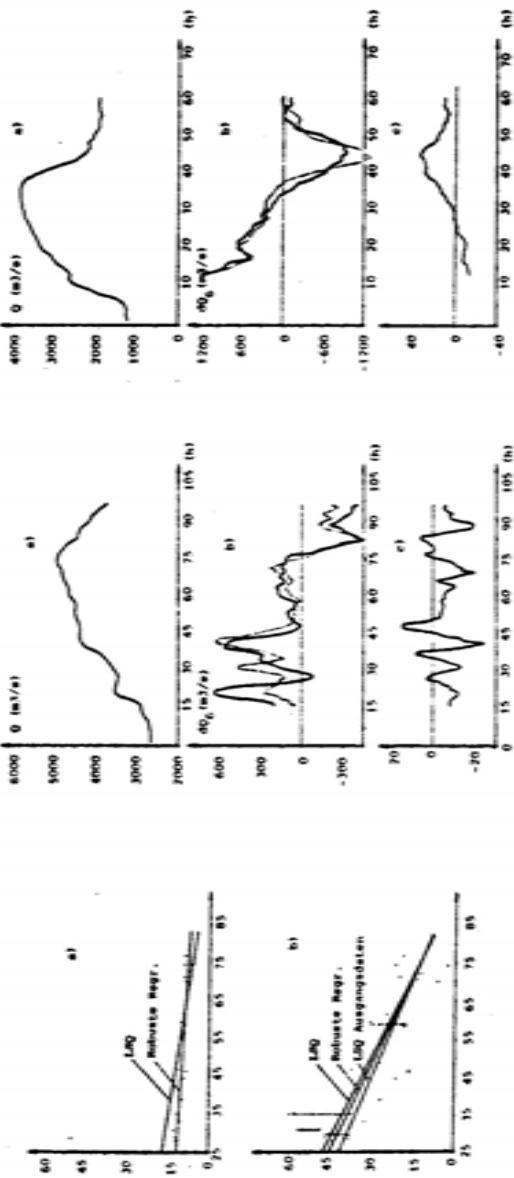
В настоящей работе для ответа на этот вопрос применялся метод приближенной регрессии. При помощи этого метода удается проверить влияние отдельных, сильно отклоняющихся от совокупности данных наблюдений на модель.

В качестве примера проверки была выбрана одна из моделей для прогноза стока на Дунае. Сравнительные расчеты дали лишь незначительные различия в результатах по обеим методам оценки.

Abb. 1. Wechselfelder

Abb. 2.
 a) Hochwasserganglinie 1975
 b) 6-Stunden-Differenzen
 c) 6-Stunden-Differenzen
 gemessen (solid line)
 gerechnet (dotted line)
 d) Differenz der Rechnungen

Abb. 3. a) Hochwasserganglinie 1977
 b) 6-Stunden-Differenzen
 gemessen (solid line)
 gerechnet (dotted line)
 c) Differenz der Rechnungen



KONFERENCIA PODUNAJSKÝCH ŠTÁTOV
O HYDROLOGICKÝCH PREDPOVEDIACH

XIII КОНФЕРЕНЦИЯ ПРИДУНАЙСКИХ
СТРАН ПО ГИДРОЛОГИЧЕСКИМ
ПРОГНОЗАМ

KONFERENZ DER DONAULÄNDER ÜBER
HYDROLOGISCHE VORHERSAGEN



УСЛОВИЯ ЗАВИСИМОСТИ РАСХОДОВ ДЛЯ ОПТИМАЛЬНОГО ГИДРОМЕТРИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА

Миглик Виктор

Словацкий гидрометеорологический институт, Братислава, ЧССР

1. Введение

В статье представлены результаты коллективного исследования зависимости расходов в различных створах водотока, при котором рассматривались ее условия для оптимального гидрометрического прогноза и моделирования стока согласно площади бассейна

Основными элементами всех моделей простой зависимости расходов являются сам расход Q , его координата на оси реального времени наблюдения T и время добегания TAU . Поскольку расходы измеряются во времени, время добегания остается переменной величиной. Причем именно время добегания ставит расходы, наблюдаемые в различных створах водотока, в соответствующую временную позицию для моделирования их взаимозависимости. Поэтому его определение, бесспорно, влияет на достоверность полученной модели с точки зрения возможностей, которые нам дает действительность.

