

**TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
WIEN**

**VIENNA
UNIVERSITY OF
TECHNOLOGY**

DISSERTATION

Identifikation detaillierter Abflussmodelle

(Identification of distributed runoff models)

ausgeführt zum Zwecke der Erlangung des akademischen Grades eines Doktors der technischen Wissenschaften unter der Leitung von

A.o. Univ. Prof. Dipl.-Ing. Dr. techn. Günter Blöschl

E222

Institut für Wasserbau und Ingenieurhydrologie

eingereicht an der Technischen Universität Wien
Fakultät für Bauingenieurwesen

von Dipl.-Ing. Christian Reszler

9025586

Stauraczgasse 4/16, 1050 Wien

Wien, im Juni 2007

Identifikation detaillierter Abflussmodelle

Kurzfassung

Für zahlreiche wasserwirtschaftliche Fragestellungen ist der Einsatz von hydrologischen Modellen erforderlich. Dazu zählen Hochwasservorhersage, Ermittlung von Bemessungshochwässern, Abschätzung der verfügbaren Wasserressourcen und Untersuchungen des Einflusses anthropogener Eingriffe auf das Abflussregime. Detaillierte Modelle erlauben es, die ablaufenden Prozesse räumlich differenziert abzubilden. Die Struktur und die Parameter des Modells werden in der Regel aus der Systemantwort, den Abflussdaten, erschlossen, d. h. identifiziert. Dies wird jedoch durch die Komplexität des Systems erschwert.

Die vorliegende Arbeit stellt eine Methode zur Identifikation von Struktur und Parametern detaillierter Niederschlag-Abflussmodelle vor. Die Idee ist dabei, durch eine Kombination unterschiedlicher Datenquellen mit jeweils unterschiedlicher Aussagekraft die Bandbreite der gesuchten Parameterwerte und Strukturgleichungen einzuengen. Dadurch wird die Extrapolierbarkeit auf große Ereignisse verbessert. Die Umsetzung dieses Konzeptes wird am Beispiel der Modellkomponenten des Hochwasservorhersagesystems am Kamp beschrieben.

Die erste Modellkomponente beschreibt die Abflussbildung und Abflusskonzentration im Gebiet. Für diese Komponente wird ein kontinuierliches Modell herangezogen, das auf Rasterbasis die Bodenfeuchte bilanziert. In Kapitel 2 wird eine systematische Vorgangsweise der Identifikation der Parameter für jedes Rasterelement vorgestellt, die aus den folgenden fünf Schritten besteht: Setzen von *a priori* Parameterwerten; Feinabstimmung der räumlichen Muster durch spektrale Entmischung; Parametereichung (Feinabstimmung); Feinabstimmung der Modellstruktur; Plausibilitätskontrolle der simulierten räumlichen Muster.

Die zweite Komponente beschreibt den Wellenablauf in den Flussstrecken, welche die Teilgebiete verbinden. Die Schwierigkeit liegt hier darin, dass es sich um kleine Gebiete handelt, bei denen die seitlichen Zuflüsse groß sein können im Vergleich zum Durchfluss im Hauptgerinne, wodurch die Wellenformen beeinflusst werden. Für eine derartige Situation stellt Kapitel 3 eine Methode zur Bestimmung der Parameter des Wellenablaufmodells vor, die ebenfalls aus fünf Schritten besteht: Setzen von *a priori* Parameterwerten aus einer Analyse der topographischen Verhältnisse, Luftbildern und Wasseranschlaglinien; Analyse von Abflussdaten; Aneicherung des Wellenablaufmodells an die Ergebnisse detaillierter hydrodynamischer Modelle; Kombination der Informationen zur Erfassung der Nichtlinearität im Wellenablauf; Feinabstimmung der Parameter unter Einbeziehung eines Niederschlag-Abflussmodells.

In Kapitel 4 wird das Gesamtmodell im Zuge des Identifikationsprozesses plausibilisiert. Im Vordergrund steht dabei nicht eine bestmögliche Anpassung der Simulation an die Beobachtung, sondern das Verständnis der ablaufenden Prozesse und Mechanismen.

Aufbauend auf dem „Dominant Processes Concept“ werden drei Ereignistypen unterschieden: Schneebeeinflusste Ereignisse, konvektive Ereignisse und advective Ereignisse. Zusätzlich wird eine saisonale Analyse durchgeführt. Diese differenzierte Betrachtung erleichtert die Identifikation und Plausibilisierung des Modells.

Das fünfte Kapitel befasst sich mit dem Fall, bei dem sich eine wasserwirtschaftliche Speicherkette im Flussgebiet befindet. Das Einzugsgebiet liefert den Input in die Speicherkette, und umgekehrt liefert die Speicherkette einen Input in andere Teilgebiete, die durch das hydrologische Modell beschrieben werden. Kapitel 5 stellt eine Methode vor, das hydrologische Verhalten der Speicherkette zu beschreiben. Der Ansatz ist als regelbasiertes Simulationsmodell formuliert, um auch nicht quantitativ vorliegende Informationen einzubeziehen. Die Berechnung der zukünftigen Steuerung der Verschlussorgane (Turbinen, Hochwasserentlastung) erfolgt nach Regeln, die unter Einbeziehung des Betreibers in einem iterativen Prozess entwickelt wurden. In den Regeln sind die Bewirtschaftungsziele des Betreibers aus der bisherigen Praxis implizit enthalten.

Identification of distributed runoff models

Abstract

Hydrological models are needed for numerous applications in water resources management. These include flood forecasting, estimation of design discharges, assessment of available water resources, and analysis of the impact of anthropogenic activities on the runoff regime. Distributed models represent the relevant hydrological processes in a spatially explicit way. The structure and the parameters of such models are usually back calculated or identified from the observed system response which are the streamflow hydrographs. However, this process is complicated by the complexity of such systems.

This thesis presents a method of identifying the structure and the parameters of distributed rainfall runoff models. The idea is to reduce the uncertainty of the estimated parameters and model equations by combining various sources of information that differ in terms of their information content. This procedure enhances the capability of the model to extrapolate to extreme events. The proposed concept is illustrated by the example of the model components of the flood forecasting system at the Kamp river in Austria.

The first model component represents runoff generation and runoff concentration at the catchment scale. A continuous model is used that accounts for soil moisture on a grid basis. Chapter 2 proposes a structured approach of identifying the parameters of each grid element. The approach consists of five steps: Setting *a priori* parameters; fine tuning the spatial patterns by spectral unmixing; parameter calibration (fine tuning); fine tuning the model structure; plausibility check of simulated spatial patterns.

The second component represents runoff routing in the streams that connect the sub-catchments. The difficulty is that these are small catchments where lateral inflows can be large relative to the discharge in the main stream, so may significantly affect the shape of the hydrographs. For this type of problem, chapter 3 proposes an approach of identifying the parameters of the routing model that, again, consists of five steps: Setting *a priori* parameters based on topography, aerial photographs, flood marks and field surveys; analysing runoff data; calibrating the routing model to the results of hydrodynamic models; combining these pieces of information to allow for non-linearities in the routing process; fine tuning of the parameters to events where lateral inflows are estimated by the rainfall runoff model.

Chapter 4 consists of a plausibility check of the entire model as part of the identification process. The focus is on understanding the processes and mechanisms that are operative in the catchment under certain conditions rather than on fitting the model to the observation data. Based on the "dominant process concept" three types of events are examined: snow melt induced events, convective events, and advective events. In addition, the model simulations

are analysed on a seasonal scale. This stratification facilitates the identification and plausibility check of the model.

The fifth chapter is concerned with the case of reservoirs in the catchment. The upstream catchment provides the input to the reservoirs and, conversely, the reservoirs provide input to the downstream parts of the catchment as represented by the hydrological model. Chapter 5 proposes a method that represents the hydrological characteristics of the reservoir system. It is formulated as a rule based simulation model which facilitates the representation of non-quantitative information. The future operation of turbines and spillway gates is simulated based on a set of rules which have been developed in an iterative way in collaboration with the reservoir operator. The rules embody the main objectives of reservoir operation.

Danksagung

Gerne möchte ich mich bei all jenen bedanken, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. An erster Stelle gilt hier mein Dank Prof. Günter Blöschl, der nicht nur mein Betreuer war, sondern in all den Jahren am Institut als Förderer und Mentor meinen Blick immer wieder auf das Wesentliche lenkte. Besonders dankbar bin ich für die Zeit, die er mir gewidmet hat, in der er mich mit seinem Wissen und seinen Erfahrungen in meinem Arbeiten entscheidend geprägt hat.

Des Weiteren bin ich Prof. Gutknecht für die zahlreichen Anregungen und die konstruktive Kritik zu großem Dank verpflichtet. Seine Begeisterung, die Vorgänge in der Natur erklären zu wollen, hat sich in den Jahren, in denen ich an seinem Institut mitarbeiten durfte, auf mich übertragen.

Mein besonderer Dank gilt auch meinen Kollegen: Allen voran Jürgen Komma, der meine Arbeit durch seine Programmierfertigkeiten erheblich erleichtert und beschleunigt hat, und Thomas Nester, für den regen geistigen Austausch und vor allem dafür, dass er sich zum Abschluss die Mühe gemacht hat, die einzelnen Kapitel sehr genau und streng auf Fehler durchzusehen. Weiters möchte ich mich bei meinen beiden Kollegen Jon Olav Skøien und Ralf Merz bedanken, für die vielen fruchtbaren und aufheiternden Gespräche „zwischen durch“, und natürlich bei allen übrigen Kollegen am Institut, mit denen sich aus so mancher Kaffeepause eine spannende Diskussion entwickelt hat.

Große Teile dieser Arbeit entstanden im Rahmen des Projekts „Hochwasservorhersage Kamp“ im Auftrag der niederösterreichischen Landesregierung und der EVN-AG, bei denen ich mich für die Förderung, die bereitgestellten Daten und die gute Zusammenarbeit bedanke. Insbesondere gilt mein Dank Ing. Erich Binder, der mir als Betriebsleiter in Ottenstein nicht nur Einblicke in das Kraftwerkssystem und seine tägliche Arbeit gewährte, sondern auch hydrologisch interessante Informationen über „sein“ Einzugsgebiet beisteuerte.

Schließlich möchte ich mich von ganzem Herzen bei meinen Eltern bedanken, die mir diese Ausbildung ermöglicht haben und bei Birgit, die mich mit viel Geduld und Liebe auf meinem Lebensweg begleitet.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung und Zielsetzung	1
2. Fünf Schritte zur Identifikation flächendetaillierter Abflussmodelle	3
2.1 Einleitung	3
2.2 Untersuchungsgebiet und Modellstruktur	5
2.2.1 Untersuchungsgebiet und Datenbasis	5
2.2.2 Modellstruktur	6
2.2.3 Aufbereitung der Eingangsdaten	9
2.3 Vorgeschlagene Vorgangsweise	10
2.3.1 Schritt 1: Setzen von a priori Parameterwerten	10
2.3.2 Schritt 2: Feinabstimmung der räumlichen Muster durch spektrale Entmischung	17
2.3.3 Schritt 3: Parametereichung (Feinabstimmung)	20
2.3.4 Schritt 4: Feinabstimmung der Modellstruktur	23
2.3.5 Schritt 5: Plausibilitätskontrolle der simulierten räumlichen Muster	25
2.4 Zusammenfassung	29
3. Identifikation von Wellenablaufparametern für die operationelle Hochwasservorhersage in kleinen und mittleren Einzugsgebieten	33
3.1 Einleitung	33
3.2 Modellkonzept zur Beschreibung des Wellenablaufs	35
3.3 Untersuchungsgebiet und Modelltopologie	37
3.4 Vorgangsweise	39
3.4.1 Schritt 1: Abschätzung von a priori Parametern aus den topographischen Verhältnissen, Luftbildern und Ausuferungsmarken	40
3.4.2 Schritt 2: Analyse von Abflussdaten	43
3.4.3 Schritt 3: Aneichung des hydrologischen Modells an die Ergebnisse hydrodynamischer Modelle	46

3.4.4 Schritt 4: Kombination der Informationen zur Erfassung der Nichtlinearität im Wellenablauf	50
3.4.5 Schritt 5: Feinabstimmung der Parameter unter Einbeziehung eines Niederschlag-Abflussmodells	54
3.5 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	58
4. Dominante Prozesse und Ereignistypen zur Plausibilisierung flächendetaillierter Abflussmodelle	59
4.1 Einleitung	59
4.2 Konzept der Vorgangsweise	60
4.3 Einzugsgebiet und Daten	63
4.4 Plausibilisierung auf der saisonalen Skale - Eichzeitraum	67
4.5 Plausibilisierung auf der Ereignisskale - Eichzeitraum	72
4.5.1 Typ 1: Von Schneeschmelze beeinflusste Ereignisse	77
4.5.2 Typ 2: Konvektive Ereignisse	84
4.5.3 Typ 3: Advective bzw. synoptische Ereignisse	88
4.6 Plausibilisierung - Validierungszeitraum	91
4.7 Diskussion und Schlussfolgerungen	97
5. Ein Ansatz zur Optimierung der Steuerung von Verschlussorganen von Talsperren im Hochwasserfall	101
5.1 Einleitung	101
5.2 Kraftwerkskette Kamp	104
5.2.1 Situation und technische Daten der Kraftwerkskette	104
5.2.2 Typische Betriebsweisen und Betriebssituationen	106
5.3 Entwicklung des Optimierungsmodells	107
5.3.1 Grundsätzliche Vorgangsweise	107
5.3.2 Systemformulierung für den Kamp	110
5.3.3 Steuerungsregeln	112
5.3.4 Prognoseunsicherheit	114

5.4 Wirkungsweise des Optimierungsmodells	115
5.4.1 Szenarien	115
5.4.2 Wirkung des Prognosefehlers	117
5.4.3 Aufgetretene Hochwasserereignisse	120
5.5 Zusammenfassung	122
6. Schlussfolgerungen	124
7. Literatur	127

Kapitel 1

Einleitung und Zielsetzung

Für zahlreiche wasserwirtschaftliche Fragestellungen ist der Einsatz von hydrologischen Modellen notwendig. Zu den Anwendungen zählen die Hochwasservorhersage und –warnung, Ermittlung von Bemessungshochwässern, Hochwasserrisikoanalysen und die Abschätzung von anthropogenen Eingriffen auf das Abflussregime. Detaillierte Modelle erlauben es, die ablaufenden Prozesse räumlich differenziert abzubilden. Die Detailliertheit der Modelle bezieht sich zum Einen auf die räumliche Aufteilung (z.B. Rastermodelle, ähnlich reagierende Teilflächen oder auf Teileinzugsgebietsbasis) und zum Anderen auf die Beschreibung der in einem Einzugsgebiet auftretenden Mechanismen und Prozesse.

Für derartige Anwendungen muss gewährleistet werden, dass das Modell für alle relevanten Situationen zuverlässige Ergebnisse liefert. Die Qualität einer Hochwasservorhersage beispielsweise wird nicht danach beurteilt, ob das Modell mit den für die Modellentwicklung vorhandenen Daten gute Ergebnisse liefert, sondern ob im konkreten Fall eines zukünftigen Hochwasserereignisses zuverlässige Ergebnisse erzielt werden. Das Modell muss deshalb extrapolierbar sein auf Situationen bzw. Ereignisse, die nicht beobachtet wurden. Dies betrifft sowohl die Extrapolierbarkeit auf größere Ereignisse als beobachtet, als auch die Extrapolierbarkeit auf Prozesse bzw. Mechanismen, die sich dem Charakter nach von jenen im Datensatz unterscheiden. Die Struktur und die Parameter des Modells müssen deshalb möglichst mit dem realen hydrologischen System übereinstimmen. Dafür ist es notwendig, Struktur und Parameter zu identifizieren.

Jedes mathematische Modell enthält Parameter und Modellgleichungen, die für das speziell zu untersuchende System charakteristisch sind. Diese Parameter und Gleichungen können manchmal direkt gemessen bzw. aus theoretischen Überlegungen abgeleitet werden. In vielen Fällen, wie auch bei der hydrologischen Modellierung, ist das allerdings nicht möglich. Man hilft sich dann mit einem Vergleich der Modellantwort mit den Messdaten und versucht daraus, die Parameter und Modellgleichungen zu erschließen. Dieses Vorgehen nennt man Identifikation.

Bei den detaillierten Modellen stellt sich das Problem, dass die Anzahl der gesuchten Parameter sehr groß ist im Vergleich zu den vorhandenen Informationen. Es ist deshalb schwierig, die Parameter und die Struktur des Modells zuverlässig aus der Systemantwort, den Abflussdaten, zu erschließen. Alternative Methoden sind notwendig.

Für den Fall der Ermittlung von Bemessungshochwässern von Talsperren schlagen Gutknecht et al. (2006) einen Ansatz vor, der verschiedene Informationsquellen kombiniert. Die Idee ist dabei, durch eine Kombination unterschiedlicher Datenquellen mit jeweils unterschiedlicher Aussagekraft die Bandbreite des gesuchten Bemessungswertes einzuengen. Dadurch wird die Extrapolierbarkeit auf große Ereignisse verbessert.

Die vorliegende Arbeit folgt dieser Philosophie. Das Ziel ist die Entwicklung einer Methode zur Identifikation von Struktur und Parameter detaillierter Abflussmodelle. Die Umsetzung dieses Konzeptes wird am Beispiel der Modellkomponenten des Hochwasservorhersagesystems am Kamp beschrieben (Blöschl et al., 2007).

Die erste Modellkomponente beschreibt die Abflussbildung und Abflusskonzentration im Gebiet. Für diese Komponente wird ein kontinuierliches Modell herangezogen, das auf Rasterbasis die Bodenfeuchte bilanziert. In Kapitel 2 wird eine systematische Vorgangsweise der Identifikation der Vielzahl der Parameter für jedes Rasterelement vorgestellt. Die zweite Komponente ist ein Modell zur Beschreibung des Wellenablaufs in den Flussstrecken, welche die Teilgebiete verbinden. Kapitel 3 stellt eine Vorgangsweise zur Ermittlung der Parameter des Wellenablaufmodells vor. In Kapitel 4 wird das Modell im Zuge des Identifikationsprozesses plausibilisiert. Im Vordergrund steht dabei nicht eine bestmögliche Anpassung der Simulation an die Beobachtung, sondern das Verständnis der ablaufenden Prozesse und Mechanismen. Das fünfte Kapitel befasst sich mit dem Fall, bei dem sich eine wasserwirtschaftliche Speicherkette im Flussgebiet befindet. Das hydrologische Modell liefert den Input in die Speicherkette, und umgekehrt liefert die Speicherkette einen Input in andere Teilgebiete des hydrologischen Modells. Kapitel 5 stellt eine Methode vor, das hydrologische Verhalten der Speicherkette zu beschreiben.

Kapitel 2

Fünf Schritte zur Identifikation flächendetaillierter Abflussmodelle

2.1 EINLEITUNG

Die enorme Zunahme der Leistungsfähigkeit von Computern führte in den letzten Jahren zum weitverbreiteten Einsatz komplexer Modelle in der Hydrologie. Während die flächendetaillierte Simulation der hydrologisch-hydraulischen Dynamik von Gebieten noch vor zwanzig Jahren Hochleistungsrechner erforderte, ist dies heute auf Standard PCs möglich. Die Anwendung flächendetaillierter Niederschlag-Abflussmodelle, etwa für die Hochwasservorhersage, bringt den Vorteil mit sich, die räumliche Differenzierung von Niederschlag, Abflussbildung und Abflusskonzentration berücksichtigen zu können. Diese Differenzierung lässt erwarten, dass unterschiedliche Abflusssituationen im Hochwasserfall an den Prognosepegeln genauer beschrieben werden können, als dies mit konventionellen Blockmodellen möglich ist. Ähnliche Fragestellungen stellen sich auch bei anderen Anwendungen in der wasserwirtschaftlichen Planung, wie die Bestimmung von Bemessungshochwässern oder Hochwasserrisikoanalysen. Auch hierfür erscheint eine Verwendung derartiger Modelle sinnvoll.

Flächendetaillierte Niederschlag-Abflussmodelle benötigen eine Fülle von Eingangsdaten. Zahlreiche räumliche Daten stehen heute für die Modellierung zur Verfügung, wie etwa von Satellitendaten abgeleitete Landnutzungsdaten und genaue Digitale Geländemodelle. Durch die Analyse von Digitalen Geländemodellen ist es möglich, Abflussvorgänge an der Geländeoberfläche zu beschreiben. Mittels topographischer Bodenfeuchteindizes kann die Bodenfeuchteverteilung in geringmächtigen Böden abgeschätzt werden (Western et al., 1999; Güntner et al., 2004). Software für die flächendetaillierte Modellierung steht zu verhältnismäßig günstigen Preisen oder als Shareware zur Verfügung (siehe Merz und Blöschl, 2002; Singh, 1995). Alle diese Entwicklungen machen die flächendetaillierte Niederschlag-Abflussmodellierung zu einer attraktiven Methode nicht nur für die Hochwasservorhersage.

Allerdings zeigen konkrete Anwendungen, dass zwar rechnerische Ergebnisse mit verhältnismäßig wenig Aufwand zu erzielen sind, die Genauigkeit aber für solche hydrologische Systeme nicht zufriedenstellend ist, bei denen der Boden eine entscheidende Rolle bei der Abflussbildung spielt (siehe Beven, 1989; Grayson und Blöschl, 2000a). Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, dass die hydrologischen Kenngrößen des Untergrundes nicht im Detail bekannt sind (Blöschl, 2005a). Bodenparameter variieren räumlich sehr stark. Messwerte der hydraulischen Leitfähigkeit des Boden beispielsweise können sich innerhalb von 100 m um Zehnerpotenzen unterscheiden, und auch andere Systemkenngrößen besitzen oft einen enormen Schwankungsbereich innerhalb eines Einzugsgebietes (Wösten et al., 2001; Western et al., 2002). Oft stehen Punktmessungen zur Verfügung, aber flächige Mittelwerte über ein Rechenelement werden im Modell benötigt, die sich von den Punktwerten erheblich

unterscheiden können (Blöschl, 2005b). Auch der Abstand der Niederschlagsstationen ist generell wesentlich größer als die Rasterweite der Modelle. Aus diesen Gründen ist immer ein gewisses Maß an Eichung der Modellparameter sowie eine Adaptierung der Modellstruktur für ein konkretes Gebiet erforderlich. Diese Eichung ist notwendig, unabhängig davon, welcher Gleichungstyp für das Modell herangezogen wird.