Из этого, наоборот, следует, что знание реального времени добегания является основной предпосылкой для познания зависимости расходов и ее условий для оптимального гидрометрического прогноза, что позволяет и ее дальнейшее использование при оптимальном моделировании в рамках поставленной цели.

2. Схемы зависимости расходов по скорости на пути водотока

Время добегания связано с аналитическим видом зави-

сности расходов, поэтому его нельзя определить прямым измерением, например, с помощью подходящего индикатора или измерения скорости водотока. Для его анализа мы выбрали самый простой линейный вид зависимости по ее логическим условиям, выраженный соотношением:

$$QD(T) = a + b \cdot SQH(T-TAU(I)) \quad (1)$$

где $QD(T)$ = расход в нижнем створе, измеренный в реальном времени T ,
 $TAU(I)$ = время добегания расходов из I -го верхнего створа,
 $SQH(t-TAU(I))$ = сумма расходов из I верхних створов со смещением во времени $t-TAU(I)$, которое их относит к соответствующей временной позиции в нижнем створе.

Как это показывает это общее соотношение, время добегания действительно является основным условием зависимости расходов и без его знания вообще нельзя упомянутую зависимость моделировать. Связано со скоростью VS в км/ч пути водотока L в км. Путь водотока от каждого верхнего створа до нижнего створа, замыкающего расходный узел, известен. Неопределенность времени добегания в таком случае представлена только переменной скоростью, которую, однако, можно изменять в определенном реально ограниченном диапазоне, например от 1 до 12 км/ч, что приблизительно представляет от 0,28 до 3,33 м/с. Таким образом переменная скорость на известном пути водотока создает схему, приводящую расходы из всех верхних створов к взаимной зависимости с результативным расходом в нижнем створе без необходимости предварительного определения времени добегания для каждого из них.

Переменную величину времени добегания в данной схеме мы заменили следующей независимой переменной с различными условиями обозначением DT для каждого верхнего створа, в

результате чего соотношение (1) было приведено к итерационному виду:

$$\begin{aligned} DT(I) &= L(I)/VS \\ QD(T) &= a + b \cdot SQH(T-DT(I)) \end{aligned} \quad (2)$$

Суммированием соотношения (2) в итерационном цикле с единичным отклонением скорости VS в вышеупомянутом диапазоне мы получим 12 различных результатов, которые можно точно сравнить по средней квадратической ошибке. Наименьшая ошибка однозначно определяет оптимальное смещение во времени DT , которое приводит использованные расходы к наиболее тесной зависимости и которое, бесспорно, намечает время добегания. Таким образом соотношение (2) дает новые возможности для познания условий зависимости расходов и для ее оптимального использования при моделировании стока.

3. Время добегания

Было установлено, что оптимальное смещение во времени выразительно проявляется только тогда, когда соотношение (2) рассчитывается для значительно большой доли участия входных расходов в конечном расходе . Поэтому для анализа времени добегания необходимо учитывать все контролируемые притоки из верхних створов узла расходов, доли участия которых в конечном расходе в нижнем створе не должна быть менее 65%. Согласно площасти бассейна данная доля участия достигает приблизительно 70%.

Оптимальное смещение во времени с наименьшей средней квадратической ошибкой при соблюдении граничной доли участия верхних створов в замыкающем створе намечает среднее время добегания. Это изображает таблица № 1, являющаяся сокращенным вариантом прямых выходных данных из вычислительной машины для системы 11 различных волн на Гроне до створа Бреги - из верхних створов Имар над Гроном на главном водотоке и Иарновица на притоке. Доля участия горных створов по площасти бассейна равняется 90%. Оптимальное сме-

щение во времени для всей волны дает скорость $V_S = 8$ км/ч при средней квадратической ошибке 10,86% системы расходов в диапазоне $H = 13359$, что для расстояния $L = 38$ км, километрах расстояния между наиболее удаленными створами, дает среднее время добегания 4,75 ч.