Die Eichung der räumlich differenzierten Modellparameter an Abflussdaten ist allerdings wegen Problemen bei der Prozessidentifikation nicht eindeutig möglich. Beck (1987) schreibt im Zusammenhang mit Wasserqualitätsmodellen zum Problem der Identifizierbarkeit: „That the constituent hypotheses of these models cannot be effectively falsified can be stated alternatively as a lack of identifiability, as a case of over-parameterization, or that the model contains surplus content. The crux of the problem is that what one would like to know about the internal description of the system is of a substantially higher order than what can be observed about the external description of the system. [...] The problem of model identifiability is clearly undesirable. It implies an uncertain and ambiguous interpretation of past observed behaviour and, equally so, the possibility of ambiguous (and even contradictory) predictions from a given model.“ Für die flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss Modellierung bedeutet dies, dass die Modellparameter wegen der großen Anzahl der Elemente nicht aus der Eichung an Abflussdaten bestimmt werden können. Verschiedene Parameterkombinationen können zu sehr ähnlichen Abflussganglinien führen. Blöschl et al. (1991) schlugen deshalb vor, Zusatzinformation für die Eichung und Verifizierung flächendetaillierter Modelle zu verwenden. Insbesondere beobachtete räumliche Muster dynamischer hydrologischer Größen, wie Schneebedeckungsmuster oder Bodenfeuchtemuster, bieten sich dafür an. Musterinformationen wurden für die hydrologische Modellierung vor allem in Versuchseinzugsgebieten mit umfangreicher instrumenteller Ausstattung angewendet (Grayson und Blöschl, 2000a; Grayson et al., 2002).

Bei der operationellen Abflussvorhersage stehen meist weit weniger Informationen zur Verfügung als in Versuchseinzugsgebieten. Gerade deshalb ist für eine zuverlässige Identifikation der Parameter und der Struktur flächendetaillierter Modelle das Heranziehen von Zusatzinformation unerlässlich. Geländedaten, Landbedeckung, Grundwasserdaten, Schneedaten, qualitative Informationen aus Begehungen und eine subjektive Experteneinschätzung der Landschaftseinheiten stehen in der Regel zur Verfügung oder können erhoben werden, aber es existiert bislang keine strukturierte Vorgangsweise, wie diese sehr unterschiedlichen Informationen für die flächendetaillierte Abflussmodellierung in geeigneter Weise genutzt werden können.

Dieses Kapitel schlägt eine Methode vor, die Parameter und Struktur flächendetaillierter Abflussmodelle unter Verwendung unterschiedlicher Informationen für ein konkretes Einzugsgebiet zu bestimmen. Das Ziel ist dabei, die Prozesse in jedem einzelnen Pixel möglichst wirklichkeitsnahe zu beschreiben, um eine größtmögliche Genauigkeit bei der Hochwasservorhersage bei unterschiedlichen Situationen zu erzielen. Die Methode wird an Hand der Abflussmodellierung für die Hochwasservorhersage am Kamp beschrieben. Dieses

Kapitel zeigt die generelle Vorgangsweise. Die umfangreichen Zusatzarbeiten und Analysen sind im Detail in Kapitel 4 dargestellt; hier wird nur kurz auf diese Arbeiten eingegangen.

2.2 UNTERSUCHUNGSGEBIET UND MODELLSTRUKTUR

2.2.1 Untersuchungsgebiet und Datenbasis

Der Große Kamp entspringt im niederösterreichischen Waldviertel, an der Grenze zu Oberösterreich, vereinigt sich mit dem Kleinen Kamp, der Zwettl und dem Purzelkamp zum eigentlichen Kamp-Fluss und fließt zuerst von West nach Ost und dann, nach Einmündung der Taffa, von Nord nach Süd, um dann rd. 50 km westlich von Wien in die Donau zu münden. Das gesamte Kampinzugsgebiet besitzt eine Fläche von 1550 km². Die westliche Hälfte des Gebietes entwässert in die Kraftwerkskette Kamp der EVN-AG mit den Kraftwerken Ottenstein, Dobra und Thurnberg, die das Hochwasserregime maßgeblich beeinflusst.

Die Seehöhe des Gebietes erstreckt sich von 300 m im Osten bis zu 1000 m im Westen. Typischerweise finden sich im Kampgebiet plateauartige Hochflächen- und Hügellandschaften, die durch Bäche und Rinnsale und den Kampfluss selbst teilweise tief eingeschnitten sind. Gänzlich unterschiedliche topographische Eigenschaften weist der östliche Teil des Einzugsgebietes auf. Hier erstreckt sich die Ebene des Horner Beckens.

Die mittleren Jahresniederschläge bewegen sich im östlichen Kampgebiet zwischen 500 und 800 mm und erreichen in den Gipfellagen gegen Westen hin Werte um 1000 mm. Trotz relativ kalter Winter bleiben die Schneehöhen eher gering. Die Jahresabflusshöhe ist im Vergleich zum übrigen Österreich gering; sie beträgt in dieser Region im Mittel 200 bis 300 mm.

Das Untersuchungsgebiet liegt geologisch im Bereich der Böhmisches Masse mit den typischen Erscheinungsformen des Granit und Gneis. Vor allem im Westen ist der Granit teilweise stark verwittert und zerklüftet. Aus dem Verwitterungsmaterial des Granit entstanden weitgehend sandig, grusige Böden mit großer Speicherkapazität. In diesem Teil des Einzugsgebietes treten in höheren Lagen seichtere Böden auf, die mit Gebirgsböden vergleichbar sind (Podzole). Aufgrund der örtlich eingelagerten wasserstauenden Schichten (kaolinisiertes Material als Verwitterungsprodukt des Granit) finden sich in dieser Region trotz großflächiger Entwässerungsmaßnahmen im letzten Jahrhundert immer noch viele sumpfige, moorige Flächen (Anmoore, Hochmoore, Auböden). Im östlichen Einzugsgebiet dominieren Gneisarten, die weniger verwitterungsanfällig sind als der Granit. Die Böden besitzen einen hohen Lehmanteil, wodurch die Versickerungs- und Speicherkapazität deutlich geringer als im Westen ist. Die Kampregion wird heute hauptsächlich landwirtschaftlich (Acker- und Grasland) genutzt, und der Waldanteil ist hoch. Es herrscht Mischwald vor, wobei im Westen der Anteil der Nadelbäume größer ist als im Osten.

Für die Untersuchungen der vorliegenden Arbeit standen Abflussdaten seit 1977 an den folgenden Pegeln zur Verfügung: Neustift/Kamp (77 km²), Zwettl/Kamp (622 km²), Zwettl/Zwettl (269 km²), Kaltenbrunn/Purzelkamp (34 km²), Rastenberg/Purzelkamp

(95 km²), Frauenhofen/Taffa (140 km²) und Stiefern/Kamp (1493 km²) sowie Angaben über den Zufluss zum Speicher Ottenstein (889 km²). Niederschlagsdaten standen an 12 Stationen mit einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten und an 35 Stationen mit einer zeitlichen Auflösung von einem Tag zur Verfügung.

2.2.2 Modellstruktur

Das Abflussmodell KAMPUS ist eine Weiterentwicklung des HBV Modells (Bergström, 1976; Parajka et al, 2005ab). Die Abflussbildung am Hang wird auf Pixelbasis berechnet, der Wellenablauf im Gerinne wird durch lineare Wellenablaufstrecken beschrieben (Abbildung 2.1). Das vorliegende Kapitel befasst sich schwerpunktmäßig mit der Abflussbildung und Abflusskonzentration auf der Pixelskala. Auf die anderen Modellkomponenten wird nur kurz eingegangen. Ein Modell zur Beschreibung des Wellenablaufmodells in den Flusstrecken wird in Kapitel 3, und ein Modell zur Beschreibung der Kraftwerkseinflusses (Kraftwerksmodul) wird in Kapitel 5 vorgestellt.

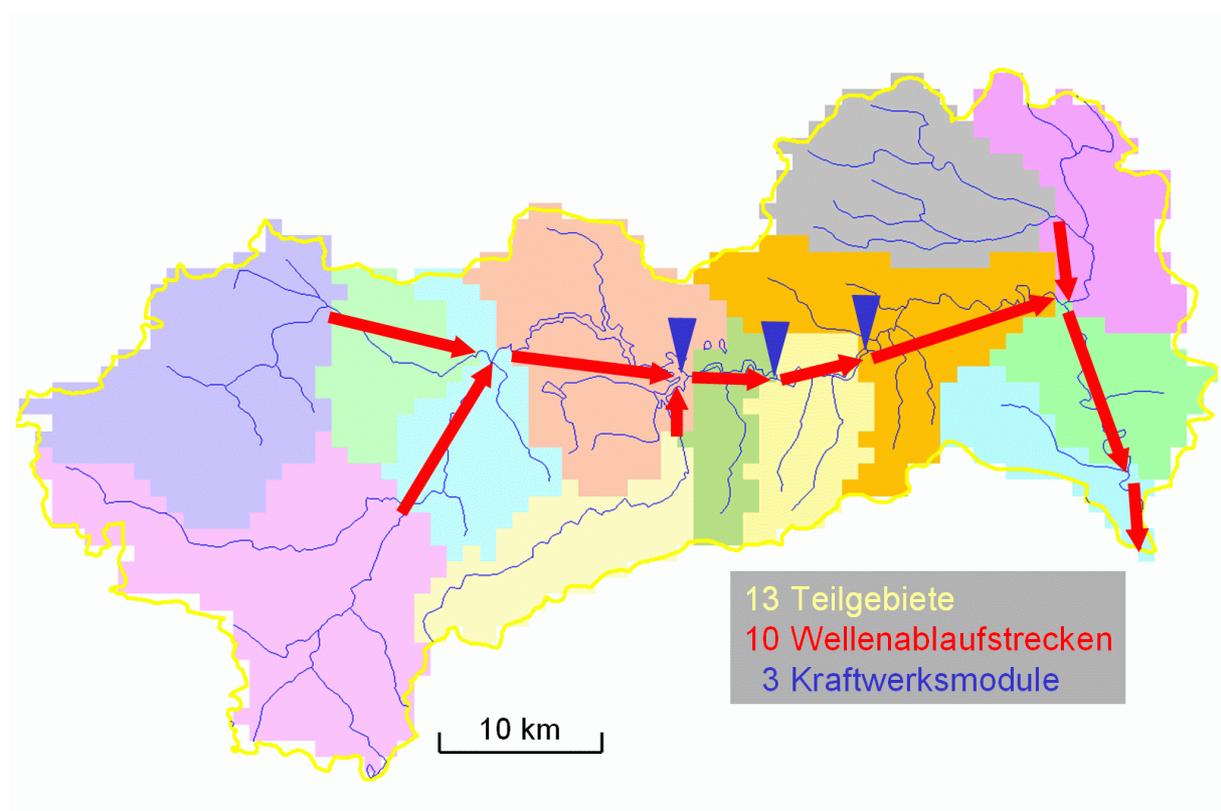


Abb. 2.1 Räumliche Struktur des KAMPUS Modells für das Kampgebiet.

Abflussbildung und Abflusskonzentration auf der Pixelskala

Als Rasterweite wird 1x1 km² gewählt. Demnach wird das Gebiet durch 1550 Pixel abgedeckt. Der Aggregatzustand des Niederschlages wird durch eine Grenztemperatur bestimmt. Schneeschmelze wird durch den Gradtagfaktor *GTF* beschrieben. Messfehler des Schneeniederschlags, die sich im Zuge der Eichung in den Abflussdaten widerspiegeln, werden durch einen Schneekorrekturfaktor *SKF* berücksichtigt (siehe Parajka et al. 2005a).

Die Abflussbildung für jedes Pixel wird durch einen Bodenfeuchteansatz beschrieben. Die Bodenfeuchte S_{bf} ist definiert als Wassermenge in der obersten Bodenzone (Einheit Millimeter) und wird bilanziert:

$$S_{bf,i} = S_{bf,i-1} + N_r + N_m - E_a \quad (\text{Gl. 2.1})$$

N_r steht für den flüssigen Niederschlag, N_m für die Schneeschmelze. E_a ist die aktuelle Gebietsverdunstung. Sie wird als Funktion der potentiellen Verdunstung E_p und der Bodenfeuchte in der obersten Bodenzone berechnet:

$$\begin{aligned} E_a &= E_p \cdot \frac{S_{bf}}{LP} && \text{wenn } S_{bf} < LP \\ E_a &= E_p && \text{anderenfalls} \end{aligned} \quad (\text{Gl. 2.2})$$

wobei der Parameter LP diejenige Bodenfeuchte beschreibt, ab der die aktuelle Verdunstung gleich der potentiellen Verdunstung ist. Der zum Abfluss beitragende Teil dQ von Regen und Schneeschmelze ist eine nichtlineare Funktion von S_{bf} :

$$dQ = \left(\frac{S_{bf}}{FC} \right)^\beta \cdot (N_r + N_m) \quad (\text{Gl. 2.3})$$

β und FC sind Modellparameter. β ist ein Maß für die Nichtlinearität der Abflussbildung. FC ist die maximale Speicherkapazität in der obersten Bodenzone und wird hier als Feldkapazität bezeichnet. Im Gegensatz zur bodenkundlichen Definition der Feldkapazität beschreibt dieser Parameter in dieser Arbeit das Sättigungsverhalten des Bodens und enthält die hydrologisch wirksame Bodenmächtigkeit. Dementsprechend ist die Einheit des hier gewählten Feldkapazitätsparameters Millimeter. Bei vollständiger Sättigung der obersten Bodenzone ($S_{bf} = FC$) trägt der gesamte Regen und die gesamte Schneeschmelze zum Abfluss bei. Bei nicht vollständiger Sättigung ($S_{bf} < FC$) tragen Regen und Schneeschmelze auch zur Erhöhung der Bodenfeuchte S_{bf} bei. Eine Verringerung von S_{bf} erfolgt nur durch Verdunstung.

Die Abflusstentstehung am Hang wird durch Linearspeicher beschrieben (Abbildung 2.2). Der zum Abfluss beitragende Teil dQ des Niederschlages und der Schmelze fließt in den Speicher der oberen Bodenzone. Der Speicherinhalt S_I entleert sich auf drei Wegen: mit einer konstanten Perkolationsrate c_{perc} in die untere Bodenzone bzw. das Grundwasser; proportional zum Speicherinhalt (Speicherkonstante k_I) in den Abfluss; und bei Überschreitung der Speicherfüllung L_I mit einer schnellen Speicherkonstante k_0 in den Abfluss. Die untere Bodenzone entleert sich mit einer langsameren Speicherkonstante k_2 in den Abfluss.

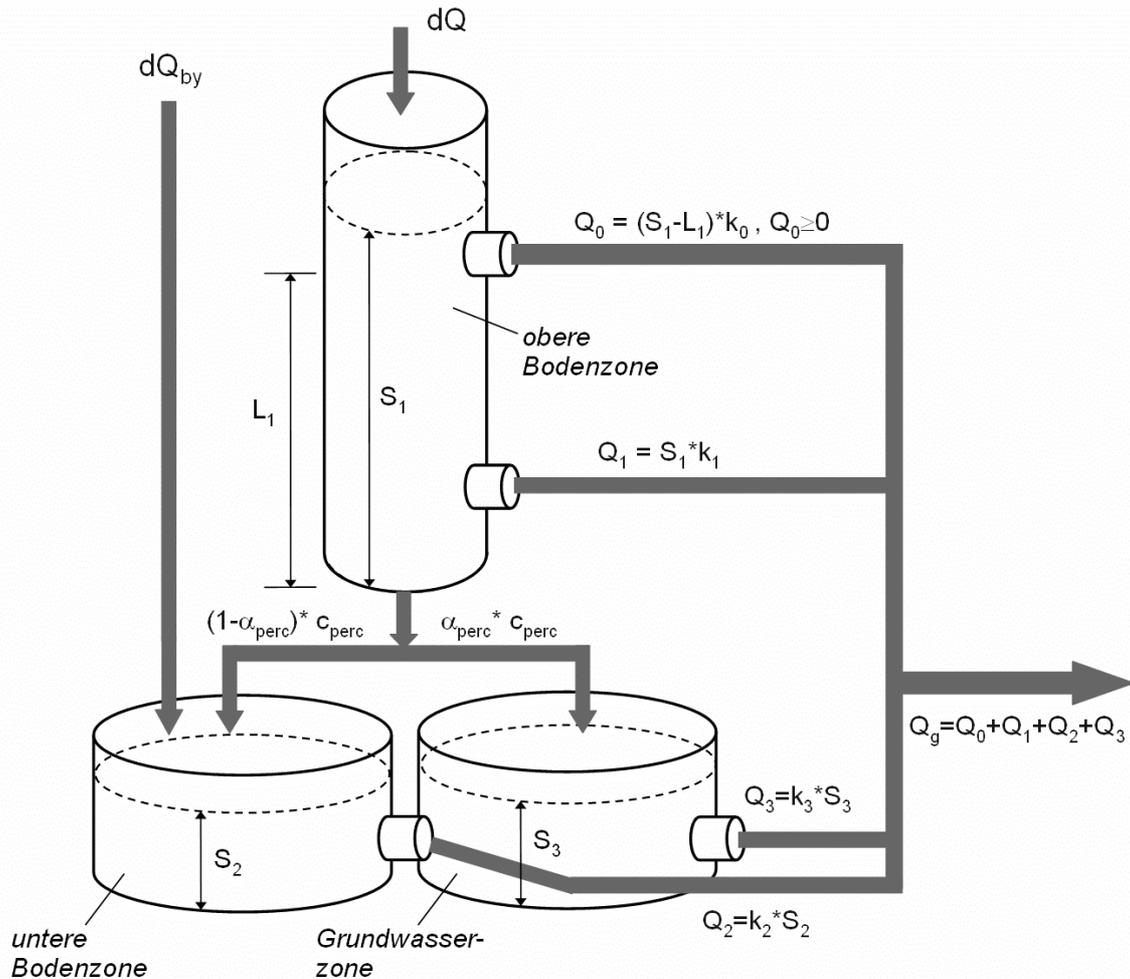


Abb. 2.2 Struktur des Abflussmoduls auf der Pixelskala.

Die langsamen Abflusskomponenten werden durch einen Speicher S_2 beschrieben, der die untere Bodenzone darstellt, und einen Speicher S_3 , der für die Grundwasserzone steht. Die Speisung des letzteren Speichers erfolgt über einen prozentualen Anteil α_{perc} an der Perkolationsrate c_{perc} . Die vier Abflussanteile Q_0 , Q_1 , Q_2 und Q_3 können näherungsweise als Abflusskomponenten interpretiert werden. Q_0 ist der schnellste Abflussanteil und steht für den Oberflächenabfluss. Q_1 ist ein mittlerer Abflussanteil und steht für den Interflow. Q_2 ist der langsame Abflussanteil aus den unteren Bodenschichten. Q_3 ist die langsame Grundwasserkomponente. k_1 und k_2 werden als Funktion von S_{bf} angesetzt. Es wird ein linearer Zusammenhang

$$k_1 = k_1^* \cdot \left(1 + \frac{\delta_1 \cdot S_{bf}}{FC}\right) \quad (\text{Gl. 2.4})$$

gewählt, wobei δ_1 ein Eichparameter ist. Der Zusammenhang für k_2 ist analog. Außerdem wird für das Kampgebiet eine Bypass-Komponente dQ_{by} eingeführt, die die Matrix der obersten Bodenzone umgeht und einen Teil α_{by} des Niederschlages direkt in die untere Bodenzone leitet:

$$dQ_{by} = \alpha_{by} \cdot (N_r + N_m) \quad (\text{Gl. 2.5})$$

Schließlich wird die Perkolationsrate c_{perc} zwischen dem oberen Speicher und den unteren Speichern von der relativen Bodenfeuchte abhängig gemacht, um die in den Abflussdaten sichtbaren Nichtlinearitäten zu berücksichtigen:

$$c_{perc} = \left(\frac{S_{bf}}{FC} \right)^\gamma \cdot L_{cperc} \quad (\text{Gl. 2.6})$$

wobei L_{cperc} die maximale Perkolationsrate darstellt und zusammen mit γ als Eichparameter dient.

Wenn der Pegel in einem Grundwassergebiet angeordnet ist, und ein Teil des im Gebiet gebildeten Grundwassers nicht am Pegel erfasst wird, wird die langsame Grundwasserkomponente für den Vergleich mit Pegelmessungen mit einem Faktor $f_{gw} < 1$ abgemindert.

Der gesamte Abfluss für ein Pixel setzt sich nun zusammen aus

$$Q_g = Q_0 + Q_1 + Q_2 + Q_3 \cdot f_{gw} \quad (\text{Gl. 2.7})$$

Insgesamt liegen für jedes Pixel 20 Parameter vor; Schneeparameter: T_s, T_r, T_m, GTF, SKF ; Boden- bzw. Grundwasserparameter: $LP, FC, \beta, k_0, k_1^*, k_2^*, k_3, \delta_1, \delta_2, L_1, L_{cperc}, \gamma, \alpha_{perc}, \alpha_{by}, f_{gw}$. Es sind also insgesamt 31000 Parameterwerte für die Abflussbildung und Abflusskonzentration auf der Pixelskala festzulegen.

Der Abfluss Q_g der Pixel wird zum Auslass jedes Teilgebietes mittels einer im Zustandsraum formulierten Nash-Kaskade transformiert. Die Parameter sind die Anzahl der Speicher n_A und die Konstanten der einzelnen Speicher k_A , die für alle Pixel innerhalb eines Teilgebiets als konstant angesehen werden. Zur Berücksichtigung der Nichtlinearität in der Abflusskonzentration wird k_A ab einem Schwellenwerte von Q_g verkleinert. Der Rechenschritt im Modell beträgt 15 Minuten.

2.2.3 Aufbereitung der Eingangsdaten

Im vorliegenden Kapitel werden ausschließlich beobachtete Niederschläge und Lufttemperaturen verwendet. Die 15 Minuten Werte des Niederschlages für jedes Pixel werden durch Interpolation der Stationsniederschläge mit der Methode der inversen Abstandsquadrate bestimmt. Für jeden Tag werden vorerst die Tageswerte aller Stationen interpoliert. Dann werden für jedes 15 Minuten Zeitintervall die Werte der 15 Minuten Stationen interpoliert. Für diese wird die Tagessumme gebildet und jeder 15 Minuten Pixelwert wird mit dem Verhältnis der interpolierten Tageswerte zu den Tagessummen skaliert. Dadurch ist es möglich, das dichtere Stationsnetz der Tageswertstationen auch für die Interpolation der 15 Minuten Niederschläge heranzuziehen.

Für die Bestimmung der Rasterwerte der Lufttemperatur wird vorerst eine Regression zwischen Lufttemperatur und Seehöhe durchgeführt. Die Differenzen zwischen den Regressionswerten an den Stationen und den Messwerten an den Stationen werden räumlich interpoliert. Die potentielle Verdunstung wird mittels des modifizierten Blaney-Criddle Verfahrens in Abhängigkeit von der Lufttemperatur berechnet (DVWK, 1996; Parajka et al., 2005ab).

2.3 VORGESCHLAGENE VORGANGSWEISE

Die vorgeschlagene Vorgangsweise zur Bestimmung der Parameter und Struktur flächendetaillierter Abflussmodelle besteht aus fünf Schritten:

1. Setzen von *a priori* Parameterwerten
2. Feinabstimmung der räumlichen Muster durch spektrale Entmischung
3. Parametereichung (Feinabstimmung)
4. Feinabstimmung der Modellstruktur
5. Plausibilitätskontrolle der simulierten räumlichen Muster

In jedem Schritt werden unterschiedliche Informationen herangezogen, um entweder die Modellparameter oder die Modellstruktur näher dem beobachteten Gebietsverhalten zu bringen. Es handelt sich also um eine inkrementelle, iterative Vorgangsweise.

Die Grundidee besteht in einer detaillierten hydrologischen Interpretation und Argumentation der Konzeptionen auf Basis sehr unterschiedlicher, relevanter Informationen. Bei der hier vorgeschlagenen Vorgangsweise geht die Modellidentifikation auf verschiedenartige je spezifisch wirksame Merkmale der Abflussprozesse ein. Diese Merkmale wurden als Grundphänomene hydrologischer Prozesse von Gutknecht (1993) diskutiert. Je nach Situation unterschiedlich wirksame Eigenschaften von Teilgebieten werden zur Wahl der Parameterwerte und Identifikation der Modellstruktur genutzt. Diese kann als Umsetzung des 'Dominant Processes Concept' (Blöschl, 2001) angesehen werden. In Kapitel 4 wird die Umsetzung dieses Konzepts durch Unterteilung in Ereignistypen im Detail beschrieben und die hier gewonnenen Parameter plausibilisiert. Umgekehrt fließen auch die Ergebnisse der Analysen in Kapitel 4 hier ein.

Das Konzept zur Modellidentifikation wird in diesem Beitrag am Beispiel der Abflussbildung und Abflusskonzentration im Kampgebiet vorgestellt.

2.3.1 Schritt 1: Setzen von *a priori* Parameterwerten

Ausgangspunkt der Bestimmung der Parameter für einzelne Elemente eines flächendetaillierten Abflussmodells ist in der Regel das Hydrotopkonzept (Flügel, 1995), das seinen Ursprung in den Hydrological Response Units (Leavesley, 1973) besitzt. In diesem Konzept wird das Gebiet in Landschaftseinheiten (d.h. Hydrotope) unterteilt, in denen ein jeweils ähnliches hydrologisches Verhalten zu erwarten ist. Die Anwendung des Konzeptes

besteht aus zwei Teilen: (a) Definition der Lage der Hydrotupe und (b) Festlegung der Modellparameter für jedes Hydrotop. Die Definition der Lage der Hydrotupe erfolgt meist durch Verschneiden von Informationen wie Hangneigung, Bodentextur und Landnutzung mit Hilfe Geographischer Informationssysteme (GIS). Ein Hydrotop ist dann durch eine bestimmte Kombination von Hangneigung, Bodentextur und Landnutzung charakterisiert. Die Festlegung der Parameterwerte für jede Landschaftseinheit erfolgt meist auf Basis von tabellierten Werten bzw. empirischen Formeln aus der Literatur (Blöschl, 2005a).

Schritt 1 des vorgeschlagenen Verfahrens folgt vorerst dieser Vorgangsweise. Allerdings werden die Hydrotupe nicht automatisch auf Basis von GIS Funktionalität und Zuordnungstabellen, sondern manuell festgelegt. Auch die Modellparameter werden für jedes Hydrotop in jedem der Teilgebiete (Abb. 2.1) manuell festgelegt. Beides erfolgt auf Basis von:

- Digitalen Karten des Geländes, Landnutzung, Böden, Geologie;
- Parameterwerte in der Literatur (z.B. Reihan and Kovalenko, 2001);
- Voranalysen der beobachteten Abflussganglinien und der Grundwasserganglinien;
- Feldbegehungen in Teilen des Einzugsgebietes und Gesprächen mit Ortskundigen.

Die beiden letzten Punkte ergänzen die übliche Vorgangsweise, um einen Eindruck über die im Gebiet ablaufenden Prozesse zu erhalten. Die Modellelemente sind im vorliegenden Fall Pixel. Alle Pixel werden georeferenziert in der Landschaft definiert (Abbildung 2.3).



Abb. 2.3 Landsataufnahme der Umgebung von Zwettl im Westen des Untersuchungsgebietes. Pixelraster (weiß) und Teileinzugsgebietsgrenzen (gelb) sind eingetragen.

Die hier gewählten Hydrotope sind: Bebaute Flächen; Gräben; Hügelland; Hochflächen; Sättigungsflächen; Grundwasserleiter; Seeflächen. Die Unterteilung in diese Hydrotope orientiert sich an den zu erwartenden hydrologischen Reaktionen in diesen Teilbereichen. Diese Hydrotope sind nicht ausschließlich auf Basis der Oberflächeneigenschaften – wie sonst üblich – gewählt, sondern schließen den Untergrund ein (Gutknecht, 1996). Neben der Landnutzung werden die geomorphologische Situation, Bodentyp, und Hydrogeologie herangezogen. Durch die manuelle, nicht formalisierte, Zuordnung kann die aus Feldbegehungen gewonnene Experteneinschätzung eingebracht werden. Im folgenden werden die Umsetzung des Konzeptes und die damit verbundene Argumentation am Beispiel des Kampgebietes beschrieben:

Bebaute Flächen: Dabei handelt es sich um großteils versiegelte Flächen. Sie besitzen ein sehr geringes Speichervermögen (nur Muldenrückhalt). Dieser Eigenschaft wird mit einem sehr kleinen Wert für die Feldkapazität ($FC = 10 \text{ mm}$) Rechnung getragen. Der Niederschlag kommt fast zur Gänze zum Abfluss. Entsprechend wird β ebenfalls klein gewählt ($\beta < 1$). Weiters ist wegen des geringen Flächenanteils nicht versiegelter Flächen über das Pixel die mittlere Infiltrationsrate bzw. das mittlere Infiltrationsvolumen in tiefere Bodenschichten klein. L_{cperc} wird deshalb klein gewählt (ca. 1 mm/d). Der Hauptanteil des Abflusses findet an der Oberfläche statt. Daher wird L_I klein gewählt. Ein sehr guter Anschluss an des Gewässernetz wird durch einen kleinen Speicherkoeffizienten $k_0 = 1h$ beschrieben.

Gräben: In diesen Pixeln finden sich großteils Gräben mit steilen Flanken und geringer Bodenmächtigkeit. Entsprechend wird FC relativ klein gewählt (ca. 100 mm). Wegen der Steilheit ist zu erwarten, dass die Abflussbildung mit einer nur kleinen Verzögerung erfolgt und der Abflussanteil rasch groß wird. β wird deshalb eher klein gewählt ($\beta = 2$). In den westlichen Teilgebieten der Kampregion ist, ebenfalls wegen der Steilheit und der geringen Bodenmächtigkeit, anzunehmen, dass der Interflow gering ist und es rasch zum Oberflächenfließen kommt. Abbildung 2.4 zeigt ein Beispiel für Oberflächenabfluss im Wald in diesem Teil des Gebietes.

Entsprechend wird L_I klein gewählt (L_I ca. 10 mm). In den Mulden und Tälern sowie entlang der Gerinne ist der Lehm- und Gleyanteil höher (Fink et al., 1989), daher ist wenig Tiefenversickerung und eher oberflächlicher oder oberflächennaher Abfluss zu erwarten. L_{cperc} wird deshalb klein gewählt (L_{cperc} ca. 2 mm/d). Die geomorphologische Situation ergibt, dass die meisten Gräben hydraulisch gut an das Gewässernetz angeschlossen sind. Deshalb werden die Speicherkoeffizienten (k_0, k_1^*, k_2^*) klein gewählt. Die Werte werden aus vorab durchgeführten Ganglinienanalysen des Bezugspegels (im vorliegenden Fall Zwettl/Kamp) abgeschätzt, der einen großen Anteil an Gräben besitzt. In den östlichen Teilgebieten der Kampregion ist der Anteil an lehmigen Böden größer als im Westen. Deshalb werden in den östlichen Teilgebieten L_I noch kleiner und L_{cperc} nahe null gewählt. Die Fließwege sind in Osten kürzer, teilweise sind die Gerinne begradigt. Deswegen werden die Speicherkoeffizienten ebenfalls kleiner als im Westen gewählt.



Abb. 2.4 Oberflächiger Abfluss über Rinnen in bewaldeten Gräben nach einem Ereignis im Juli 2005 (mittleres Hochwasser, ca. HQ5).

Hügelland: Aus dem detaillierten digitalen Geländemodell ist abzulesen, dass die Landschaftsform im Südwesten der Kampregion kleinskalig, größtenteils hügelig und wellig ist mit kleinen Gräben. Dies dient zur räumlichen Festlegung der Pixel zum Hydrotop Hügelland. In den westlichen Teilgebieten der Kampregion sind die Böden das sandig, grusige Verwitterungsprodukt des Weinsberger Granits (Abbildung 2.5). Der tiefere Untergrund besteht aus zerklüftetem Granit. FC wird deshalb hoch gewählt (FC ca. 200 mm). Die Böden sind hoch durchlässig, deshalb wird β auf ca. 4 gesetzt, entsprechend einem großen Anfangsverlust bei einem Ereignis. Beide Werte sind mit den großen beim Extremhochwassers im August 2002 aus den Abflussdaten abgeleiteten Anfangsverlusten konsistent (Abbildung 2.6, Gutknecht et al., 2002). Die große Speicherkapazität des Bodens in Verbindung mit der hügeligen Topographie lässt erwarten, dass die rasche Abflusskomponente erst nach einem hohen Schwellenwert auftritt. L_I wird deshalb auf einen großen Wert ($L_I = 50$ mm) gesetzt. Wegen des zerklüfteten Felses werden die Perkolationsraten hoch angesetzt ($L_{perc} = 4$ mm/d). Die Topographie ist variabel (Gräben, Ebenen), und so ist sowohl rasche als auch langsame Abflusskonzentration auf den Hängen zu erwarten. Die Speicher-

koeffizienten werden deshalb auf mittlere Werte gesetzt. In den östlichen Teilgebieten ist mit einer geringeren Speicherfähigkeit der Böden zu rechnen, da der Anteil an lehmigen Böden größer ist als im Westen. Der Gneisuntergrund ist weniger zerklüftet als der Granit im Westen. L_1 und L_{perc} werden deshalb auf deutlich kleinere Werte als im Westen gesetzt.



Abb. 2.5 Sandig-grusige Böden im Bereich Schönbach (Gebiet des kleinen Kamp).

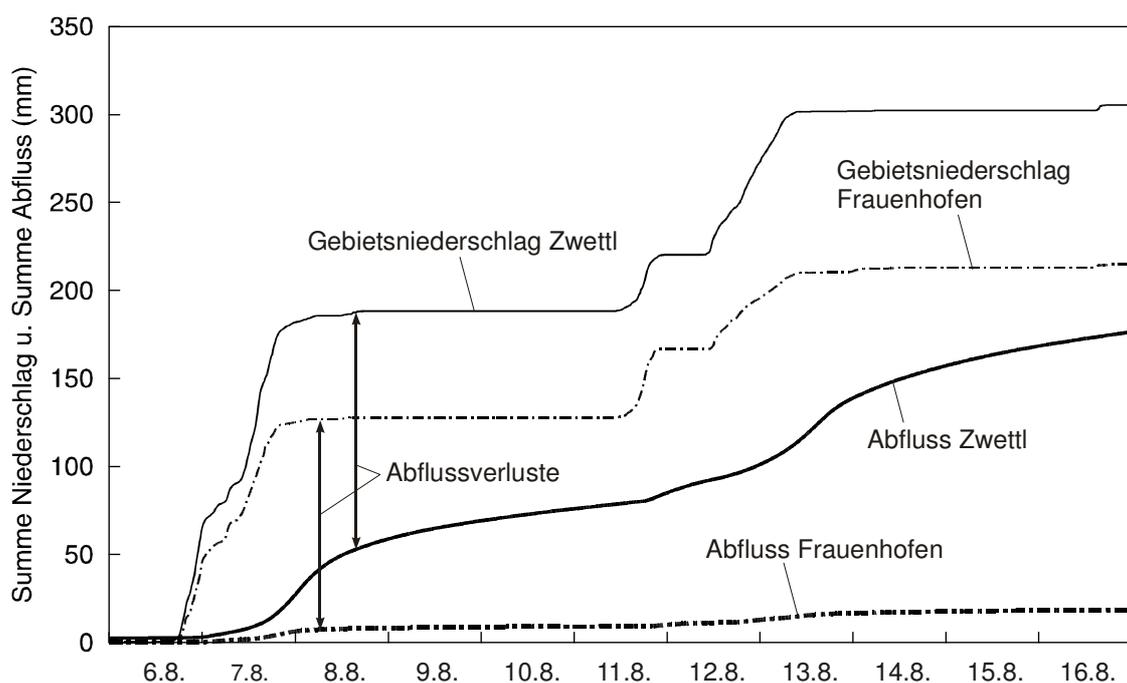


Abb. 2.6 Summen von Gebietsniederschlag und Abfluss über die beiden Ereignisse im August 2002.

Hochflächen: Die Lage der den Hochflächen zuzuordnenden Pixel wird sowohl aus der Befahrung als auch aus der im digitalen Geländemodell ersichtlichen Landschaftsform abgeleitet. Die Hochflächen bestehen aus meist ebenen Flächen, vor allem Feldern, die nicht direkt an das Gewässernetz angeschlossen sind. In den westlichen Teilgebieten der Kampregion besteht die Geologie der Hochflächen vorwiegend aus Glimmergneis, der weniger verwitterungsanfällig als der Granit ist. Die Böden sind Braunerde mit mittleren Durchlässigkeitseigenschaften. Bei der Begehung fiel auf, dass nach der Schneeschmelze auf den Feldern der Hochflächen großflächig Wasser stand. Dies weist auf wasserstauende Schichten (Stauhorizonte, „Stauanäseeböden“) relativ knapp unter der Oberfläche hin. Für FC sind daher eher kleine Werte zu erwarten und so wird FC auf $FC = 80$ mm gesetzt. L_{cperc} wird aus dem gleichen Grund geringer als im Hügelland gewählt. Wegen der dichten Bodeneigenschaften wird L_I eher klein gewählt ($L_I = 20$ mm). Dies entspricht einem großen Anteil an Oberflächenabfluss. Wegen des schlechten Anschlusses an das Gewässernetz wird β groß gewählt ($\beta = 3$), und die Speicherkoeffizienten werden wesentlich größer als in den anderen Gebieten gewählt. Die großen Speicherkoeffizienten sind auch aus den beobachteten Abflussganglinien der Schneeschmelzereignisse abzulesen, bei denen diese Flächen sehr stark zum Abfluss beitragen. Eine lokal hohe Verdunstung ist wegen der Wasserflächen vor allem im Frühjahr zu erwarten, deshalb wird ein kleiner Wert für LP gewählt. In den östlichen Teilgebieten der Kampregion deuten die Voranalysen der Abflussganglinien darauf hin, dass aus den Hochflächen ein sehr geringer Abflussbeitrag kommt. Die Versickerung ist größer. Dementsprechend werden FC und L_I wesentlich größer als im Westen gewählt. Teile der Hochflächen im Osten sind an einen Porengrundwasserleiter angeschlossen, wie aus der Dynamik der Grundwasserdaten hervor geht. L_{cperc} wird deshalb höher als im Westen angesetzt. Die Speicherkoeffizienten werden entsprechend einem großen Grundwasseranteil hoch gewählt.

Sättigungsflächen: Entlang der Gerinne an der Zwettl im Nordwesten des Gebietes und auf kurzen Strecken am Kamp sind vernässte Flächen zu finden (Abbildung 2.7). Es handelt sich dabei um vergleyte Böden, Auböden und Anmoore (Fink et al., 1989), die ständig gesättigt sind. Diese Bodeneigenschaften deuten auf eine hohe Abflussbereitschaft und sehr rasche Abflussreaktion hin. FC und β sowie L_{cperc} werden deshalb klein gesetzt. Wegen der ebenen Topographie ist allerdings durch Muldenrückhalt eine gewisse Verzögerung in der Abflussreaktion zu erwarten. Deshalb wird L_I eher groß gewählt (L_I ca. 20 mm). Die Lage der Flächen ist unmittelbar am Gewässer, deshalb werden die Speicherkoeffizienten klein gesetzt. k_0 wird sehr klein gesetzt und entspricht dem sehr schnellen Abfluss aus diesen Flächen in das Gerinne. Das Gebiet ist ständig gesättigt, die Verdunstung ist lokal hoch, daher wird ein kleiner Wert für LP gewählt.



Abb. 2.7 Sättigungs- und Ausuferungsflächen am Kamp bei Ritterkamp.

Grundwasserleiter: Ein spezielles Hydrotop wird notwendig, wenn sich im Untergrund ein Porengrundwasserleiter befindet. Auch hier wird die Modellidentifikation auf die verschiedenartigen je spezifisch wirksamen Merkmale abgestimmt. In diesem Fall wird vor allem die Dynamik der beobachteten Grundwasserganglinien herangezogen (Refsgaard, 2000). Im Kampgebiet befindet sich im Osten das Horner Becken, das von einem Porengrundwasserleiter durchströmt wird. Dieser Grundwasserleiter biegt nach Süden ab und exfiltriert über eine große Strecke in den Unterlauf des Kamp. Der in diesem Bereich fallende Niederschlag kommt nicht während eines Ereignisses zum Abfluss sondern trägt zur Grundwasserneubildung und damit – in Abhängigkeit vom Grundwasserstand – zur Niederwasseraufhöhung bei. Dies wird durch einen Vergleich der beobachteten Grundwasserstände mit den beobachteten Wasserständen der Taffa belegt. Der wichtigste Parameter ist L_{cperc} , der entsprechend der hohen Grundwasserneubildung sehr groß gewählt wird ($L_{cperc} = 6 \text{ mm/d}$). Wegen des großen Wertes von L_{cperc} sind die anderen Parameterwerte der Abflussbildung von untergeordneter Bedeutung. Die Abflusskonzentration läuft im Untergrund ab, weshalb die Wahl der Speicherkonstanten in den unteren Bodenschichten von Bedeutung ist. Zur Bestimmung der Parameter der Grundwasserspeicher im Modell werden die Grundwasserganglinien der Messstellen im Gebiet aufgetragen und mit dem Auslaufverhalten eines Linearspeichers verglichen (Abbildung 2.8a). Es zeigt sich eine Nichtlinearität in der Dynamik der Grundwasserstände. Bei höheren Grundwasserständen ist die Zeitkonstante etwa

70 Tage, bei geringen Grundwasserständen etwa 120 Tage. Diese Information wird im Modell durch Setzen der Speicherkonstanten auf $k_1^* = 70$, $k_2^* = 120$ und $k_3 = 300$ Tage verwendet. Abb. 2.8b zeigt den Vergleich der beobachteten Wasserstände der Taffa und der beobachteten Grundwasserstände in der Nähe der Taffa mit den simulierten Speicherständen des tiefen Bodenspeichers (S_2) und des Grundwasserspeichers (S_3). Die Dynamik der simulierten Speicherstände ist ähnlich der beobachteten Grundwasserdynamik. Interessant in Abbildung 2.8b ist auch die Grundwasseranreicherung beim Hochwasserereignis 1996, dem eine starke Schneeschmelze vorangegangen ist.

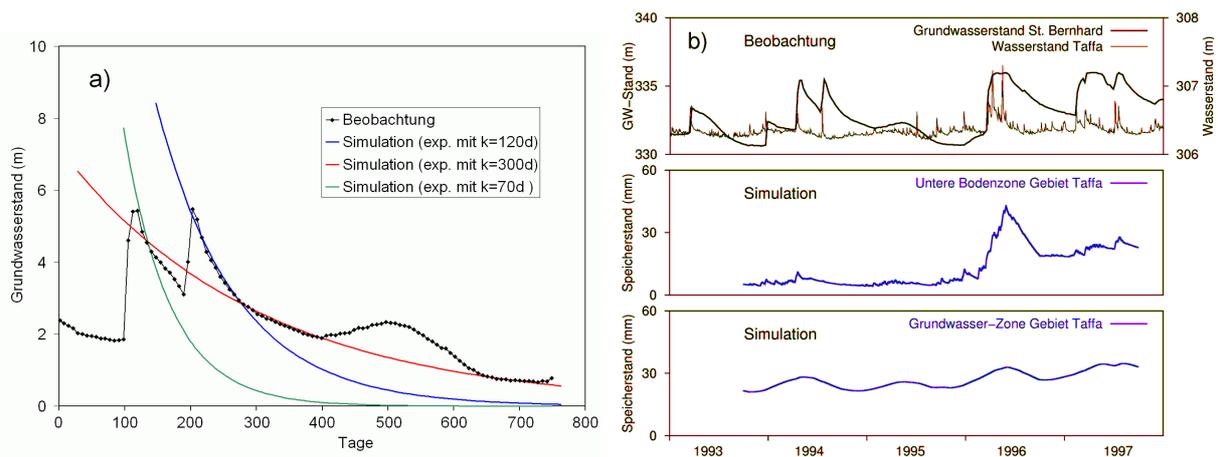


Abb. 2.8 Setzen von a priori Parameterwerten: (a) Analyse der Grundwasserdynamik in der Nähe der Taffa 1994/95. (b) Vergleich beobachteter und simulierter Grundwasserstände im Gebiet der Taffa (Detail siehe Abb. 4.5).

Seeflächen: Einige wenige Pixel liegen auf den Speicherseen im Kamptal (in Summe ca. 6 km²). Für diese Pixel wird der Niederschlag als unmittelbar zum Abfluss kommend angesehen.

Für nicht erwähnte Parameter werden mittlere Werte gewählt. Das Ergebnis des ersten Schrittes ist eine vorläufige Zuordnung jedes Pixels zu einem Hydrotop sowie vorläufige Modellparameter für jedes Pixel.

2.3.2 Schritt 2: Feinabstimmung der räumlichen Muster durch spektrale Entmischung

Im zweiten Schritt werden mit den zuvor bestimmten Modellparametern Abflusssimulationen durchgeführt und mit den beobachteten Abflussganglinien verglichen. Da die Modellparameter in Schritt 1 nicht an den Abflussdaten geeicht werden, sind Abweichungen zwischen simulierten und beobachteten Abflussganglinien zu erwarten. Im Folgenden wird angenommen, dass die Differenzen zwischen Beobachtung und Simulation vor allem auf die relativen Flächenanteile der Hydrotope in jedem Einzugsgebiet zurückzuführen sind. Um eine Übereinstimmung zwischen Beobachtung und Simulation zu erzielen, werden nun einzelne Pixel einem anderen Hydrotop zugeordnet bis die gewünschten Flächenanteile erreicht sind. Der gewünschte Flächenanteil wird mittels einer Vorgangsweise bestimmt, die in Analogie

zur Methode der spektralen Entmischung gewählt wurde. Die Methode der spektralen Entmischung ist der Fernerkundung entlehnt. Die Reflexionswerte einzelner Pixel werden dort als Mischsignale verstanden, die sich aus den spektralen Informationen der im Mischpixel vorkommenden Oberflächen-Materialien zusammensetzen. Mittels spektraler Entmischung können die Flächenanteile der Oberflächen-Materialien in jedem Pixel rückgerechnet werden (z.B. Vikhamar and Solberg, 2003).