Среднее время добегания большого комплекса расходов различной величины является абстрактным данным, не имеющим физического значения. Поэтому в дальнейшем нас интересовало его разделение согласно величине расходов. При этом снова берется соотношение (2) и его вычисление согласно величине расходов в нижнем створе, разделенных на группы. С возможностями упомянутого анализа и с его результатами знакомит таблица Е 2, являющаяся сокращенным вариантом прямых вычислительной машины для волны с порядковым номером 23 в связи с уже упомянутой таблицей Е 1.

Таблица Е 2 вычисляет коэффициент корреляции зависимости расходов, вычисленный по соотношению (2), разделенный на группы КТ с частотой 1/Т согласно скорости V_S в диапазоне 1-12 км/ч. Демонстрирует всю сложность времени добегания и его аналитического определения через расходы, сопровождаемые неизвестной ошибкой не только по величине, но и по времени появления. Однако, несмотря на это влияние, после исключения неправдоподобных результатов отчетливо проявляется связь оптимального смещения во времени согласно скорости с величиной расхода в нижнем створе QD(KT), о чем говорят данные таблицы Е 2. Самая высокая степень корреляции в группе КТ определяет оптимальное смещение во времени, связанное со средним расходом в данной категории. Мы придерживаемся того мнения, что данное оптимальное смещение, несмотря на все упрощения, соответствует действительному времени добегания в зависимости от величин расхода.

Учитывая возможные ошибки в расходах по величине и

по времени появления, мы считаем, что слишком большие комплексы в группе КТ не дадут значимые результаты. Поэтому мы проводили анализ только для отдельных волн расходов, в результате которого было получено большое количество данных, из которых необходимо исключить неправдоподобные и статистически незначимые величины.

В результате была получена диаграмма, представленная на приложенном рисунке, изображающая зависимость оптимального смещения времени согласно скорости V_S от величин расхода, рассчитанная с помощью таблиц для всех анализируемых волн. Несмотря на обоснованные предположения мы получили широкое точечное поле, одновзначное вычерчивание которого требует большого количества данных для целого диапазона расходов. Однако, выбранный ограниченный комплекс не дает необходимое количество данных для больших величин расходов. Но и в данном случае зависимость оптимального смещения во времени, а следовательно, и времени добегания от величин расхода значительна, что доказывает возможность использования данного метода для анализа условий зависимости расходов.

На основе предполагаемой связи времени добегания с реальной скоростью водотока отсутствующие данные для больших расходов мы попытались дополнить измеренной средней скоростью потока. При этом было установлено, что оптимальное смещение во времени, относительно времени добегания, связано с выразительно большей скоростью, чем реальная измеренная средняя скорость при измерении расходов. Это доказывает, что время добегания расходов для моделей стока нельзя выводить из измеренной средней скорости потока. Причина кроется в сложности формирования волн расходов, возникшей в результате боковой приточности, предшествующей притоку из контролируемых верхних створов и трансформирующей вид результативной волны расходов.

Время добегания имеет точное физическое значение и из него выведены абсолютно логические предположения. Однако, сложность стока и ограниченные технические возможности при его измерении затрудняют его выведение из таких исходных данных. Это подтверждают также предварительные результаты нашего исследования, которое по упомянутым причинам не было закончено.