In der vorliegenden Studie besitzen die verschiedenen Hydrotope eine stark unterschiedliche Abflussdynamik. Versiegelte Flächen reagieren sehr rasch. Die Hochflächen reagieren sehr gedämpft, da sie hydrologisch nicht direkt an die Gewässer angeschlossen sind. Die anderen Hydrotope liegen in der Art der Abflussreaktion dazwischen. Die Reaktion auf unterschiedlich große Niederschläge ist auch unterschiedlich. Die versiegelten Flächen reagieren schon bei kleinen Niederschlägen deutlich, die Hochflächen erst bei größeren Niederschlägen. Das Hügelland zeichnet sich durch besonders große Anfangsverluste aus. Durch die geeignete Wahl des jedem Hydrotop zuzuordnenden Flächenanteils kann die Charakteristik der beobachteten Abflussganglinien angenähert werden. Die Sättigungsflächen besitzen nur einen sehr kleinen Flächenanteil. Die Grundwasserflächen beeinflussen vor allem das saisonale Abflussregime, aber kaum die Ereignisse. Deshalb werden diese beiden Hydrotope aus der spektralen Entmischung ausgeklammert.

Da die spektrale Entmischung auf Basis von Einzelereignissen nicht eindeutig lösbar ist, werden unterschiedliche Ereignistypen herangezogen: lange (synoptische) Ereignisse; kurze Ereignisse konvektiven Ursprungs; und Ereignisse, bei denen Schneeschmelze eine wesentliche Rolle spielt. Für jedes dieser Ereignisse soll Übereinstimmung im Charakter der Abflussreaktion erzielt werden. Die Idee ist dabei, dass bei diesen sich unterscheidenden Ereignissen auch die Hydrotope eine anders gewichtete Rolle spielen. Im Kampeinzugsgebiet sind die hydrologischen Unterschiede dieser Ereignistypen markant. Die langen synoptischen Ereignisse erzeugen die größten Hochwässer und es ist zu erwarten, dass bei diesem Ereignistyp das Hügelland wesentlich zum Direktabfluss beiträgt. Die Flächenanteile sind groß, aber erst bei den langen Niederschlägen werden die Anfangsverluste überwunden. Bei den kurzen konvektiven Ereignissen werden vor allem die schnell reagierenden und gut angeschlossenen Flächen (Gräben, versiegelte Flächen) abflusswirksam. Frühjahrereignisse treten meist bei großer Vorbefeuchtung auf, die auf vorhergehende Schneeschmelze zurückzuführen ist. Wegen der hohen Vorbefeuchtung ist der Anteil des unterirdischen Abflusses größer als im Sommer und vor allem das Hügelland und die Hochflächen werden abflusswirksam.

Im Gegensatz zur einer meist automatischen Anwendung der spektralen Entmischung in der Fernerkundung wird in der vorliegenden Arbeit eine manuelle Vorgangsweise gewählt. Dabei wird für die untersuchten Ereignisse für jedes Hydrotop die Abflussganglinie berechnet und mit einem Flächenfaktor multipliziert. Die Abflussanteile aus den Hydrotopen werden nun zum Gebietsabfluss überlagert und die simulierte Struktur der Ganglinie mit der beobachteten Struktur verglichen. Der Flächenfaktor wird variiert bis die simulierte mit der beobachteten Struktur übereinstimmt. Die Strategie ist dabei, die gut identifizierbaren Anteile zuerst zu

bestimmen, und dann die weniger leicht identifizierbaren Anteile. Im vorliegenden Fall wird zuerst die rasche Reaktion der versiegelten Flächen betrachtet. Sodann wird die sehr langsame Reaktion des Basisabflusses während des Ereignisses betrachtet, die besonders im Westen wesentlich zum Ereignis beiträgt. Dieser langsame Anteil ist allerdings nicht eindeutig dem Entstehungsgebiet zuzuordnen. Er kann aus dem oberflächennahen Abfluss des schlecht an das Gewässernetz angeschlossenen Hochlandes oder aus dem tiefgründigen Abfluss aus dem Hügelland bzw. den Gräben stammen. Diese Mehrdeutigkeit wird durch den Vergleich unterschiedlicher Ereignisse aufgelöst. Bei den kleinen konvektiven Ereignissen trägt das Hügelland nur zum Basisabfluss bei, bei großen synoptischen Ereignissen bzw. bei den schneebeeinflussten Ereignissen mit großer Vorbefeuchtung auch zum Direktabfluss. Aus den Gräben ist auch bei kleineren Ereignissen ein Direktabflussbeitrag zu erwarten. Die Hochflächen tragen nur nach der Schneeschmelze zum Abfluss bei, und das durch die Topographie verzögert.

Ein Beispiel für ein kleines konvektives Ereignis im August 1996 zeigt Abbildung 2.9a. Deutlich sind die unterschiedlichen Frequenzen – rasche bzw. gedämpfte Reaktionen – der unterschiedlichen Teilflächen zu erkennen. Die Anpassung an die beobachtete Ganglinie ist zwar nicht perfekt, doch liegt in diesem Schritt das Hauptaugenmerk darauf, die spektrale Charakteristik der beobachteten Ganglinie – rasch bzw. gedämpft – in den verschiedenen Teilen der Ganglinie wiederzugeben. Die raschen Fluktuationen am Beginn des Ereignisses sind offensichtlich auf die versiegelten Flächen im Gebiet zurückzuführen. Bei einem größeren Ereignis (August 2002, Abbildung 2.9b) verschieben sich die Beiträge der Flächenanteile. Während die versiegelten Flächen beim kleinen Ereignis in Abb. 2.9a wesentlich zur Charakteristik der Gesamtganglinie beitragen – beispielsweise macht bei der Vorwelle die Abflussspitze aus dem bebauten Gebiet rd. 75% der gesamten simulierten Spitze aus, dominiert beim großen Ereignis das Hydrotop Hügelland (beispielsweise Beitrag rd. 85% der ersten Spitze des simulierten Gesamtabflusses). Beim Beispiel in Abb. 2.9a hingegen ist der relative Beitrag der bebauten Flächen gering (5%). Die bebauten Gebietsteile sind relativ klein, reagieren aber sehr rasch. Das Hydrotop Hügelland nimmt flächenmäßig den größten Anteil in diesem Teilgebiet ein, wird aber erst bei großen Niederschlagshöhen in vollem Umfang aktiviert. Deren Beitrag ist beim kleinen Ereignis in Abb. 2.9a gering (rd. 10% der Spitze bei der Vorwelle).

Abschließend werden einzelne Pixel einem anderen als dem ursprünglich gewählten Hydrotop zugeordnet, um die in diesem Schritt bestimmten Flächenanteile der Hydrotople zu erhalten. Die Auswahl der Pixel erfolgt durch eine Reinterpretation der Information der Karten und der Gebietskenntnis. Sie werden manuell zugeordnet. Die Anzahl der neu zugeordneten Pixel ist 5 bis 10% in jedem Teilgebiet. Das Ergebnis des zweiten Schrittes ist die adjustierte Zuordnung jedes Pixels zu einem Hydrotop. Abbildung 2.10 zeigt diese Zuordnung.

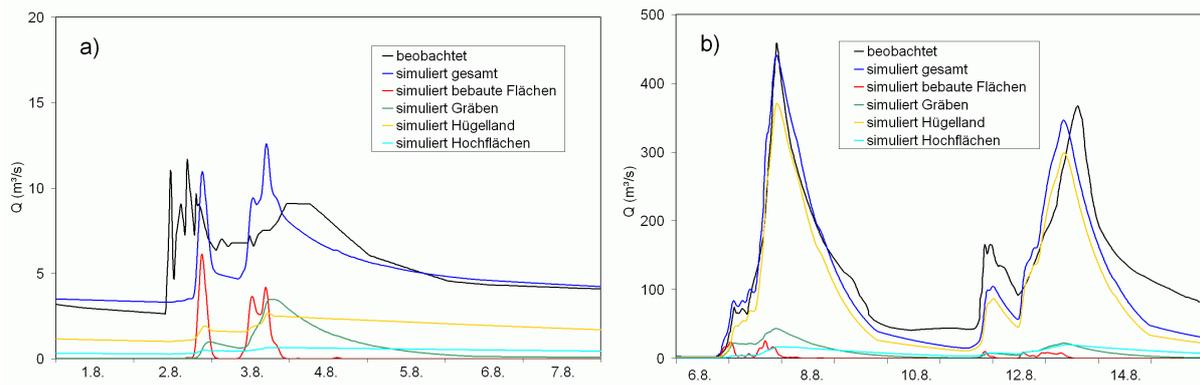


Abb. 2.9 Spektrale Entmischung: (a) Kleines konvektives Ereignis im August 1996. (b) Großes synoptisches Ereignis im August 2002. Pegel Zwettl/Kamp.

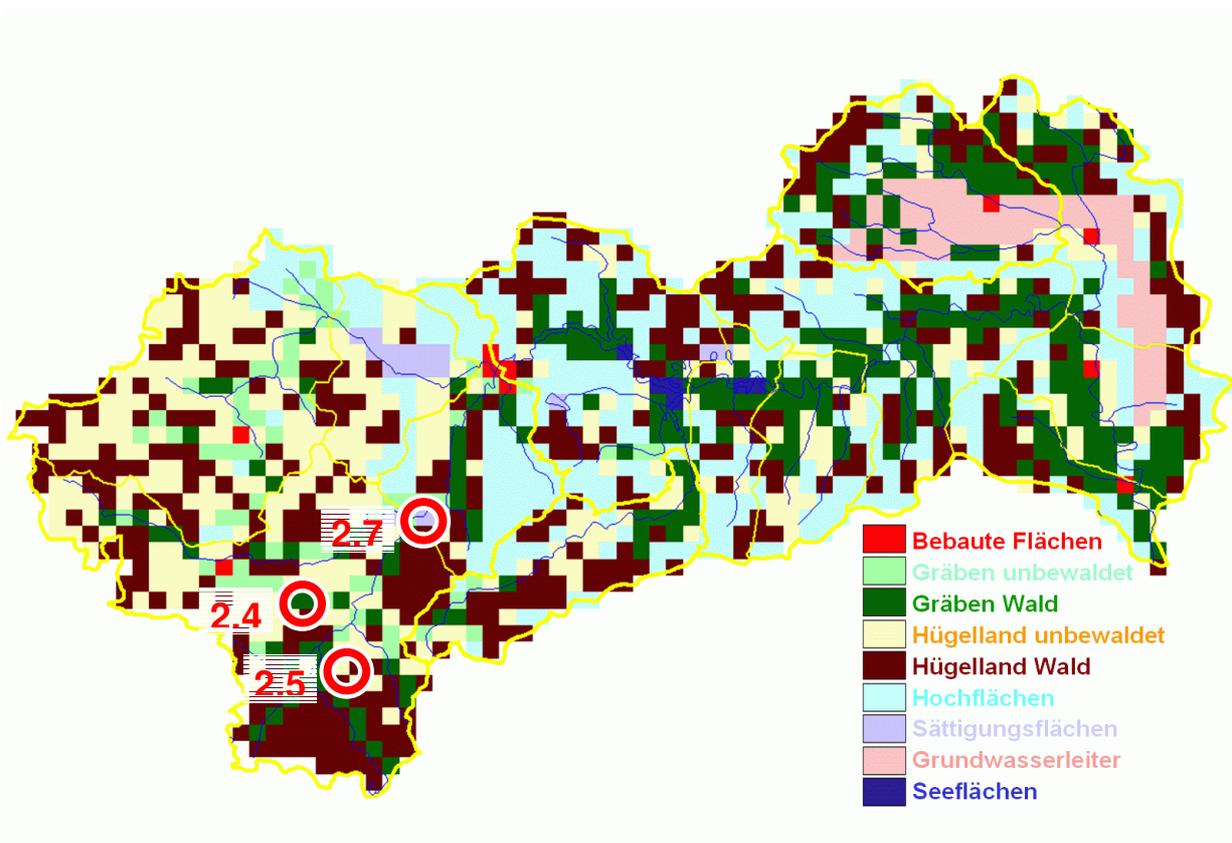


Abb. 2.10 Angepasste Hydrotope im Kampgebiet. Die Kreise mit Nummern bezeichnen die Standorte der Fotos aus Abb. 2.4, 2.5 und 2.7.

2.3.3 Schritt 3: Parametereichung (Feinabstimmung)

Im dritten Schritt werden die Modellparameter jedes Hydrotops innerhalb plausibler Grenzen variiert, um eine Feinadjustierung der simulierten Abflussganglinien an die Beobachtungen zu erzielen. Die Hydrotope Gräben und Hügelland werden jeweils in Waldgebiete und Freiland unterteilt. In Waldgebieten ist wegen der Streuauflage ein größerer Rückhalt als im Freiland zu erwarten. Deshalb werden in den Waldgebieten die Feldkapazität FC und der Nicht-linearitätsparameter β etwas größer als im Freiland angenommen.

Der Vergleich der simulierten mit der beobachteten Abflussganglinie erfolgt vor allem auf Ereignisbasis. Nur die Feinadjustierung der Verdunstungsparameter (LP) und der Perkolationsparameter (L_{cperc}) erfolgt auch saisonal. Beobachtete und simulierte Ganglinien werden visuell verglichen, wobei auf die Wiedergabe der folgenden Kenngrößen geachtet wird: (i) Ereignisabflussvolumina (bestimmt durch die Parameter FC und β); (ii) Aufteilung in raschen, oberflächennahen Abfluss und Bodenabfluss, d.h. die Form der Welle (bestimmt durch die Parameter L_1 und L_{cperc}). Die Speicherkoefizienten werden nicht mehr markant verändert. Wenn vor einem Ereignis über einen längeren Zeitraum der simulierte und beobachtete Basisabfluss nicht übereinstimmt, werden diese Unterschiede den Anfangsbedingungen zugeordnet. Diese Ereignisse werden dann mit geänderten Anfangsbedingungen, bei denen die simulierten und beobachteten Abflüsse zu Beginn des Ereignisses übereinstimmen, nochmals gerechnet. Die Ereignisparameter werden dann für diese Rechnung adjustiert. Damit wird verhindert, Einflüsse der Parameter auf saisonaler Skale und Ereignisskale zu vermischen.

Es ist anzunehmen, dass beim *a priori* Setzen der Parameterwerte (Schritt 1) die relative Einschätzung der Parameter zwischen den Gebieten (d.h. die Unterschiede zwischen den Gebieten) zuverlässiger ist als die Absolutwerte der Parameter. Deshalb wird bei Änderungen der Parameter im Zuge des manuellen Eichvorganges im Schritt 3 darauf Bedacht genommen, die Unterschiede der Parameter zwischen den Hydrotopen nicht zu verändern. Beispielsweise wird angenommen, dass die *a priori* gewählte Differenz der Feldkapazität FC zwischen den Gräben (stark abflussbeitragende Flächen) und dem Hügelland (gedämpft abflussbeitragende Flächen) bei der Feinabstimmung der Modellparameter erhalten bleibt. In diesem Fall beträgt die *a priori* gewählte Differenz der Feldkapazität FC etwa 100 mm.

Alle Parameterwerte nur innerhalb solcher Grenzen variiert, die hydrologisch für das jeweilige Hydrotop als plausibel angesehen werden. Die kalibrierten Werte werden dazu auch mit Werten aus der Literatur verglichen. Abbildung 2.11 zeigt die von Reihan and Kovalenko (2001) gefundenen Parameter für mehrere Einzugsgebiete in Estland. In Abbildung 2.12 sind dazu beispielhaft die entsprechenden Parameter nach der Feinabstimmung im Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp für die einzelnen Hydrotope dargestellt. Für den Parameter FC (Feldkapazität) liegen die estnischen Werte beispielsweise zwischen 150 und 650 mm. Im Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp im Westen sind die Werte geringer. Für das Hydrotop der bebauten Flächen wurde schon *a priori* ein vergleichsweise sehr niedriger Wert gewählt (10 mm), der dann in der Feinabstimmung nicht mehr verändert wurde. Den höchsten Wert (180 mm) in diesem Gebiet wurde dem Hügelland mit seinem speicherfähigen Untergrund zugewiesen. Zum Vergleich beträgt der Maximalwert von FC , der in dieser Arbeit über das gesamte Kampgebiet gefunden wurde, 300 mm. Dies betrifft die ebenen östlichen Gebietsteile (Horner Becken). Auch die anderen Parameter (L_1 , β und L_{cperc}) liegen am Kamp in einer ähnlichen Größenordnung wie in Reihan und Kovalenko (2001).

Ein Beispiel der Feinabstimmung zeigt Abbildung 2.13 für den Zufluss zum Speicher Ottenstein. Das Ergebnis des dritten Schrittes sind adjustierte Modellparameter für jedes Pixel.

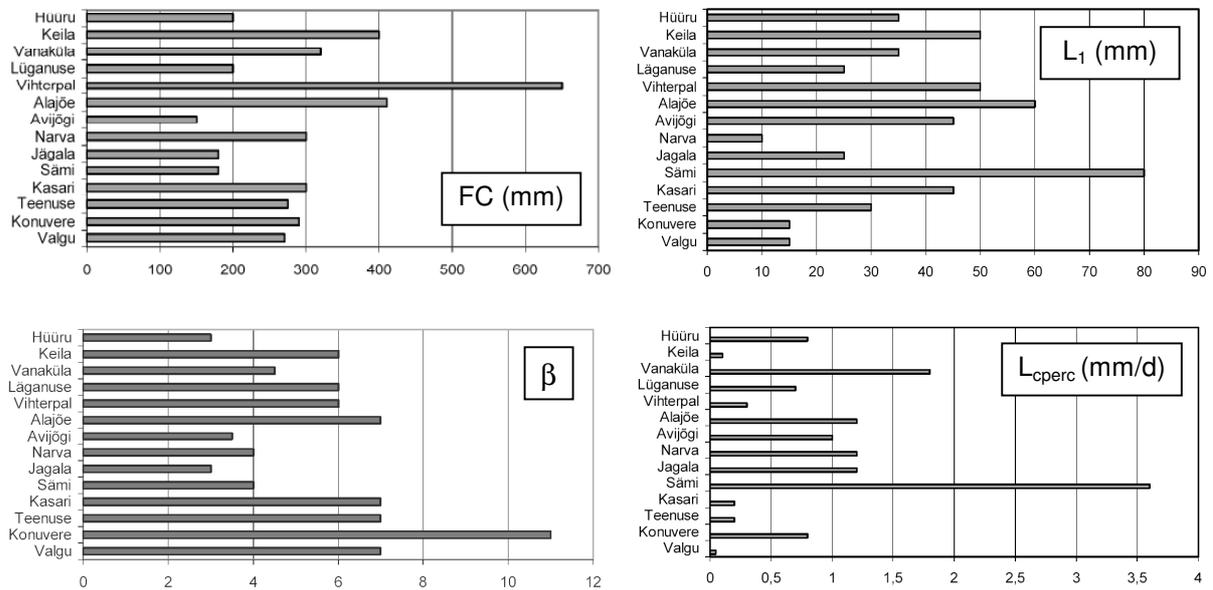


Abb. 2.11 Parameterwerte eines HBV-Modelltyps aus Reihan and Kovalenko (2001).

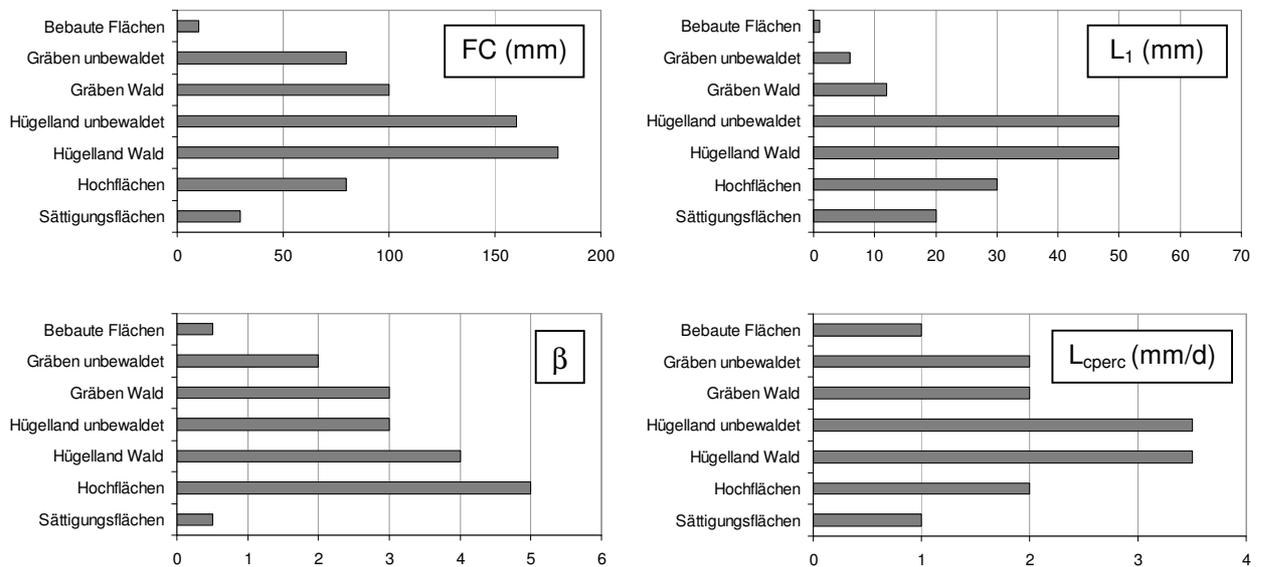


Abb. 2.12 Parameterwerte nach der Feinabstimmung in Schritt 3 dieser Arbeit für die einzelnen Hydrotope im Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp.