4. Оптимальный аналитический вид зависимости расходов

Общая схема зависимости расходов по соотношению (2) позволяет объединить все возможные притоки и проверить наиболее подходящий аналитический вид данной зависимости. На Граве для нижнего створа Банска Бистрица с величиной контролируемого притока, равной 60%, средняя квадратическая ошибка аппроксимации по данному соотношению при оптимальной скорости колебалась в диапазоне 1,01-6,04%. Исходя из того, что в диапазоне Зх средняя квадратическая ошибка находится все входные данные, этот результат дает абсолютную ошибку от 3 до 18%, которая находится в допуске предполагаемой абсолютной ошибки расходов. Таким образом простое линейное соотношение (2) оказалось подходящим упрощением сложных условий зависимости расходов и подходящим средством моделирования стока, который достигает достоверности определения расходов. Условием является достаточная, уже упомянутая, доля участия контролированного притока по сумме среднего расхода из верхних створов или по площади бассейна к оптимальный сдвиг времени.

Оба основных условия связаны с интенсивностью стока на площади бассейна. На участке водотока с большой интенсивностью стока высокая доля участия расходов SQH/QD , как правило, достигается только на кратком участке водотока, с которым связано краткое время добегания. Однако, при составлении прогноза необходима как можно большая заблаговременность на границе допустимой ошибки. Учитывая возмож-

ные ошибки расходов, предполагаем, что допустимая средняя квадратическая ошибка линейной зависимости при составлении прогноза равна 10%. Через комбинации различных створов мы вывели минимальную граничную долю участия верхних створов, равную 35% по среднему расходу и равную 40% по площади бассейна.

Повторяю. Ограничивающим условием достоверности модели стока по соотношению (2) для прогноза расходов на границе допустимой ошибки является доля участия контролированного притока, которая не должна бы быть меньше, чем 35%, или доля контролируемой площади бассейна, которая бы не должна быть меньше, чем 40%. Согласно интенсивности стока на площади бассейна следует и достижимое время добегания или, в ином смысле, оптимальное время заблаговременности прогноза. Так что оптимальная заблаговременность является свойством моделируемого участка водотока, связанным с интенсивностью стока согласно площади бассейна.

Оптимальное смещение во времени обуславливает расходы. При этом зависимость (2) предполагает, что данная зависимость линейная, что подтверждает и высокий коэффициент корреляции. Оптимальный аналитический вид аппроксимирующей функции мы проверяли через сравнение с корреляционным отношением, являвшимся общей мерой корреляции. За небольшим исключением, разница между коэффициентом корреляции и корреляционным отношением была незначительная и ее можно было пренебречь. Таким образом было установлено, что зависимость расходов, как мы предполагали, имеет линейный вид, что ее с высокой степенью корреляции представляет соотношение (2), что упомянутое соотношение является ее оптимальным выражением.

Соотношение (2) моделирует сток по зависимости расходов. Если данная простая модель рассчитывается для некоторой величины расхода, средняя квадратическая ошибка не-

ожиданно мала и при ограничивающей самой незначительной длине участка контролируемого притока. Однако, если мы ее при тех же условиях вычисляем из системы различных волн, ошибка резко увеличивается. Одновременно, как сопровождающее явление, отмечается большое расхождение у показателя кратности "b", достигающие 35% средней величины в зависимости от длины участка контролируемого притока. Это говорит о большом влиянии неконтролируемой боковой приточности. Для ее измерения рекомендуется расширение основного вида (2) на новую независимую переменную $QD(T-DT(1))$, представляющую расход в нижнем створе с одинаковым смещением во времени как из наиболее удаленного верхнего створа. В результате ее включение основной вид (2) расширяется на

$$QD(T) = a + b \cdot SQH(T-DT(1)) + c \cdot QD(T-DT(1)) \quad (3)$$

Этот расширенный вид во всех случаях дает меньшую среднюю квадратическую ошибку, чем основной вид (2). Например, ошибка 10,86% в оптимальном смещении во времени при скорости $V3 = 8$ км/ч в табл.1 при включении этого расширенного соотношения (3) при том же самом множестве расходов уменьшилась до 8,09%, что, несомненно, представляет значительную разницу.