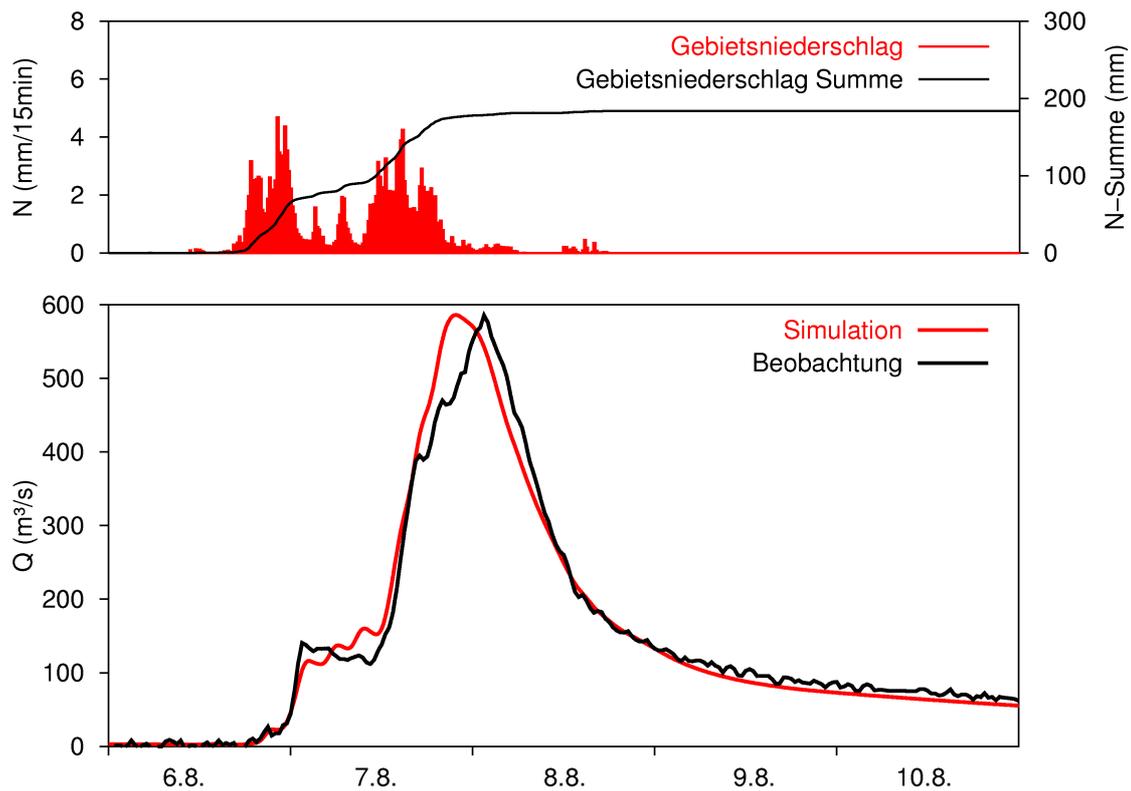


Abb. 2.13 Parametereichung (Feinabstimmung) für das Extremhochwasser im August 2002. Zufluss zum Speicher Ottenstein (889 km² Einzugsgebietsfläche).

2.3.4 Schritt 4: Feinabstimmung der Modellstruktur

Für die Abflussbildung und Abflusskonzentration in jedem Pixel wird eine Modellstruktur herangezogen, die an das HBV Modell angelehnt ist, das für schwedische Verhältnisse entwickelt wurde. Es ist anzunehmen, dass für andere Klimaregionen die Struktur eine gewisse Adaptierung erfordert, um die jeweiligen hydrologischen Prozesse möglichst wirklichkeitsnahe zu beschreiben. Um Hinweise auf notwendige Änderungen der Modellstruktur zu erhalten, werden wiederum simulierte und beobachtete Abflussganglinien verglichen. Der erste Vergleich betrachtet die saisonale Skala. Aus dem Vergleich wird geschlossen, ob die Wasserbilanz innerhalb des Jahres zutreffend durch das Modell beschrieben wird. Dies testet insbesondere die Parameter der langsamen Abflusskomponente (Grundwasser) und die Struktur des Verdunstungsansatzes. Im Kapitel 4 zur Plausibilisierung des Modells sind dazu Beispiele dargestellt und detailliert beschrieben. Der saisonale Vergleich der Abflussganglinien in Kap. 4.4 zeigt, dass die an den Pegeln beobachteten Abflüsse, vor allem nach einem feuchten Frühjahr, durch ein hohes Niveau über mehrere Monate im Sommer (auch in trockenen Sommern) geprägt sind, das durch die Simulation vorerst nicht erreicht werden kann. Die Ursache für diese Diskrepanz wird darin gesehen, dass die saisonale Retention durch Grundwasser nicht richtig wieder gegeben wird, weshalb neben den ursprünglich zwei Speichern ein dritter, sehr langsamer, unterirdischer Speicher als notwendig erachtet wird. Der Speicher wird für alle Hydrotope eingeführt, nicht nur für das

Hydrotop Grundwasserleiter. Dieser dritte Speicher wird auf Grund der Einschätzung des Untergrundverhaltens bei Kluftgrundwasser in den westlichen Gebietsteilen mit einer Speicherkonstanten von etwa 120 Tagen und für die Porengrundwasserleiter der östlichen Gebietsteile mit einer Speicherkonstanten von 300 Tagen angesetzt. Der letztere Wert ergibt sich aus der Analyse von Grundwasserganglinien (Abb. 2.8a). In Abb. 2.2 ist die bereits adaptierte Modellstruktur dargestellt.

Ein zweiter Vergleich betrachtet Einzelereignisse, wobei wiederum nach den Ereignistypen (synoptisch, konvektiv, Schneeschmelze) und Ereignisgröße unterschieden wird (siehe Kapitel 4). Die Feinabstimmung der Modellstruktur erfolgt auf Basis einer hydrologischen Argumentation und der in den Feldbegehungen gewonnenen Vorstellung über die Fließvorgänge im Gebiet. In der ursprünglichen Modellstruktur wird die Feuchte in der obersten Bodenschicht nur durch Verdunstung reduziert. Nicht berücksichtigt ist dabei die Möglichkeit einer schnellen Entwässerung der obersten Bodenschicht während eines Ereignisses zufolge Perkolation in den geklüfteten Fels. Abhilfe ist die Einführung eines Bypasses im Modell, der hydrologisch einer vertikalen Wasserbewegung in Markoporen entspricht, die die Matrix der Bodenzone rasch überbrückt und einen Teil des Niederschlages unmittelbar dem geklüfteten Fels zuführt. Der Bypass-Abfluss führt zu einer deutlichen Änderung in der simulierten Abflussdynamik (Abbildung 2.14). Für mehrere Einzelereignisse rückt der Bypass die Simulationen näher an die Abflussbeobachtungen. Die Motivation der Änderung ist die hydrologische Argumentation und keine Kurvenanpassung. Die Abflussbeobachtungen dienen zur Überprüfung, ob diese Argumentation mit den Abflussdaten konsistent ist. Wie in Kap. 4 gezeigt wird, ist das in vielen Teilen des Kampgebietes ein wichtiger Prozess.

Aus der unterschiedlichen Dynamik der beobachteten Abflussganglinien, sowohl bei Betrachtung der saisonalen Skale als auch bei der Analyse der Einzelereignisse, wird auch augenscheinlich, dass bei unterschiedlichem Feuchtezustand im Gebiet der Austausch zwischen oberer und unterer Bodenzone variiert. Aus der Analyse der Abflussganglinien in Kap. 4 geht hervor, dass der unterirdische Abfluss mit zunehmender Bodenfeuchte größer wird, dass also mehr Wasser versickert. Ebenso wie der Bypass ist die Perkolation im trockenen Gebietszustand gering bzw. nicht vorhanden. Erst wenn genügend Wasser im Boden vorhanden ist, werden die unterirdischen Fließwege aktiviert bzw. angeschlossen. Die Perkulationsrate L_{perc} zwischen oberem und unterem Speicher wird daher ähnlich wie der zum Abfluss beitragende Teil des Niederschlages von der relativen Bodenfeuchte abhängig gemacht.

Das unterschiedliche Versickerungsverhalten des Gebietes bei unterschiedlichem Feuchtezustand lässt erwarten, dass es auch zu einer Veränderung der Abflussreaktionen kommt, wenn sich die Abflusskomponenten im Boden verschieben. Dies wird auch beim Vergleich unterschiedlicher Ereignistypen im Rahmen der Analyse der Abflussganglinien sichtbar: Speicher 1 und 2 (Zwischenabfluss bzw. Abfluss aus tieferen Bodenschichten) beschreiben bei kurzen Starkregen im Sommer im trockenen Gebietszustand die Abflussreaktion auf

Flächen mit längeren Oberflächen- oder oberflächennahen Abflüssen (Größenordnung der Speicherkoeffizienten 15 bis 30 h). Viele Flächen zeichnen sich durch geringe Hangneigungen aus oder sind schlecht an das Gewässernetz angeschlossen. Der Abflussbeitrag aus dem Boden muss klein sein. Mit zunehmendem Feuchtezustand im Gebiet, vor allem während und nach der Schneeschmelze, verändert sich die Abflussreaktion (Kap. 4.5.1). Die Auslauflinien werden flacher, d.h. die Abflusskomponenten verlagern sich hin zur langsameren Komponente. Die Größenordnung der Speicherkoeffizienten für den Zwischenabfluss bewegt sich bei diesen Ereignissen zwischen 60 bis 100 h. Diese hohen Koeffizienten weisen darauf hin, dass der maßgebliche Abflussbeitrag aus den tieferen Bodenschichten stammt (tiefere Fließwege, Aktivierung des Bodenspeichers bis in den Frühsommer bei hinreichend langen Ereignissen). Im vorliegenden Gebiet werden in Schritt 5 deshalb die Speicherkoeffizienten als Funktion der Bodenfeuchte angesetzt (Gl. 2.4).

Das Ergebnis des vierten Schrittes ist die adaptierte Modellstruktur für das gesamte Gebiet.

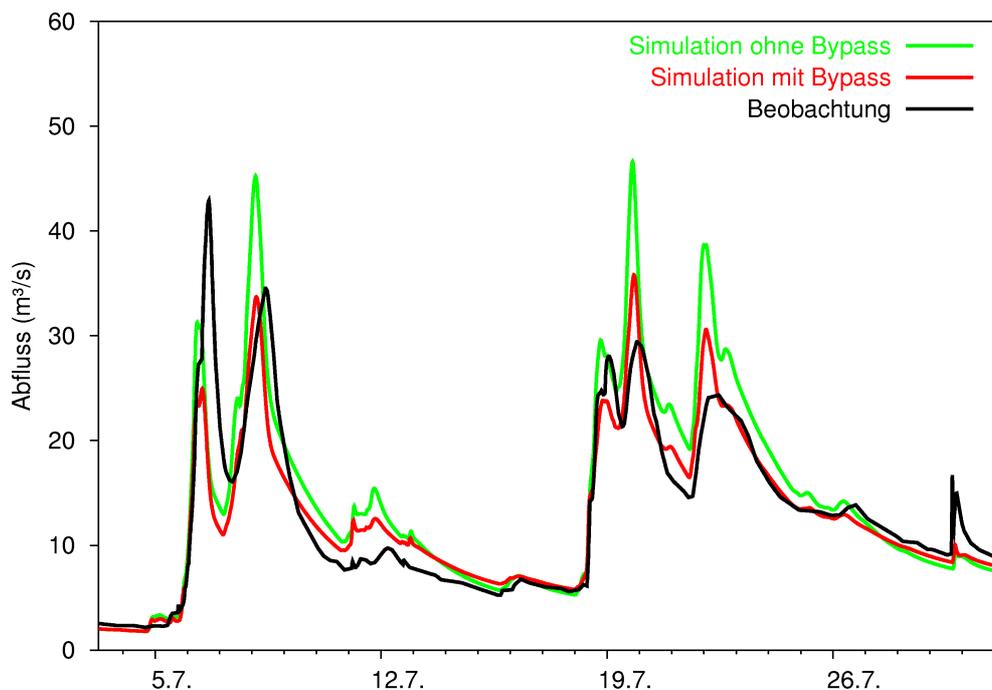


Abb. 2.14 Feinabstimmung der Modellstruktur: Vergleich der simulierten Abflussganglinie mit und ohne Bypass mit der Beobachtung am Pegel Zwettl/Kamp für den Juli 1997.

2.3.5 Schritt 5: Plausibilitätskontrolle der simulierten räumlichen Muster

Im fünften und letzten Schritt wird die Plausibilität des Modells getestet. Insbesondere liegt dabei das Schwergewicht auf der Wiedergabe der räumlichen Verteilung der hydrologischen Prozesse. Zur Plausibilitätskontrolle werden deshalb räumliche Muster hydrologischer Größen simuliert. Im Idealfall sollten diese mit räumlich verteilten Messungen verglichen werden (Grayson und Blöschl, 2000a). Bei der Entwicklung eines Hochwasservorhersagemodells liegen allerdings in der Regel für die meisten Variablen keine quantitativen Messungen vor.

Deshalb werden die simulierten Muster visuell überprüft, ob sie mit der Experteneinschätzung im Einklang sind.

Eine für die Hochwasservorhersage wichtige Variable ist der Oberflächenabfluss, der die rasche Reaktion der Gebiete bestimmt. Abbildung 2.15 zeigt Karten des simulierten Oberflächenabflusses zu Beginn eines großen Ereignisses und während des selben Ereignisses. Am Beginn des Ereignisses tragen vor allem die versiegelten Flächen und die gewässernahen Flächen im Nordosten des Gebietes zum Oberflächenabfluss bei, während im restlichen Gebiet der Oberflächenabfluss sehr klein ist. Im Laufe des Ereignisses verschiebt sich die räumliche Verteilung. 18 Stunden später sind die Niederschlagsintensitäten etwas geringer. Dementsprechend ist der Oberflächenabfluss auf den versiegelten Flächen geringer. Zusätzliche Flächen tragen aber jetzt zum Oberflächenabfluss bei, vor allem die Gräben und bei fortwährendem Ereignis auch das Hügelland im Westen. Das Verschieben der Abflussmuster während des Ereignisses entspricht der Vorstellung über das Abflussverhalten, das aus den Feldbegehungen gewonnen wurde.

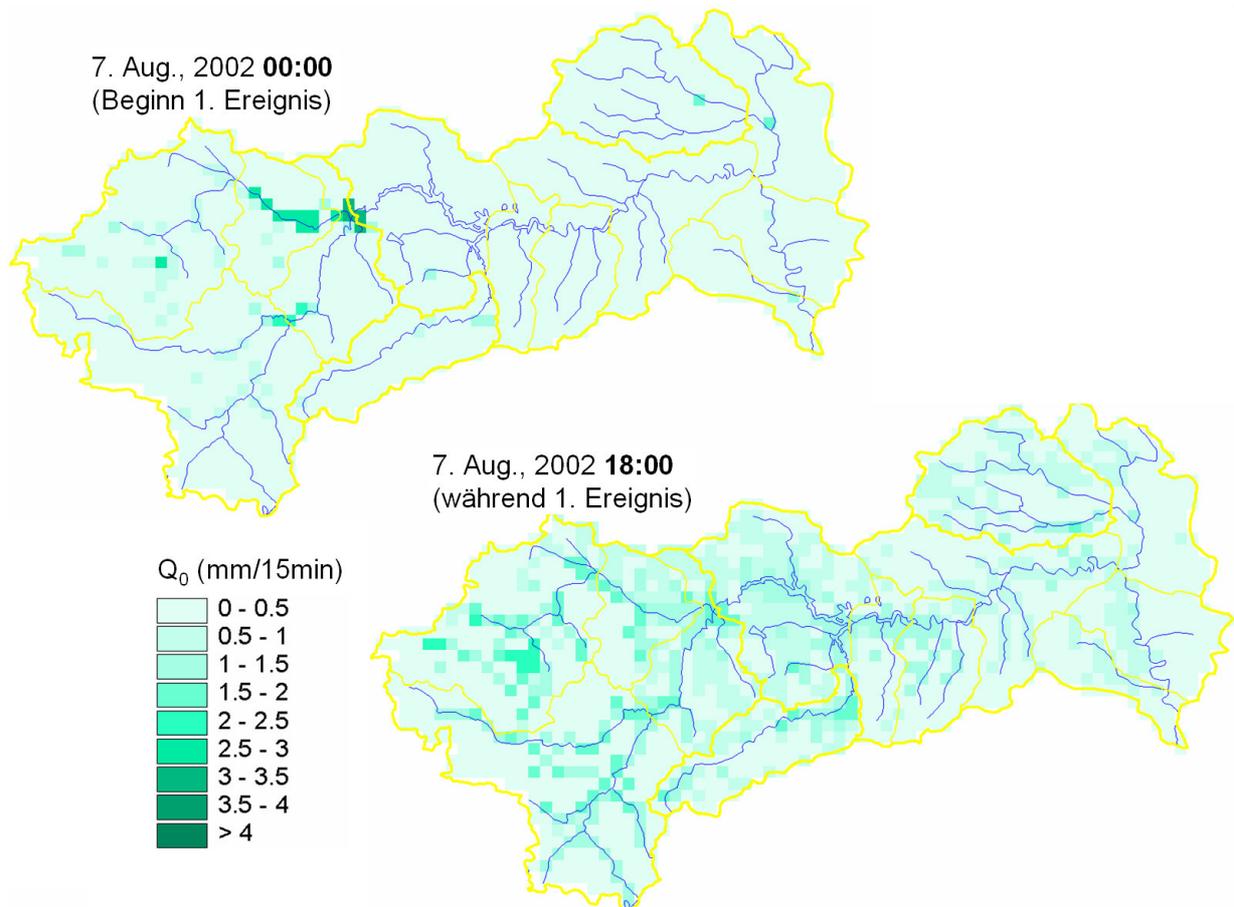


Abb. 2.15 Plausibilitätskontrolle der simulierten Muster: Oberflächenabfluss Q_0 an zwei Zeitpunkten für den Vergleich mit qualitativen Feldbeobachtungen.

Abbildung 2.16 zeigt die Verteilung der Bodenfeuchte in der obersten Bodenzone für das gleiche Ereignis. Die Bodenfeuchte ist eine Schlüsselvariable, die den Anteil des

Direktabflusses bestimmt. Wie zu erwarten, ist die Bodenfeuchte während des Ereignisses wesentlich höher als zu dessen Beginn. Die relativ hohe Bodenfeuchte zu Beginn im mittleren Teil des Gebietes ist auf ein Vorereignis mit Zentrum nördlich des Untersuchungsgebietes zurückzuführen. Die geringe Bodenfeuchte im Osten (Taffagebiet) ist eine Folge des hochdurchlässigen Untergrundes im Bereich des Porengrundwasserleiters. Die Grundwasserneubildung ist hier hoch, die Bodenfeuchte entsprechend klein wegen der hohen Perkolationsraten.

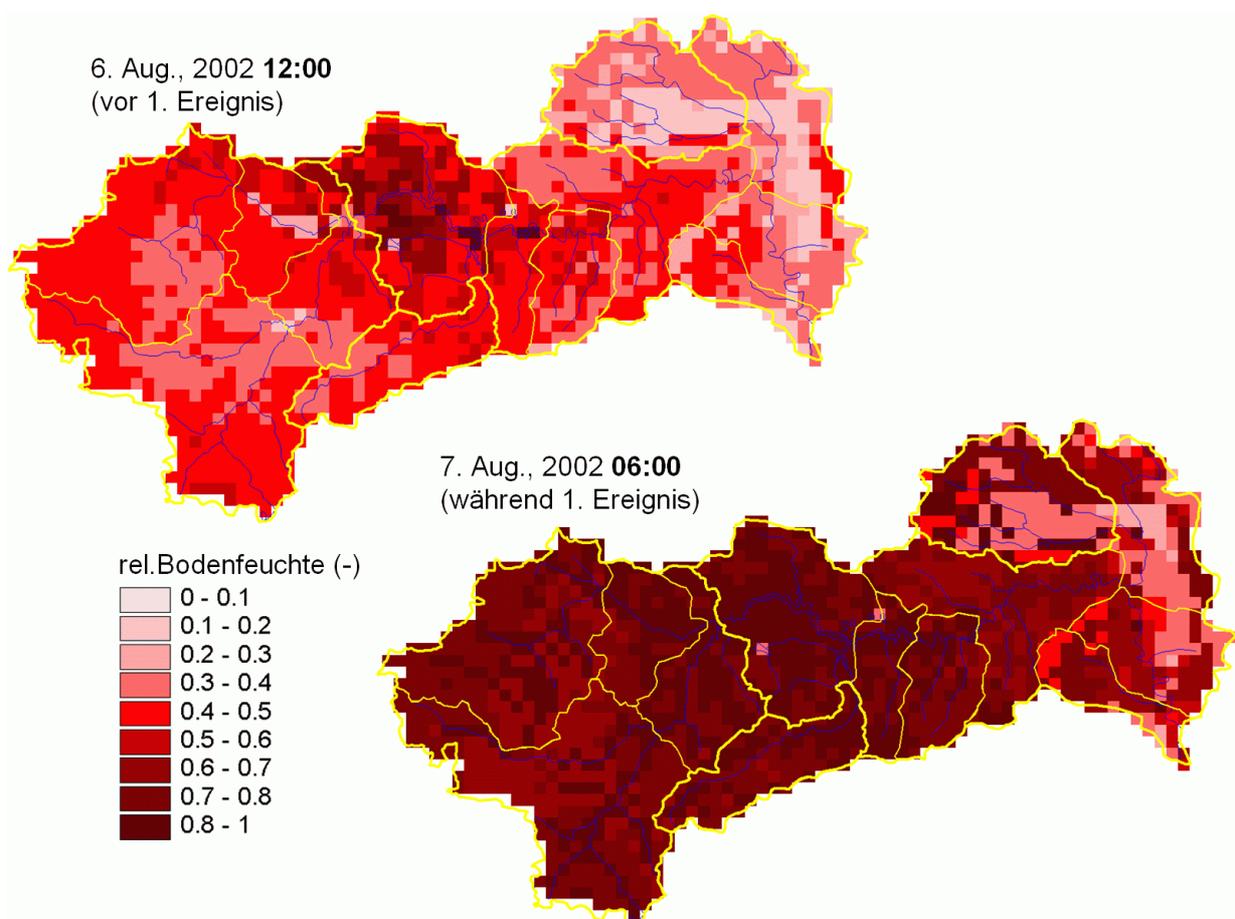


Abb. 2.16 Plausibilitätskontrolle der simulierten Muster: Bodenfeuchte S_{bf} an zwei Zeitpunkten für den Vergleich mit der Gebieteinschätzung.

Ein weiterer, naheliegender Vergleich lässt sich mit simulierten und beobachteten Schneemustern durchführen. Informationen über beobachtete Schneehöhen liegen, wenn auch in größerer räumlicher und zeitlicher Auflösung, vor. Für den 8. April 1996, vor dem Hochwasserereignis 1996, zeigt Abbildung 2.17 das simulierte Schneewasseräquivalent sowie die Verteilung der Schneehöhen, die aus der Interpolation zwischen den Beobachtungen an mehreren Stationen gewonnenen wurde. Die Schneedichte ist in diesem Fall nicht bekannt, und die Punktmessungen der Schneehöhe sind wegen der starken räumlichen Variabilität des Schnees nicht unbedingt repräsentativ für das Gebiet. Deshalb wird dieser Mustervergleich qualitativ durchgeführt. Es wird geprüft, ob bei unterschiedlichen meteorologischen und hydrologischen Situationen das grundsätzliche Verhalten des Aufbaus und des Abschmelzens

der Schneedecke richtig wiedergegeben wird. Im Beispiel in Abb. 2.17 wird das Ausapern im Osten und die größere Schneerücklage in den höheren Gebietsteilen im Westen richtig wiedergegeben. Bei Annahme einer typischen Schneedichte erscheint das simulierte Schneewasseräquivalent im Vergleich zu den interpolierten Schneehöhendaten im Westen des Gebietes zwar etwas hoch, doch können solche Unterschiede auch durch Unsicherheiten bei der Messung und Interpolation der Schneehöhen verursacht sein. Vergleiche wie in Abb. 2.17 deuten darauf hin, dass die simulierten Schneemuster tendenziell ein zu spätes Ausapern ergeben. Deshalb wird der Gradtagfaktor *GTF* in diesem Schritt geringfügig erhöht. Der Mustervergleich erlaubt also auch eine Feinabstimmung dieses Modellparameters. Zur Verifikation der modellierten Schneeschmelze dienen jedoch in erster Linie die beobachteten Abflussganglinien.