Условия формирования стока, различие которых проявляется в различном влиянии неконтролированного промежуточного водосбора, можно разделить на несколько основных типов, например: на равномерное формирование, на меньшую (большую) длину участка неконтролируемого притока, на весенний сток, возникший вследствие таяния снега из низких (высоких) мест и т.д. Мы рекомендуем составлять модель стока для каждого из упомянутых основных типов. Еще одной возможность является использование адаптивного алгоритма из сокращенного комплекса расходов возникшей волны, что требует автоматизированного моделирования стока в реальном времени.

Таблица № 1

Линейная аппроксимация расхода по соотношению $QD(T) = A+B \cdot SQH(T-DT(1))$, где

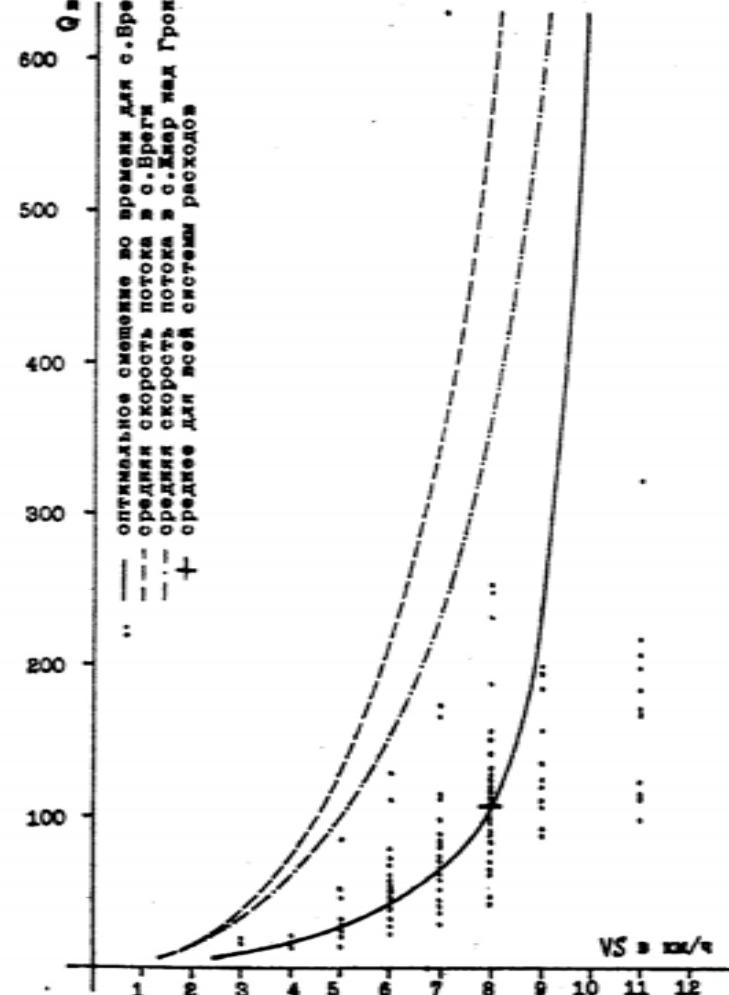
Расчет волны: 19, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28

Станция	L(I) км	V3 км/ч	Коэффициенты регресс. Коэф. коррел.		Средняя ошибка Q %
			A	B	
Мир над Гроном	39.0				
Мариновица	16.6				
Врги	0.0				
Целая волна					
1	13359	20,6194	0,9116	0,7607	57,4
2		2,8622	1,0934	0,9139	55,9
3		-2,7136	1,1501	0,9619	24,1
4		-4,6017	1,1691	0,9784	10,3
5		-5,5186	1,1783	0,9862	14,6
6		-5,6166	1,1815	0,9889	13,1
7		-6,0461	1,1834	0,9906	12,1
8		-6,1000	1,1836	0,9913	11,7
9		-6,1141	1,1838	0,9912	11,7
10		-6,1141	1,1838	0,9912	11,7
11		-6,0670	1,1832	0,9906	11,9
12		-5,9937	1,1823	0,9902	12,3

Таблица № 8

Номер пункта	Номер струи	Коэффициент коррекции расхода на струи	Коэффициент коррекции расхода на струи в зависимости от времени $t_{\text{ст}} = \Delta t_{\text{ст}} + \Delta t_{\text{старт}} + t_{\text{ст}}$											
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	67	16.1	-0.1464	0.1939	-0.0031	0.0443	0.1394	0.0038	-0.1343	-0.1650	-0.1360	-0.1360	-0.1360	-0.1360
2	100	17.0	0.0877	0.1595	0.1599	0.0718	-0.0735	0.0235	-0.0407	-0.0386	-0.0373	-0.0373	-0.0373	-0.0373
3	68	17.9	-0.1845	-0.1709	-0.0087	-0.2448	-0.2449	-0.2770	-0.2445	-0.2445	-0.2445	-0.2445	-0.2445	-0.2445
4	66	19.0	0.4943	-0.4470	0.4921	0.3688	0.4772	0.4981	0.4844	0.4844	0.4844	0.4844	0.4844	0.4844
5	23	20.7	0.4877	0.4943	0.4943	0.4910	0.4774	0.4881	0.4981	0.4981	0.4981	0.4981	0.4981	0.4981
6	40	21.3	-0.2059	0.2077	-0.2057	0.1339	0.4923	0.4820	0.4848	0.4737	0.4737	0.4737	0.4737	0.4737
7	49	21.8	0.1849	0.1570	0.1584	0.0856	0.0741	0.0834	0.1371	0.1791	0.1791	0.1791	0.1791	0.1791
8	45	20.0	0.0859	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
9	25	62.6	0.0591	0.0058	0.0468	0.0394	0.1839	0.1870	0.1749	0.1532	0.1532	0.1532	0.1532	0.1532
10	29	62.6	-0.0764	0.0748	-0.1459	0.1847	-0.0013	0.3974	0.7893	0.8903	0.7619	0.7619	0.7619	0.7619
11	24	75.3	0.0000	0.0108	0.9913	0.8976	0.0003	0.0009	0.9764	0.9899	0.9870	0.9870	0.9870	0.9870
12	20	65.4	0.3877	0.3198	0.1598	0.0818	0.1303	0.1544	0.3770	0.5143	0.5143	0.5143	0.5143	0.5143
13	32	67.5	0.2897	0.2774	0.2648	0.2754	0.2889	0.2792	0.2792	0.4763	0.4994	0.4994	0.4994	0.4994
14	36	62.3	0.0971	0.0098	0.7651	0.2372	0.0452	0.0457	0.0457	0.0740	0.0839	0.0839	0.0839	0.0839
15	34	59.6	-0.0071	0.0007	0.1817	-0.1299	-0.0343	0.0448	0.2358	0.7084	0.5419	0.5419	0.5419	0.5419
16	34	100.3	0.0775	0.0974	0.0771	0.9147	0.9440	0.9805	0.9805	0.9998	0.9977	0.9977	0.9977	0.9977
17	39	113.9	0.0719	-0.0651	-0.0003	0.0013	0.1032	0.2048	0.4373	0.9307	0.7058	0.7058	0.7058	0.7058
18	44	119.7	-0.4430	-0.2494	-0.4404	-0.5107	-0.7143	-0.4469	-0.3439	-0.2439	-0.2439	-0.2439	-0.2439	-0.2439
19	37	132.5	0.0863	0.1088	0.1630	0.5630	0.6876	0.7002	0.6107	0.6107	0.6090	0.6090	0.6090	0.6090
20	39	130.3	-0.1135	-0.0108	0.0004	-0.0004	0.0349	0.0904	0.2810	0.5417	0.5171	0.5171	0.5171	0.5171
21	36	129.5	0.1519	0.1794	0.1794	0.2445	0.3757	0.5003	0.6953	0.9144	0.9144	0.9144	0.9144	0.9144
22	35	148.6	-0.1789	0.0838	0.1959	0.2290	0.3854	0.4075	0.4736	0.4736	0.4039	0.4039	0.4039	0.4039
23	41	134.3	-0.1383	-0.3973	-0.2748	-0.1160	0.0943	0.2236	0.4864	0.5399	0.5399	0.5399	0.5399	0.5399
24	39	181.7	-0.0719	-0.0794	-0.0794	-0.0107	0.1379	0.4946	0.5108	0.7477	0.8491	0.8491	0.8491	0.8491
25	29	184.0	-0.0703	0.2904	0.2159	0.2957	0.3937	0.5781	0.8739	0.8973	0.7770	0.7770	0.7770	0.7770
26	29	109.4	0.2077	-0.1870	-0.0933	-0.0887	0.1382	0.2190	0.4063	0.4921	0.4921	0.4921	0.4921	0.4921
27	27	824.1	0.0843	0.0703	0.0402	0.1045	0.1809	0.3463	0.3073	0.2340	0.1343	0.1343	0.1343	0.1343
28	30	829.0	-0.0953	-0.0108	-0.0238	0.0489	0.1574	0.2377	0.3413	0.4919	0.5300	0.5300	0.5300	0.5300
29	36	875.4	-0.1870	-0.0744	0.0437	0.1837	0.2041	0.2713	0.3643	0.4947	0.5937	0.5937	0.5937	0.5937
30	37	308.4	0.2379	0.1839	0.1089	0.7586	0.8371	0.8655	0.8913	0.9089	0.7989	0.7989	0.7989	0.7989
31	39	117.5	0.1798	0.0007	0.9579	0.9829	0.9829	0.9829	0.9829	0.9829	0.9829	0.9829	0.9829	0.9829