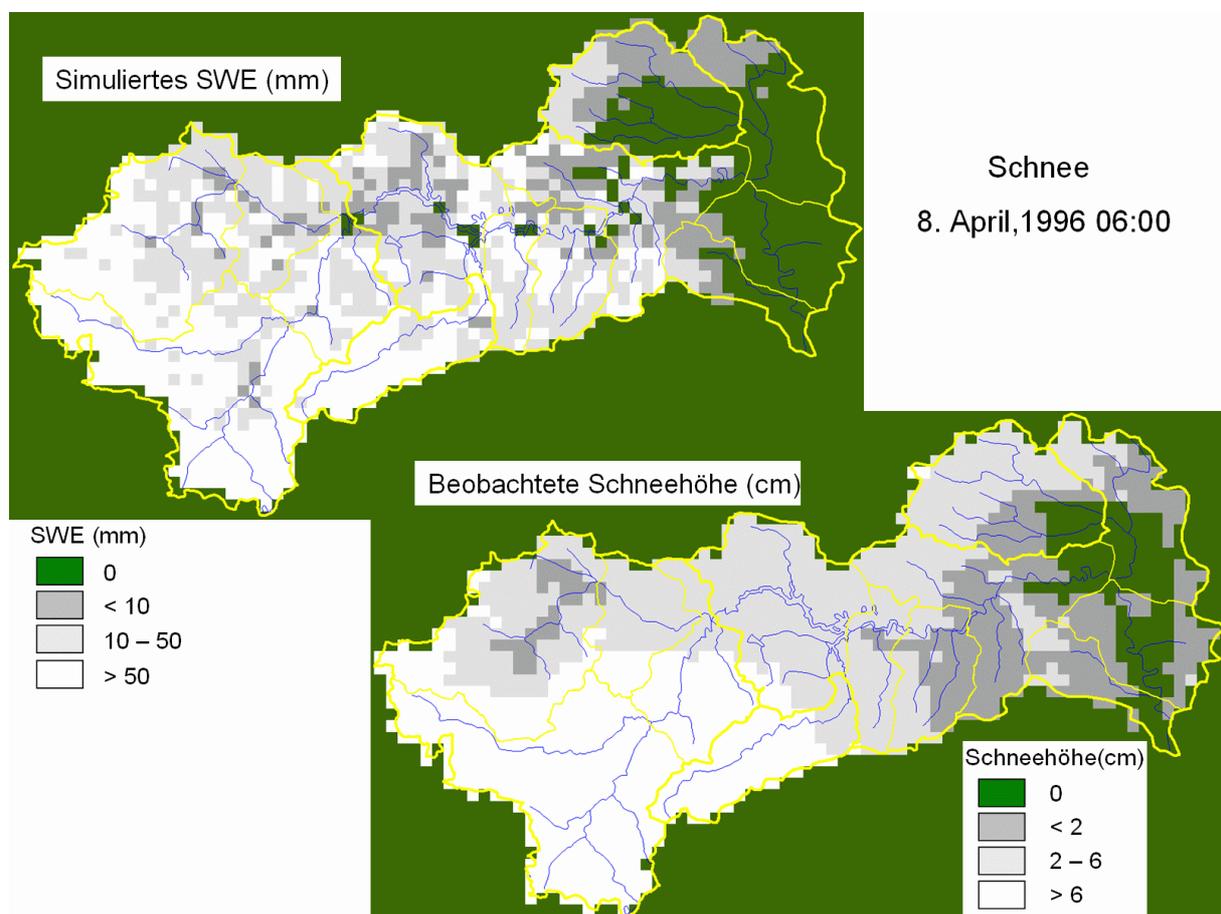


Abb. 2.17 Plausibilitätskontrolle der simulierten Muster: Simulierte Schneeverteilung (Schneewasseräquivalent *SWE*), und aus Punktdaten interpolierte Schneehöhenverteilung am 8. April 1996, 6:00.

In Ergänzung dazu können auch die Modellparameter selbst räumlich aufgetragen und mit der Gebietseinschätzung verglichen werden. Abbildung 2.18 zeigt die Feldkapazität und den Nichtlinearitätsparameter. Im Taffagebiet im Osten sind die Werte der Feldkapazität am größten, da hier die hochdurchlässige oberste Schicht des Untergrundes bis zum Grundwasserleiter reicht. Kleine Werte der Feldkapazität ergeben sich im Nordosten des Gebietes,

da in diesen Gebietsteilen die Speicherfähigkeit des Untergrundes aufgrund des höheren Lehmanteiles der Böden und des weniger durchlässigen Gneises geringer ist als in anderen Gebietsteilen. Der Nichtlinearitätsparameter ist auf den versiegelten Flächen klein und auf den Hochflächen groß. Auch das ist plausibel und stimmt mit der Einschätzung der Landschaftseinheiten überein. Die versiegelten Gebiete zeigen die schnellste Reaktion und die Hochflächen besitzen die längsten Fließwege.

Nach dem Plausibilitätstest des Schrittes 5 ist anzunehmen, dass das Modell die wesentlichen Abflussprozesse auch räumlich differenziert zutreffend beschreibt.

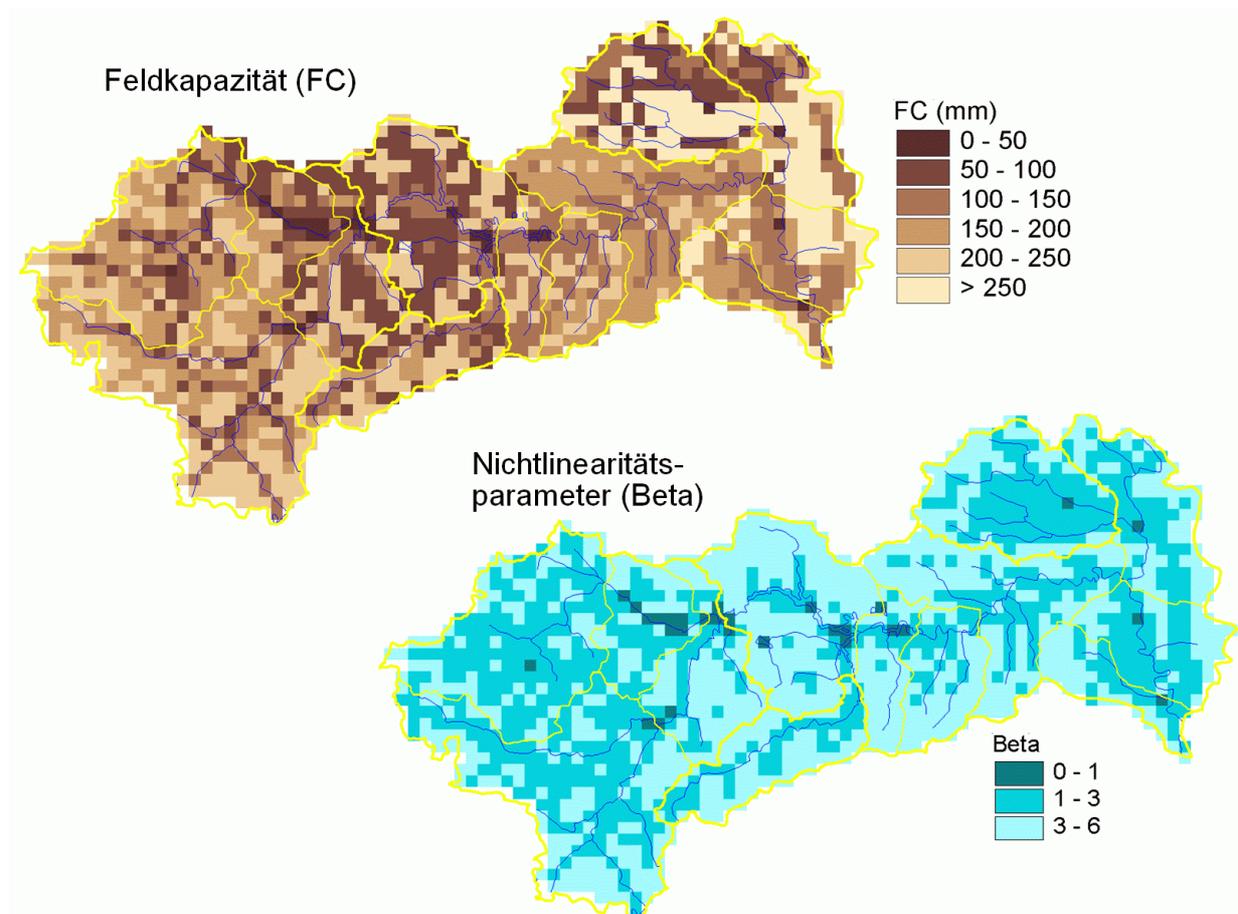


Abb. 2.18 Räumliche Verteilung zweier Modellparameter als Ergebnis der vorgeschlagenen Vorgangsweise: Feldkapazität FC und Nichtlinearitätsparameter β .

2.4 ZUSAMMENFASSUNG

Im Kampgebiet ist es besonders wichtig, die Abflussbildung zutreffend zu beschreiben, da der zum Abfluss kommende Anteil des Niederschlags zwischen den Ereignissen stark schwanken kann. Bei manchen Ereignissen kommen weniger als 10% des Niederschlags zum Abfluss, beim Ereignis vom 12. und 13. August 2002 waren es am Pegel Zwettl/Kamp hingegen 60%.

Für den Wellenablauf in den Flussabschnitten werden die Modellstruktur und die Modellparameter in ähnlicher Weise bestimmt. Die dafür zur Verfügung stehende Information sind Abflussdaten, die die Verformung der Abflusswelle entlang der Gewässer beschreiben;

Ergebnisse hydraulischer Simulationen, die für größere als beobachtete Hochwässer die Wellenablaufdynamik beschreiben; sowie Angaben über den Beginn der Ausuferung in verschiedenen Abschnitten des Gewässers auf Basis von Feldbegehungen (siehe Kap. 3).

Einen Vergleich der simulierten und beobachteten Abflussganglinien mit dem Gesamtmodell zeigt Abbildung 2.19. Dieses Ereignis trat erst nach Abschluss der Arbeiten der fünf Schritte auf. Es handelt sich also um ein Verifikationsereignis, da es in keiner Weise für die Modellentwicklung verwendet wurde. Das Testbeispiel in Abb. 2.19 zeigt, dass nicht nur insgesamt die Größe und Form der beobachteten Welle gut getroffen wird. Für den Test ist besonders interessant, dass die Struktur der Welle, d.h. die Änderungen des Durchflusses in den verschiedenen Teilen der Abflusswelle, gut durch das Abflussmodell beschrieben wird.

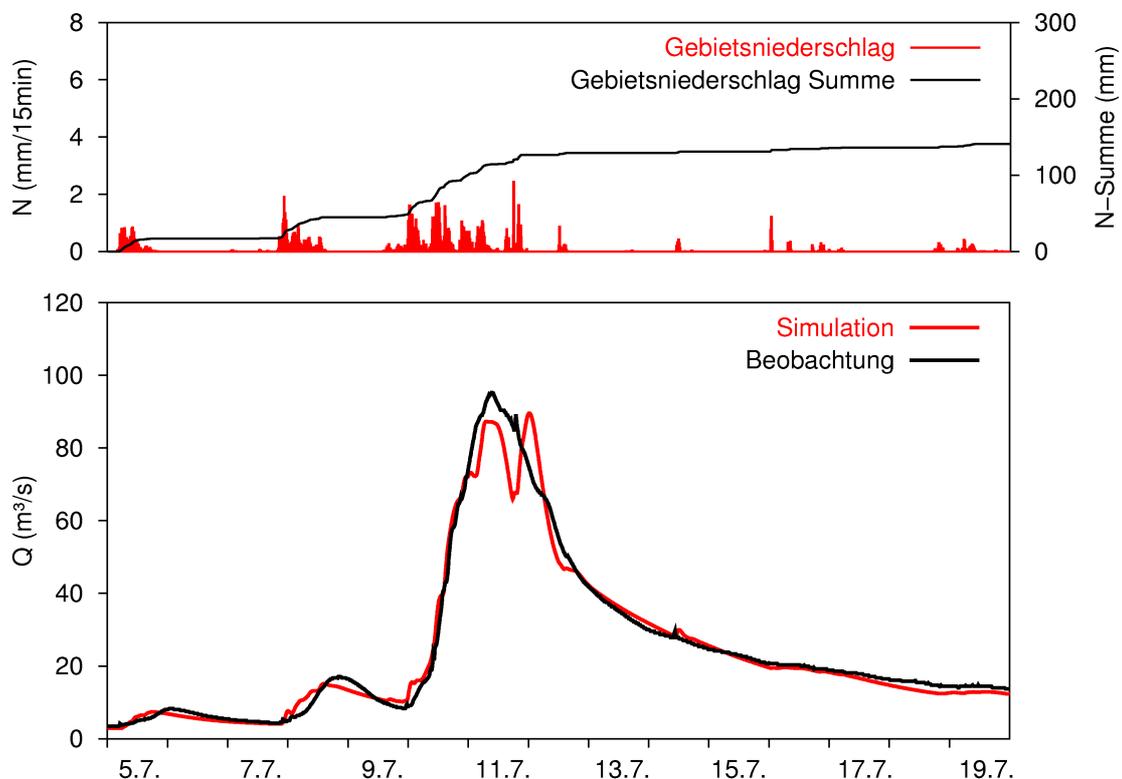


Abb. 2.19 Verifikation der Abflusssimulationen für ein Ereignis im Juli 2005, das nicht zur Bestimmung der Struktur und Parameter des Modells herangezogen wurde.

Die hier vorgeschlagene Vorgangsweise zur Modellidentifikation nützt sehr unterschiedliche, relevante Informationen für die Wahl der Struktur und der Parameter eines flächendetaillierten Abflussmodells in einem konkreten Gebiet (Tabelle 2.1). Es sind aber nur solche Informationen erforderlich, wie sie typischerweise bei der Entwicklung eines Hochwasservorhersagemodells zur Verfügung stehen. Die Umsetzung dieses Konzeptes zur Modellidentifikation wurde am Beispiel der Abflussbildung für das Kampgebiet beispielhaft vorgestellt. Es kann als Muster für andere Gebiete und andere Abflussprozesse dienen.

Tab. 2.1: Zusammenfassung der Daten und Belege zur Modell- und Parameteridentifikation.

Beleg ("Daten")	Auswertung	Beleg für
Abflussdaten (Pegel, Kraftwerke)	<ul style="list-style-type: none"> • Ereignis- bzw. Ganglinienanalyse (verschiedene Ereignistypen) • Vergleich mit simulierten Ganglinien (visuell) 	<ul style="list-style-type: none"> • Speicherverhalten im Gebiet → Abflusskomponenten → dominante Prozesse • Räumliche Ausdehnung der abflussbeitragenden Flächen → „Spectral Unmixing“ • Zusammenwirken der Teilflächen → Abflusskonzentration im Gebiet → Wellenablauf im Gerinne • Modell- bzw. Simulationsgüte
Niederschlagsdaten	<ul style="list-style-type: none"> • räumliche und zeitliche Verteilung (Vergleich mit Abflussganglinien) 	<ul style="list-style-type: none"> • Abflusskonzentration im Gebiet • Abflussbeitragende Flächen
Grundwasserstände	<ul style="list-style-type: none"> • Wasserbilanz • Rezessionsanalyse 	<ul style="list-style-type: none"> • Einfluss des Grundwasserkörpers auf Gerinneabfluss • Speicherverhalten des tiefgründigen Bodenabflusses
Schneedaten (Stationen und interpoliert)	<ul style="list-style-type: none"> • Vergleich mit simulierten Schneewasserwerten → als Ganglinien (Zeitpunkte der Akkumulation und Ausaperung) → räumliche Muster (qualitativ) 	<ul style="list-style-type: none"> • Modell- bzw. Simulationsgüte → Schneemodul
Feldbegehungen & Gespräche mit Ortskundigen	<ul style="list-style-type: none"> • Topographie auf kleiner Skale (Gräben, Kanäle, etc.) • Bodenprofile, Anschnitte • Hangwasseraustritte • Oberflächenfließen • Sättigungsflächen • Überflutungsflächen, Ausuferungsmarken 	<ul style="list-style-type: none"> • Abflussbeitragende Flächen • Dominante Abflussprozesse • Speicherfähigkeit des Bodens • Identifikation der typischen Hydrotopeigenschaften • Wellenablauf im Gerinne
Digitale Karten (GIS, Satellitenbilder)	<ul style="list-style-type: none"> • Topographie • Landnutzung • Böden • Geologie 	<ul style="list-style-type: none"> • Lage und räumliche Ausdehnung der Hydrotope
vorhandene Literatur	Gebietseigenschaften (z.B.) <ul style="list-style-type: none"> • Fink et al. (1989) • GBA (2002) 	<ul style="list-style-type: none"> • Speichervermögen des Bodens • Abflussverhalten im Untergrund • Lage und räumliche Ausdehnung der Hydrotope
vorhandene Literatur	HBV-Typ Modellanwendungen (z.B.) <ul style="list-style-type: none"> • Reihan & Kovalenko (2001) • Seibert (1997) 	<ul style="list-style-type: none"> • Direkter Vergleich der Parameterwerte → Ähnlichkeiten und Unterschiede in Gebietseigenschaften

Allerdings erfordert die Vorgangsweise einen großen Arbeitsaufwand. Dieser Arbeitsaufwand besteht nicht in der Durchführung zahlreicher Simulationen und Minimierung einer Zielfunktion, sondern in einer detaillierten hydrologischen Interpretation und Argumentation der Konzeptionen. Vorwissen über die Eigenschaften hydrologischer Prozesse ist dafür Voraussetzung. Dieser Einsatz wird als notwendig erachtet, um die Modellstruktur und Modellparameter in einer plausiblen Weise zu identifizieren. Wegen der unterschiedlichen, auch räumlich differenzierten, Informationen und der hydrologischen Überlegungen, die in die Modellidentifikation einfließen, ist zu erwarten, dass das so definierte Modell im Vergleich zur herkömmlichen Eichung die Abflussprozesse im Gebiet genauer beschreibt und deshalb zuverlässigere Abflussprognosen liefert.

Kapitel 3

Identifikation von Wellenablaufparametern für die operationelle Hochwasservorhersage in kleinen und mittleren Einzugsgebieten

3.1 EINLEITUNG

Abhängig von der Art der Anwendung und der Datenverfügbarkeit werden zur Abflussmodellierung verschiedene Ansätze zur Beschreibung des Wellenablaufs in natürlichen Gerinnen herangezogen. Detaillierte hydrodynamische Modelle auf Basis der hydrodynamischen Grundgleichungen (de Saint-Venant-Gleichungen) kommen hauptsächlich bei der Analyse von Hochwasserereignissen zur Abschätzung der Wirkung von Hochwasserrückhalteräumen, für Bemessungszwecke oder zur Ausweisung von Risikoflächen, etwa in der Gefahrenzonenplanung, zur Anwendung. Die hydrodynamischen Modelle besitzen den Vorteil, dass Änderungen in der Gerinnegeometrie explizit berücksichtigt werden können, dass eine Extrapolation auf große Durchflüsse möglich ist und dass Ausuferungsflächen und Fließgeschwindigkeiten ausgewiesen werden können. Allerdings erfordern diese Modelle eine Fülle von detaillierten Eingangsdaten zu Gerinnegeometrie, Rauheit und seitlichen Zuflüssen. Zusätzlich ist mitunter mit langen Rechenzeiten und Konvergenzproblemen in der komplexen Numerik zu rechnen, vor allem betreffend die Simulation von Hochwasserabflüssen in den Vorländern und Ausuferungsbereichen.

Für die operationelle Hochwasservorhersage sind die Anforderungen an die Abflussmodelle andere als im Analysefall. Ein stabiler Programmablauf ist von größter Bedeutung und bei vielen Anwendungen wird gefordert, dass die Rechenzeit möglichst gering ist. Letzteres ist insbesondere für die Erstellung von Ensemblevorhersagen notwendig, bei denen eine hohe Anzahl von künftig möglichen Abflusszenarien durchgerechnet wird, um die Unsicherheit der Vorhersagen zu quantifizieren. Trotz des Einsatzes von Computern mit immer größer werdender Rechenleistung ist daher die Anwendung von hydrodynamischen Modellansätzen nicht immer zielführend. Dies ist vor allem der Fall in kleinen und mittleren Einzugsgebieten, in denen bei der Modellauswahl und -entwicklung das Erfassen der Abflussbildungsprozesse in den Kopf- und Zwischeneinzugsgebieten im Vordergrund steht, da diese meist einen größeren Einfluss auf die Form der Hochwasserwelle besitzen als die reine Wellentransformation im Flussschlauch. In vielen Hochwasservorhersagemodellen wird daher mit vereinfachten, hydrologischen Modellen (z.B. Gutknecht et al., 1997) gearbeitet.

Bei den hydrologischen Wellenablaufmodellen handelt es sich ursprünglich um lineare Modelle, die in weiterer Folge um nichtlineare Ansätze erweitert wurden. In der Literatur existieren verschiedene Konzepte zur Einbeziehung der Nichtlinearität in die hydrologischen Modellansätze. Eine Möglichkeit ist der Einsatz von nichtlinearen Speicher-Abflussbeziehungen (z.B. Laurenson, 1964; Ponce und Yevjevich, 1978; Koussis und Osborne, 1986; Malone und Cordery, 1989). Eine Alternative dazu ist der Ansatz, das lineare Modell als ein

Unter- bzw. Stufenmodell anzusehen, in dem die Parameter abhängig von der jeweiligen Durchflusssituation für jeden Zeitpunkt bestimmt werden, beispielsweise als Funktion von (aktuellen) Durchflusswerten. Dieser Ansatz folgt der Annahme, dass der Wellenablauf zu jedem Zeitpunkt bzw. bei der jeweiligen Durchflusssituation als linearer Prozess, also als eine Aufeinanderfolge linearer Prozesse („mehrfach-linear“, engl. „multilinear“) verstanden wird. Anwendung findet dieses Konzept beispielsweise beim „Multiple Linearization Flow Routing Model“ von Keefer und McQuivey (1974), beim Schwellenwertmodell (Becker, 1976; Becker und Kundzewicz, 1987) und beim mehrfach linearen Modell von O'Connor (1976), basierend auf einer diskreten Version der Nash-Kaskade. Der große Vorteil der hydrologischen Modelle gegenüber den hydrodynamischen Ansätzen ist das hohe Maß an numerischer Stabilität und rechentechnischer Effizienz. Darüber hinaus ist die Gesamtanzahl der Parameter meist gering, und die Parameter können deshalb sehr rasch auf Plausibilität getestet werden, wodurch die Aussagekraft und Zuverlässigkeit des Vorhersagesystems - und nicht zuletzt die Akzeptanz beim Anwender - entscheidend erhöht wird. Diesen Vorteilen steht allerdings gegenüber, dass die hydrologischen Modelle in größerem Maße auf eine Eichung der Parameter angewiesen sind, vor allem wenn das Vorhersagemodell auch auf extreme Ereignisse abgestimmt wird und die Abflusscharakteristik der Vorländer und Ausuferungsflächen eine entscheidende Rolle spielen.

Die Eichung der Parameter von hydrologischen Modellen erfolgt meist anhand eines Vergleichs von Abflussdaten mehrerer Ereignisse zwischen Oberlieger- und Unterliegerpegel an einem Flussabschnitt (z.B. Wong und Laurenson, 1984; Szolgay, 2004; Mitkova et al. 2005). Diese Vorgangsweise ist vor allem zielführend

- bei großen Flüssen, bei welchen die seitlichen Zuflüsse relativ klein sind im Vergleich zum Abfluss im Hauptstrom,
- wenn Hochwasserdaten für die betrachteten Flussstrecken verfügbar sind und
- wenn diese Abflussdaten den gesamten Bereich von Durchflüssen abdecken, auf welche das Vorhersagesystem abgestimmt wird.

Die genannten Bedingungen sind jedoch nicht immer gegeben, vor allem, wenn für kleine und mittlere Einzugsgebiete ein Modell zur Hochwasservorhersage erstellt werden soll. Eine Reihe von Autoren entwickelten daher Methoden, welche die Parameter des hydrologischen Wellenablaufmodells in Bezug zum linearisierten de Saint-Venant-Modell bestimmen, basierend auf Vereinfachungen betreffend der Gerinnegeometrie (Dooge, 1973; Koussis, 1978; Dooge et al., 1982). Alternativ dazu wird ein hybrider Ansatz empfohlen (z.B. Perumal, 1994), bei dem das hydrologische Modell an die Ergebnisse von hydrodynamischen Modellen angeeicht wird. Mitunter sind jedoch zur Entwicklung eines Hochwasservorhersagesystems zusätzlich zu Abflussdaten weitere Informationen bezüglich des Wellenablaufverhaltens verfügbar, wie zum Beispiel Ausuferungsmarken und Luftbilder von vergangenen Hochwasserereignissen oder Ergebnisse von bereits bestehenden hydrodynamischen Modellen. Es ist daher naheliegend, diese verschiedenartigen bzw. komplementären Typen von Informa-

tionen zur Bestimmung von möglichst plausiblen Modellparametern zu kombinieren. Jedoch existiert keine generelle Vorgehensweise für eine systematische Umsetzung dieses Konzepts.

In diesem Kapitel wird eine Methode vorgestellt, in systematischer Weise verschiedene und verschiedenartige Informationen zur Identifikation der Parameter eines hydrologischen Wellenablaufmodells zu kombinieren. Die Idee ist dabei, die Vorteile eines hydrologischen Ansatzes mit jenen eines hydrodynamischen Ansatzes zu kombinieren. Dies sind auf der einen Seite die Robustheit, die numerische Effizienz und die relativ geringe Zahl von Parametern und auf der anderen Seite die zuverlässige Extrapolation auf große Ereignisse, die Möglichkeit der Parameterbestimmung auch für Flussstrecken ohne direkter Abflussmessung und die entsprechende Berücksichtigung der seitlichen Zuflüsse. Im folgenden wird die Vorgangsweise zur Identifikation der Parameter am Beispiel des Wellenablaufmodells am Kamp, basierend auf einer nicht-linearen Speicherkaskade, gezeigt.

3.2 MODELLKONZEPT ZUR BESCHREIBUNG DES WELLENABLAUFS

Das Wellenablaufmodell in diesem Kapitel basiert auf der linearen Speicherkaskade von Nash (1957). Für n Speicher ergibt sich der Ausfluss aus der Kaskade Q_n gemäß der Systemantwort auf einen Momentaneinheitsimpuls (Input U_1) zu:

$$Q_n = \frac{1}{k} \cdot S_n = \frac{1}{k^n \cdot (n-1)!} \cdot t^{n-1} \cdot e^{-\frac{t}{k}} \quad (\text{Gl. 3.1})$$

S_n ist der Inhalt des letzten Speichers, t ist die Zeit, k ist die Zeitkonstante jedes einzelnen Speichers und $n \cdot k$ ist die Gesamtverzögerungszeit bzw. Laufzeit.

In der vorliegenden Arbeit wird die im Zustandsraum formulierte Speicherkaskade nach Szöllösi-Nagy (1982), Szilagyi (2003) und Szolgay (2004) verwendet. Diese Formulierung stellt das System durch eine zeitliche Abfolge der Zustände dar. Das bedeutet, dass das gesamte Systemgedächtnis in den Zustandsgrößen eines Zeitpunktes enthalten ist. Der zukünftige Abfluss hängt nur von diesen Zustandsgrößen ab, Größen aus der Vergangenheit gehen nicht direkt ein. Im Fall der Speicherkaskade sind die Zustandsgrößen die Speicherinhalte der einzelnen Speicher.

Wird der externe Input \mathbf{U} konstant angenommen über das Zeitintervall $(i, i-1)$ der Länge Δt , können die Gleichungen für den Speicher und für den Abfluss in der Zustandsraumformulierung geschrieben werden als:

$$\mathbf{S}_i = \mathbf{F}_{i,i-1} \cdot \mathbf{S}_{i-1} + \mathbf{G}_{i,i-1} \cdot \mathbf{U}_{i,i-1} \quad (\text{Gl. 3.2})$$

$$\mathbf{Q}_i = \mathbf{H}_i \cdot \mathbf{S}_i \quad (\text{Gl. 3.3})$$

\mathbf{S} und \mathbf{Q} sind $(n \cdot 1)$ -Zustandsvektoren, die den Speicherinhalt sowie den Abfluss beinhalten. \mathbf{H} ist eine $(n \cdot n)$ -Matrix, die in der Diagonale die Inversen der Speicherkonstante k enthält. \mathbf{I} ist die Einheitsmatrix.

$$\mathbf{H} = (1/k, 1/k, \dots, 1/k) \cdot \mathbf{I} \quad (\text{Gl. 3.4})$$

Die Übergangsmatrizen \mathbf{F} (Input) und \mathbf{G} (Zustandsgrößen) der Dimension $(n \cdot n)$ bzw. $(n \cdot 1)$ sind definiert als

$$\mathbf{F}_{i,i-1} = \begin{bmatrix} e^{-\frac{\Delta t}{k}} & 0 & \dots & 0 \\ k\Delta t e^{-\frac{\Delta t}{k}} & e^{-\frac{\Delta t}{k}} & & 0 \\ \frac{(k\Delta t)^2}{2!} e^{-\frac{\Delta t}{k}} & k\Delta t e^{-\frac{\Delta t}{k}} & & 0 \\ \vdots & & \ddots & \vdots \\ \frac{(k\Delta t)^{n-1}}{(n-1)!} e^{-\frac{\Delta t}{k}} & \frac{(k\Delta t)^{n-2}}{(n-2)!} e^{-\frac{\Delta t}{k}} & \dots & e^{-\frac{\Delta t}{k}} \end{bmatrix} \quad (\text{Gl. 3.5})$$

$$\mathbf{G}_{i,i-1} = \begin{bmatrix} k(1 - e^{-\frac{\Delta t}{k}}) \\ k \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{k}} \left(1 + \frac{\Delta t}{k} \right) \right) \\ \vdots \\ k \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{k}} \sum_{j=0}^{n-1} \frac{1}{j!} \left(\frac{\Delta t}{k} \right)^j \right) \end{bmatrix} \quad (\text{Gl. 3.6})$$

Zur Berücksichtigung der Nichtlinearität wird die Speicherkonstante k als eine Funktion des Zuflusses zur Kaskade U_i ausgedrückt. Die Methodik folgt dem Konzept der vertikalen Unterteilung der Zuflussganglinie (Zeitzerlegungsschema) gemäß Becker & Kundzewicz (1987). In der Zustandsraumformulierung werden die Gleichungen 2 bis 6 zu jedem Zeitschritt gerechnet in Abhängigkeit der Zustandsgrößen \mathbf{S} and \mathbf{Q} des vorherigen Zeitschrittes und in Abhängigkeit der Speicherkonstante k , die sich entsprechend dem Zufluss zwischen dem vorherigen und dem aktuellen Zeitschritt ergibt. Für die Abhängigkeit der Speicherkonstanten k vom Durchfluss wird eine stückweise lineare Funktion gewählt. Da es schwierig ist, sowohl \bar{n} als auch k aus einer Eichung zu ermitteln, wird die Speicheranzahl n nicht vom Durchfluss abhängig gemacht; sie beschreibt die Dimensionalität der Matrizen und wird innerhalb einer Wellenablaufstrecke konstant gehalten, kann aber für die verschiedenen Flussabschnitte unterschiedliche Werte annehmen.

3.3 UNTERSUCHUNGSGEBIET UND MODELLTOPOLOGIE

Der Große Kamp entspringt im niederösterreichischen Waldviertel, an der Grenze zu Oberösterreich, und vereinigt sich mit dem Kleinen Kamp, der Zwettl und dem Purzelkamp zum eigentlichen Kamp-Fluss oder „Oberen Kamp“ (Abbildung 3.1). Der Obere Kamp fließt von West nach Ost und entwässert ein Gebiet von 1012 km² in die Kraftwerkskette Kamp, bestehend aus den Speichern Ottenstein, Dobra und Thurnberg, die das Hochwasserregime beeinflussen. Unterhalb der Kraftwerke mündet ein nördlicher Zufluss, die Taffa, in den Kamp. Der „Untere Kamp“ ändert nun seine Fließrichtung und fließt von nun an von Norden nach Süden. Das gesamte Kampeinzugsgebiet bis zum Gebietsauslass in Zöbing besitzt eine Fläche von 1550 km².

In der vorliegenden Arbeit werden Abflussdaten folgender Pegel verwendet: Pegel Neustift/Kamp (77 km²), Zwettl/Kamp (622 km²), Zwettl/Zwettl (274 km²), Rastenberg/Purzelkamp (95 km²), Frauenhofen/Taffa (140 km²), Rauschermühle/Kamp (1150 km²) und Stiefern/Kamp (1493 km²). An diesen Pegeln stehen Abflussdaten in 15 min Auflösung bis in das Jahr 1977 zurückreichend zur Verfügung. Im Jahr 2005 wurde knapp vor der Mündung der Taffa in den Kamp der Pegel Rosenberg/Taffa (250 km²) eingerichtet. Zusätzlich werden für einzelne Ereignisse verfügbare Kraftwerksabgaben sowie Zuflüsse zum Speicher Ottenstein, rückgerechnet aus den Speicherständen, verwendet.

Das Wellenablaufmodell in diesem Kapitel ist Teil des hydrologischen Abflussmodells KAMPUS, bestehend aus einem Niederschlag-Abflussmodell in den Kopf- und Zwischeneinzugsgebieten und einer Wellenablaufkomponente. Das Niederschlag-Abflussmodell ist ein kontinuierliches Wasserbilanzmodell auf Rasterbasis mit einer Auflösung von 1 km² (Kapitel 1). Über einen Bodenfeuchtemodul wird die Änderung des Bodenfeuchtezustandes im Gebiet und die Abflussbildung erfasst. Dieser enthält drei Parameter: die maximale Speicherkapazität des Bodens, einen Parameter für den entsprechenden Bodenfeuchtezustand, ab welchem die potenzielle Verdunstung erreicht wird, und einen Parameter zur Beschreibung der nichtlinearen Beziehung zwischen Bodenfeuchtezustand und Abflussbildung. Die Abflussentstehung am Hang wird anhand eines oberen und zweier tiefer liegender Bodenspeicher beschrieben. Der zum Abfluss beitragende Teil des Niederschlages fließt in den Speicher der oberen Bodenzone, welche sich auf drei Wegen entleert: mit einer konstanten Perkolationsrate in die untere Bodenzone; proportional zum Speicherinhalt in den Abfluss; und bei Überschreitung der kritischen Speicherfüllung mit einer schnellen Speicherkonstante in den Abfluss. Die untere Bodenzone entleert sich mit einer langsameren Speicherkonstante in den Abfluss. Zusätzlich wird eine Bypass-Komponente eingeführt, die die Matrix der obersten Bodenzone umgeht und einen Teil des Niederschlages direkt in die untere Bodenzone leitet. Der Ausfluss aus den Speichern beschreibt die Abflusskonzentration am Hang. Kapitel 1 und Parajka et al. (2005) beschreiben das Modell im Detail. Der Hangabfluss wird danach zum Auslass jedes Teilgebietes transformiert und stellt den Teilgebietsabfluss bzw. direkten Zufluss zu einer Wellenablaufstrecke dar. Letzterer wird beim unterliegenden Knoten als seitlicher Zufluss nach erfolgter Wellenablaufberechnung

addiert. Der Rechenzeitschritt innerhalb des Modells, einschließlich dem Wellenablaufmodul, ist $\Delta t = 15$ Minuten.

Die Wahl der Knotentopologie richtet sich zunächst nach den Einzugsgebieten der Pegel und den Vorhersagestellen. An markanten Stellen, wie Einmündungen von größeren Bächen, Nebenflüssen oder bei Kraftwerken, werden die Gebiete daraufhin weiter unterteilt. Insgesamt ergeben sich dadurch 8 Gerinneabschnitte, in denen der Wellenablauf simuliert wird (Tabelle 3.1). Vier Flussstrecken (Nr. 1 bis 4) befinden sich oberhalb der Staukette (Oberer Kamp) und drei Flussstrecken unterhalb der Staukette am Unteren Kamp (Nr. 5, 7 und 8). Die Flussabschnitte am Unteren Kamp sind länger (bis zu 22km), und der Beitrag aus dem direkten Einzugsgebiet ist verhältnismäßig geringer als bei den Strecken am Oberen Kamp. Im Unteren Kamp bis zum Gebietsauslass ist daher bei vielen Ereignissen für die Form der Abflusswelle neben der Abgabe aus der Speicherkette das Abflussverhalten im Gerinne (Laufzeit) maßgeblich, während am Oberen Kamp die Form der Abflusswelle stark durch die Abflussentstehung innerhalb der Teileinzugsgebiete geprägt wird. Die Strecke Nr. 6 ist die Taffa.

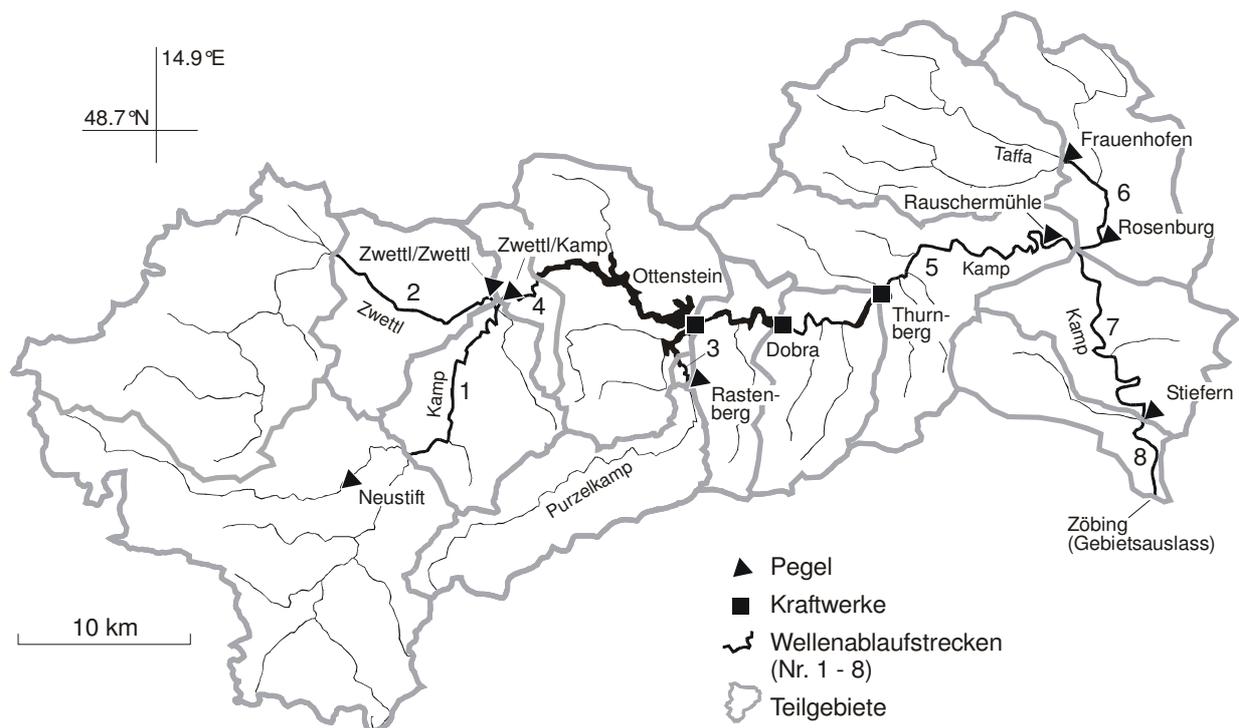


Abb. 3.1 Gebiet des Kamp: Wellenablaufstrecken, Pegel und Kraftwerke.

Tab. 3.1 Wellenablaufstrecken im Kampgebiet (vgl. Abb. 3.1).

Nr.	Fluss	Flussabschnitt	Länge (km)	A_E Oberlieger (km ²)	A_E direkt (km ²)
1	Kamp	Ritterkamp bis Zwettl	17.5	248	100
2	Zwettl	Jagenbach bis Zwettl	16.0	203	71
3	Purzelkamp	Rastenbergr bis Speicher Ottenstein	3.5	95	3
4	Kamp	Zwettl bis Speicher Ottenstein	6.5	622	35
5	Kamp	Thurnberg bis Rauschermühle	22.5	1012	149
6	Taffa	Frauenhofen bis Rosenberg	10.0	140	108
7	Kamp	Rosenberg bis Stiefern	18.0	1409	84
8	Kamp	Stiefern bis Zöbing	7.0	1493	57

3.4 VORGANGSWEISE

Zur Identifikation der Parameter n und $k(Q)$ des hydrologischen Wellenablaufmodells für die einzelnen Gerinneabschnitte werden in diesem Kapitel fünf Schritte vorgeschlagen:

Schritt 1: *A priori* Parameter aus einer Analyse der topographischen Verhältnisse, Luftbildern und Wasseranschlaglinien

Schritt 2: Analyse von Abflussdaten

Schritt 3: Aneicherung des hydrologischen Modells an die Ergebnisse detaillierter hydrodynamischer Modelle

Schritt 4: Kombination der Informationen zur Erfassung der Nichtlinearität im Wellenablauf

Schritt 5: Feinabstimmung der Parameter unter Einbeziehung eines Niederschlag-Abflussmodells

In den ersten drei Schritten werden verschiedene verfügbare Informationen herangezogen, aus denen sich die Charakteristik der Wellentransformation - Laufzeit und Verformung der Welle - herleiten bzw. die Parameter des hydrologischen Modells abschätzen lassen. Sowohl bezüglich des Informationsgehalts als auch bezüglich der Verfügbarkeit der Daten für die einzelnen Flussabschnitte sind die drei Schritte komplementär, das heißt, dass sich die daraus abgeleiteten Aussagen über die Wellenablaufparameter gegenseitig ergänzen. Die Tabellen 3.2 und 3.3 geben einen Überblick über die verwendeten Informationen. In Punkt 4 werden die Informationen aus den ersten drei Schritten zur Identifikation der Abhängigkeit des Wellenablaufs von der Durchflusssituation zusammengeführt. Der letzte Schritt 5 erlaubt eine Feinjustierung der Parameter unter Einbeziehung der seitlichen Zuflüsse aus den Zwischeneinzugsgebieten. Da die Niederschlag-Abflussmodellierung mit gewissen Unsicherheiten behaftet ist, steht dieser Schritt am Ende der vorgeschlagenen Vorgangsweise.

Tab. 3.2 Informationsquellen zur Bestimmung der Wellenablaufparameter für die einzelnen Flussstrecken Nr.1 - 8. HQ_T ist das T-jährliche Hochwasser.

Nr.	Typen von Informationen	Ereignisse
1 bis 8	Topographie, Luftbilder, Ausuferungsmarken und Informationen von Ortskundigen	Hochwasser 2002 und andere Ereignisse
1	Pegeldaten Neustift bis Zwettl	ein konvektives Ereignis
6	Pegeldaten Frauenhofen bis Rosenberg	3 konvektive Ereignisse
5, 7	Pegel- und Kraftwerksdaten Thurnberg bis Stiefern	5 Ereignisse
1, 2, 4	Hydrodynamisches Modell 1D (Komma & Hausmann, 2003)	Hochwasser 2002
5, 7	Hydrodynamisches Modell 2D (Werner Consult, 2004)	HQ_{30} , HQ_{100}
5, 7, 8	Hydrodynamisches Modell 2D (Summer, 2004)	HQ_{500}

Tab. 3.3 Verfügbarkeit der Informationen zur Bestimmung der Wellenablaufparameter für die einzelnen Flussstrecken Nr. 1 - 8.

Nr.	Schritt 1: <i>A priori</i> Information	Schritt 2: Abflussdaten	Schritt 3: Hydrodynamisches Modell	Schritt 5: Feinabstimmung mit NA-Modell
1	x	x	x	x
2	x		x	x
3	x			x
4	x		x	x
5	x	x	x	x
6	x	x		x
7	x	x	x	x
8	x		x	x

3.4.1 Schritt 1: Abschätzung von *a priori* Parametern aus den topographischen Verhältnissen, Luftbildern und Ausuferungsmarken

Im ersten Schritt erfolgt eine *a priori* Schätzung der Parameter in den einzelnen Flussabschnitten auf Basis verschiedener Informationen qualitativer und semi-quantitativer Natur. Topographische Karten werden herangezogen für eine Auswertung von Fließlänge und Fließgefälle, von typischer Talform bzw. typischem Querschnittsprofil eines Gerinneabschnittes, um daraus auf Fließgeschwindigkeiten bzw. Fließzeiten zwischen zwei Knoten schließen zu können. Im Zuge von Begehungen wurden kritische Wasserstands- und Durchflussmarken erhoben, ab welchem das Wasser über die Ufer tritt. Dies ist besonders wichtig, da bei Ausuferung in die Vorländer mit einer Änderung der Fließeigenschaften zu rechnen ist, welche im Modell durch eine Änderung der Speicherkonstanten k ausgedrückt wird. Aus den topographischen Karten und den Feldbegehungen wird weiters die Größenordnung potentieller Ausuferungsflächen und Retentionsvolumina abgeschätzt. Hierbei hilft eine Analyse der räumlichen Ausdehnung der Überflutungsflächen bei vergangenen großen Hochwässern, etwa durch eine Erhebung von Ausuferungsmarken und Auswertung von Luftbildern

von überfluteten Gebieten. Schließlich wurden Diskussionen und Gespräche mit Ortskundigen und Augenzeugen von vergangenen Hochwässern durchgeführt. Im Folgenden ist diese Vorgangsweise an zwei Flussabschnitten am Oberen Kamp (Strecken Nr. 1 und 2) und an zwei Flussabschnitten am Unteren Kamp (Strecken Nr. 5 und 7) beispielhaft beschrieben. Im vorliegenden Fall sind umfangreiche qualitative Informationen des Hochwassers im August 2002 mit einer Jährlichkeit von ungefähr 500 Jahren verfügbar.