Оптимальное смещение во времени по величине расхода на Гроне для створа Браги



УСЛОВИЯ ЗАВИСИМОСТИ РАСХОДОВ ДЛЯ ОПТИМАЛЬНОГО ГИДРОМЕТРИЧЕСКОГО ПРОГНОЗА

Статья дает общую схему зависимости расходов в различных створах водотока, в которой переменная величина времени добегания выражена через смещение во времени по скорости за пути водотока. Через скорость в итерационном цикле с реальным диапазоном на известном пути водотока ищется оптимальное смещение во времени, которое ставит расходы в наиболее тесную зависимость.

Обсуждаются возможности, которые данная схема дает для познания условий зависимости расходов, для ее оптимального аналитического вида, для ее оптимального использования в гидрометрических прогнозах и при моделировании стока. Рассматривается возможность анализа времени добегания, выводимого из оптимального смещения во времени по величине расходов.

ABHÄNGIGKEITSBEDINGUNGEN DER DURCHFLUßMENGEN ZWECKS OPTIMALER HYDROMETRISCHER VORAUSSAGE

Im Beitrag wird ein allgemeines Schema der Abhängigkeit der Durchflußmengen von den verschiedenen Stromprofilen gegeben, in dem die unbekannte Durchflußdauer durch die Zeitverschiebung je nach Geschwindigkeit an der Strömungsstrecke ersetzt wird. Durch die Veränderung der Geschwindigkeit im Iterationszyklus mit einer realen Reichweite an einer bekannten Flußstrecke wird die optimale Zeitverschiebung gesucht, die eine möglichst enge Abhängigkeit zwischen den Durchflußmengen herstellt.

Es werden die Möglichkeiten diskutiert, die dieses Schema für die Erkenntnis der Abhängigkeitsbedingungen der Durchflußmengen, für deren analytische Form, für ihre optimale Nutzung in hydrometrischen Voraussagen und zur Modellierung des Abflusses eröffnet. Es wird die Möglichkeit der Analyse der Durchflußdauer erörtert, die von der optimalen Zeitverschiebung nach der Größe der Durchflußmengen abgesetzt wird.