Im Oberlauf des Kamp bis zur Stadt Zwettl befinden sich im Modell die Teilstrecken Nr. 1 (Kamp) und Nr. 2 (Zwettl). Das Tal des Kamp (Strecke Nr. 1) zeichnet sich durch eine enge Schluchtstrecke und ein relativ steiles Gefälle aus, während das Tal der Zwettl (Strecke Nr. 2) breiter ist mit einem geringeren Gefälle. An der Zwettl sind bereits nach einem Blick auf die topographischen Karten größere Überschwemmungsflächen erkennbar, welche sich auch in den Gebietsbegehungen bestätigten. Bei ähnlicher Streckenlänge (Tab. 3.1) deutet dieser Unterschied auf kleinere Fließgeschwindigkeiten bzw. längere Fließzeiten der Zwettl gegenüber dem Kamp hin. Eine grobe Abschätzung von typischen Geschwindigkeiten in naturnahen Gerinnen für den Kamp (Strecke Nr. 1) von 1 bis 2 m/s bei Niederwasser ergeben Fließzeiten zwischen 2.5 bis 5 Stunden. Für größere Gerinedurchflüsse (bis zum Ausuferungsdurchfluss) lassen sich etwas größere Geschwindigkeiten (1.5 bis 3 m/s) und dementsprechend etwas kürzere Fließzeiten von 1.5 bis 3 Stunden erwarten. An der Strecke Nr. 1 (Kamp) ist bei Überschreiten des Ausuferungsdurchflusses mit Verzögerungseffekten zufolge Ausuferung zu rechnen, wenngleich diese Effekte vermutlich aufgrund der Enge und der Steilheit des Tales relativ gering sind. An der Strecke Nr. 2 (Zwettl) sind ungefähr 1.5-fache Fließzeiten gegenüber der Strecke Nr. 1 zu erwarten, und die topographischen Gegebenheiten deuten darauf hin, dass die Effekte zufolge Ausuferung stärker ausgeprägt sind als am Kamp. Luftbilder vom Hochwasser im August 2002 bestätigen die großräumigen Überflutungsbereiche an der Strecke Nr. 2 (Zwettl). In den Abflussdaten des Pegels an der Zwettl ist ungefähr bei der Marke von 100 m³/s erkennbar, dass der Abfluss über längere Zeit konstant bleibt. In Abstimmung mit den entsprechenden Luftbildauswertung deutet diese Form auf den Beginn der weitläufigen Ausuferungen in diesem Bereich hin.

Das Tal unmittelbar unterhalb der Kraftwerke (Strecke Nr. 5) ist eng mit steilen bewaldeten Hängen. Abbildung 3.2 zeigt die Spuren des Hochwassers vom August 2002 im Bereich Rosenberg am Kamp. Der Wasserstand in den Vorländern parallel zum Kamp war sehr hoch, das Gebäude wurde bis zur Mitte des Fensters eingestaut, was ungefähr einem Wasserstand von 4 m über Mittelwasser entspricht. Allerdings ist die Ausdehnung der Ausuferungsflächen aufgrund der Enge des Tales in diesem Abschnitt relativ gering. Im Bild ist im Hintergrund bereits der steile Talabhang zu sehen. Für ein derartiges Profil ist zu erwarten, dass die Fließgeschwindigkeiten mit dem Durchfluss steigen, jedoch aufgrund des Fehlens von Ausuferungsflächen in den Vorländern keine signifikante Verminderung der Fließgeschwindigkeiten bei Überschreiten des Ausuferungsdurchflusses auftritt.

Unterhalb von Rosenberg (Strecken Nr. 7 und 8) fließt der Kamp durch bebauten Gebiet, durch die Ortschaften Gars, Stiefen und Zöbing. Das Gerinne ist hier über weite Strecken

verbaut, das Tal ist weiterhin relativ eng. Abbildung 3.3 zeigt die Situation des Kamp im Bereich des Oberliegerknotens der Strecke Nr. 7, beim Gesundheitszentrum in Gars, zur Zeit des Hochwassers im Juli 2005 (Durchfluss 75 m³/s). Der Kamp ist bordvoll. Der Kamp ufer knapp über dieser Marke aus (Durchfluss ungefähr 80 m³/s). Größere Flächen zur Ausuferung stehen allerdings auch hier nicht zur Verfügung, woraus geschlossen werden kann, dass in diesem Abschnitt keine signifikanten Änderungen im Wellenablaufverhalten bei Beginn der Ausuferung auftreten.

Für die weiteren Wellenablaufstrecken werden die Parameter in ähnlicher Weise vorabgeschätzt. Die *a priori* Parameter werden benötigt, um die weiteren Komponenten des Abflussmodells systematisch eichen zu können. Vor allem aber werden diese Informationen herangezogen, um die in den folgenden Schritten ermittelten Parameterwerte, insbesondere im Extrapolationsbereich - d.h. Ausuferung bei großen Durchflüssen, auf ihre Plausibilität zu prüfen.



Abb. 3.2 Spuren des Hochwassers im August 2002 in der Nähe von Rosenberg am Kamp (Strecke Nr. 5). Die Abflussspitze betrug ungefähr 570 m³/s. Foto: Pfarre Horn.



Abb. 3.3 Der Kamp zwischen Rosenberg und Stiefern (Gesundheitszentrum in Gars) beim Ereignis im Juli 2005 (Strecke Nr. 7). Zu diesem Zeitpunkt betrug der Durchfluss $75 \text{ m}^3/\text{s}$ (beinahe bordvoll).

3.4.2 Schritt 2: Analyse von Abflussdaten

Bei großen Flüssen, bei denen die seitlichen Zuflüsse gering sind in Relation zu den Durchflüssen im Hauptsrom, können die Parameter von Wellenablaufmodellen meist direkt aus verfügbaren Pegeldata bestimmt werden. Für kleine und mittlere Einzugsgebiete sind jedoch die seitlichen Zuflüsse aus den direkten Einzugsgebieten mitunter viel größer. Sie bestimmen maßgeblich die Form der Abflusswelle, wodurch die Identifikation der rein durch den Wellenablauf im Flussschlauch hervorgerufenen Wellenverformung aus den Pegeldata nicht eindeutig möglich ist. Die Idee der gewählten Vorgangsweise der Datenanalyse ist nun, jene Ereignisse aus den vorliegenden Daten zur Parameterbestimmung auszuwählen, bei denen die seitlichen Zuflüsse vernachlässigt werden können. Zwei Arten von Ereignissen können typischerweise hierfür herangezogen werden. Es sind dies erstens Ereignisse mit lokalem, konvektiven Charakter, bei denen die Niederschlagszentren in einem relativ kleinen, räumlich begrenzten Gebiet oberhalb des Oberliegerpegels auftreten und in den direkten Einzugsgebieten der Flussstrecken kein oder nur wenig Niederschlag fällt. Der zweite Typ sind Ereignisse, bei denen Änderungen des Durchflusses auf anthropogene Eingriffe zurückzuführen sind, wie zum Beispiel die Abgabe aus Kraftwerken. Vor allem bei niedrigen

Abflussverhältnissen wird der Kraftwerksbetrieb meist nicht auf die hydrologischen Verhältnisse, sondern auf andere Nutzungsinteressen (z.B. Strommarkt) abgestimmt. Häufig sind daher unterhalb von Kraftwerken abrupte Durchflussänderungen zu beobachten, ohne dass Niederschlag im direkten Einzugsgebiet des Flussabschnittes gefallen wäre.

Aufgrund der Linearität im hydrologischen Modell ist es notwendig, diese Analyse für mehrere Ereignisse verschiedener Größenordnung durchzuführen, um Aufschlüsse über das nichtlineare Wellenablaufverhalten zu erhalten. In Gebieten wie dem des Kamp führen jedoch sowohl kurze konvektive Ereignisse als auch durch den Kraftwerksbetrieb ausgelöste Ereignisse zu relativ kleinen Abflüssen. Die großen Ereignisse hingegen entstehen am Kamp durch länger andauernde, großräumige Überregnung. Das heißt, aus der Analyse von Abflussdaten erhält man in diesem Fall nur die Parameter für geringe Durchflussverhältnisse. Für größere Durchflüsse müssen die Parameter aus alternativen Informationsquellen bestimmt werden. Zwar sind aufgrund der guten Datenlage in der Region viele Ereignisse vorhanden, aber meist gehen diese auf großräumige, advective Niederschlagsereignisse zurück, weshalb nur eine geringe Anzahl von Ereignissen für diese Auswertung verfügbar ist. Für die Teilstrecken am Oberen Kamp kann nur ein Ereignis herangezogen werden; am Unteren Kamp können insgesamt fünf Ereignisse verwendet werden. Im Falle des Unteren Kamp handelt es sich - neben den durch den Kraftwerksbetrieb ausgelösten Ereignissen - auch um größere Ereignisse, bei denen entsprechend der Überregnung der Beitrag der seitlichen Zuflüsse gegenüber den Abflüssen aus dem oberen Kampgebiet und den Kraftwerksabgaben relativ gering ist.

Abbildung 3.4 zeigt ein Beispiel der Aneichung der Parameter des hydrologischen Wellenablaufmodells bei einem kleinen konvektiven Ereignis am 12. September 2005 an der Taffa (Strecke Nr. 6). Die Abflussdaten bei diesem Ereignis können sehr gut zur Abschätzung der Laufzeiten an diesem Flussabschnitt verwendet werden. Bei diesem konvektiven Ereignis lag der Schwerpunkt der Niederschläge im oberen Gebiet der Taffa, im Gebiet des Oberliegerpegels Frauenhofen. Im direkten Einzugsgebiets der Flussstrecke waren die Niederschläge und somit auch die Zuflüsse sehr gering. Mit dem hydrologischen Modell und den Parametern $n = 15$ und $n \cdot k = 1,3$ h wird eine sehr gute Übereinstimmung mit der Beobachtung am unterliegenden Pegel Rosenberg erzielt. Aus Gründen der Robustheit werden die Parameter als über das Ereignis konstant angenommen.

In Abbildung 3.5 ist ein Beispiel für ein durch Kraftwerksbetrieb ausgelöstes Ereignis am Unteren Kamp zwischen den Pegeln Rauschermühle und Stiefern dargestellt. Der Pegel Rauschermühle befindet sich etwa 2 km oberhalb des Oberliegerknotens der Strecke Nr. 7. Die Strecke zwischen den Pegeln ist somit mit 20 km etwas länger als die Strecke Nr. 7 (18 km). Die Abflussganglinien an den Pegeln zeigen am 21. Oktober (Zeitschritt 18 im Diagramm) eine stufenförmige Erhöhung von 3 auf 16 m³/s und am 22. Oktober (Zeitschritt 33) eine Erhöhung von 16 auf 30 m³/s. Diese Durchflussänderungen sind typisch für den Betrieb der Kraftwerke am Kamp; sie beziehen sich auf die Durchflusskapazitäten der einzelnen Turbinen im untersten Kraftwerk Thurnberg. Bei diesem Ereignis ist kein Niederschlag gefallen. Somit waren die seitlichen Zuflüsse aus den direkten Einzugsgebieten

sehr gering. Die Daten in Abb. 3.5 zeigen einen um 4 bis 5 Stunden späteren Anstieg am Pegel Stiefern als am Pegel Rauschermühle, was ungefähr einer Fließgeschwindigkeit von 1.4 bzw. 1.2 m/s entspricht. Die Durchflüsse bei diesem Ereignis entsprechen allerdings niederen bis mittleren Durchflussverhältnissen; sie liegen im unteren Bereich möglicher Durchflüsse am Unteren Kamp. Zum Vergleich trat beim Hochwasser im August 2002 am Pegel Stiefern eine Durchflussspitze von 800 m³/s auf. Tabelle 3.4 zeigt eine Zusammenschau aller Ereignisse, die zur Abschätzung der Wellenablaufparameter verwendet werden.

Tab. 3.4 Ereignisse zur Aneichung der Parameter des Wellenablaufmodells. Die beobachteten Durchflussspitzen beziehen sich auf die entsprechenden Pegel (Zwettl/Kamp für Strecke Nr. 1, Frauenhofen für Strecke Nr. 6 und Stiefern für die Strecken Nr. 7 & 9).

Nr.	Datum	Ereignistyp	Räumliche Ausdehnung (km ²)	Niederschlag (mm)	Durchflussspitze (m ³ /s)
1	7. Juli 1999	Konvektiv	200	17	40
6	23. Mai 2005	Konvektiv	50	20	1
6	30. Mai 2005	Konvektiv	400*	30	3
6	12. Sep. 2005	Konvektiv	100	40	14
7	7. Aug. 1985	Advektiv	gesamtes Gebiet	75	150
7	4. Aug. 1991	Advektiv	ges. oberes Gebiet	70	70
7	21. Okt. 1996	KW-Abgabe	---	keiner	30
7, 9	25. Nov. 2001	KW-Abgabe	---	keiner	18
7, 9	11./12. Feb. 2003	KW-Abgabe	---	keiner	18

* Niederschlagszelle streifte lediglich das Einzugsgebiet.

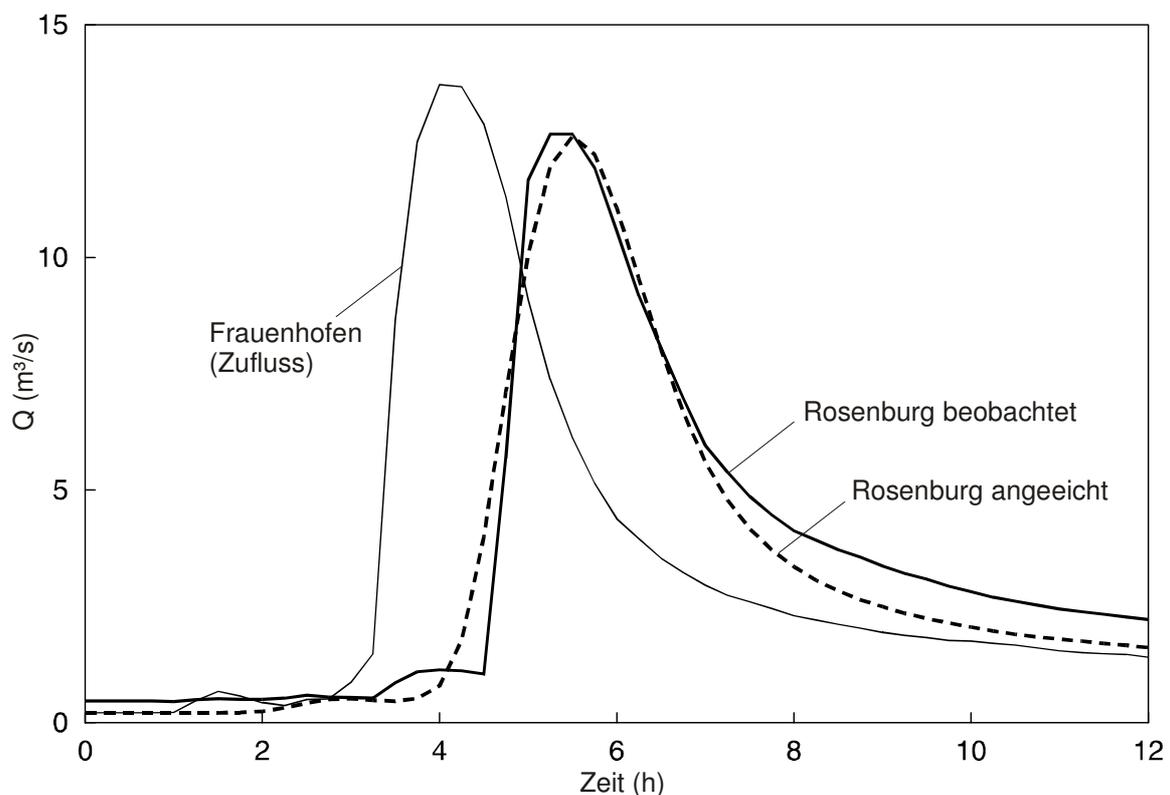


Abb. 3.4 Aneichung der Parameter des hydrologischen Modells an ein konvektives Ereignis am 12.9.2005 an der Strecke Nr. 6 (Taffa). Die Parameter sind $n = 15$ and $n \cdot k = 1.3$ h.

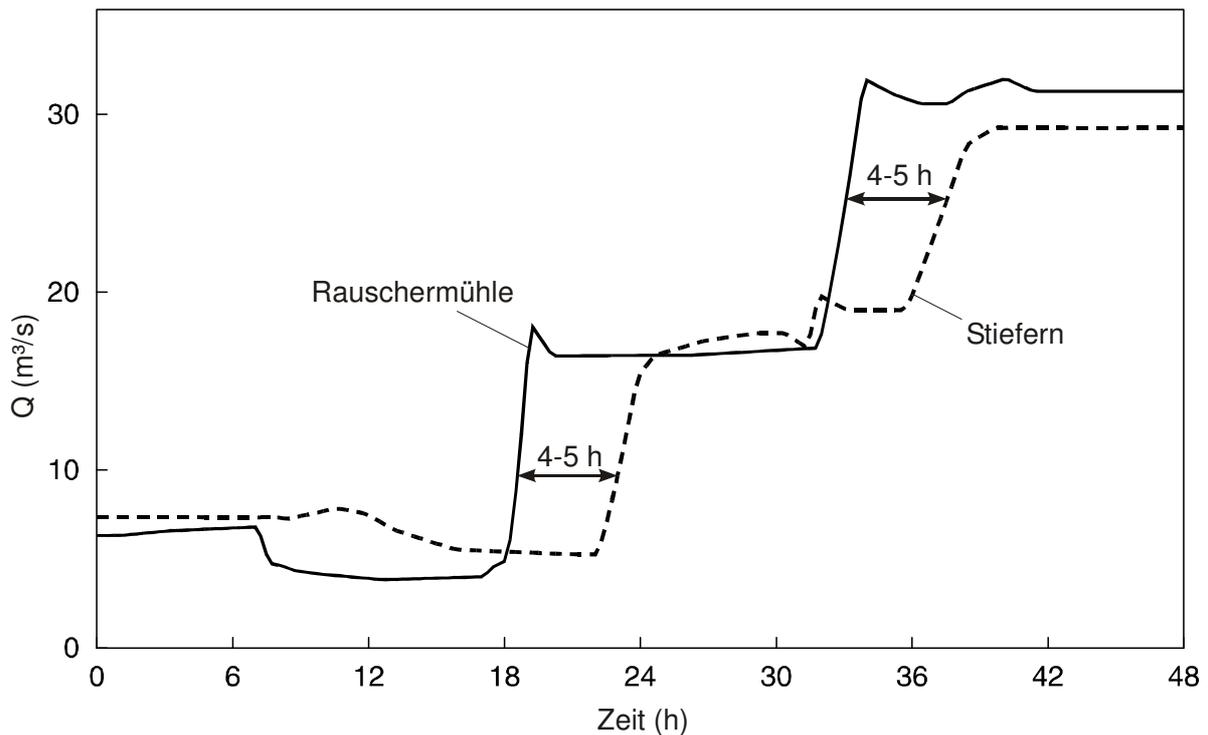


Abb. 3.5 Abschätzung der Laufzeit bei einem durch Kraftwerksbetrieb ausgelösten Ereignis an der Strecke 7 (Unterer Kamp) im Oktober 1996 bei Niederwasser. Die abgeschätzten Laufzeiten von 4 bis 5 Stunden besitzen einen direkten Bezug zum Produkt $n \cdot k$.

3.4.3 Schritt 3: Aneichung des hydrologischen Modells an die Ergebnisse hydrodynamischer Modelle

In Hinblick auf die Verwendung zur operationellen Hochwasservorhersage in kleinen und mittleren Einzugsgebieten liegen die Vorteile der hydrologischen Modelle gegenüber hydrodynamischen Modellen in ihrer Robustheit, stabilem Programmablauf und geringer Rechenzeit. Hingegen besitzen die hydrodynamischen Modelle Vorteile betreffend das Extrapolationsverhalten bei großen Durchflüssen und bei Anwendung auf Flussabschnitte, an denen keine Abflussmessungen verfügbar sind. Die Idee der vorgeschlagenen Vorgangsweise zur Bestimmung der Wellenablaufparameter ist nun, die Vorteile der beiden Ansätze zu kombinieren, indem das hydrologische Modell an Ergebnisse von hydrodynamischen Modellen angeeicht wird.

Hydrodynamische Modelle werden auf Basis der *de Saint-Venant*-Gleichungen und sehr detaillierter Gelände- und Profildaten erstellt, wodurch die Extrapolation auf Querschnitte ohne Abflussmessungen und Extrapolation auf größere Durchflüsse als beobachtet grundsätzlich zuverlässiger anzusehen ist als jene unter Verwendung des hydrologischen Modells. Mit den hydrodynamischen Modellen durchgeführte Szenariorechnungen von verschiedenen Größenordnungen von Ereignissen können herangezogen werden, um das nichtlineare Verhalten – d.h. die Änderungen der Modellparameter mit dem Durchfluss – zu analysieren und direkt in den Aneichungsprozess zu integrieren. Zusätzlich können auch Szenarien ohne

Niederschlagsinput gerechnet werden, um den Einfluss der Zuflüsse aus den direkten Einzugsgebieten zu eliminieren und den reinen Wellenablauf zwischen zwei Knoten abzubilden. Allerdings ist die Zuverlässigkeit der auf diese Weise erhaltenen Parameter von der Zuverlässigkeit der hydrodynamischen Modelle abhängig, welche ihrerseits in gewissem Maße einer Eichung bzw. Verifikation an Abflussdaten bedürfen.

Für die Entwicklung eines Hochwasservorhersagemodells ist es aus ökonomischer Sicht sicherlich sinnvoll, bereits bestehende Modelle heranzuziehen, so sie zur Verfügung stehen. Am Kamp wurden in den vergangenen Jahren von verschiedenen Stellen eine Reihe von Studien für Bemessungszwecke (Werner Consult, 2004; Summer, 2004) und für Hochwasserisikoanalysen (Komma und Hausmann, 2003) erstellt. In all diesen Studien wurde ein hydrodynamisches Modell für mehrere Teilabschnitte am Kamp kalibriert.

Am Oberen Kamp werden Ergebnisse der hydrodynamischen Simulationen von Komma und Hausmann (2003) verwendet. Komma und Hausmann (2003) setzten das eindimensionale HEC-RAS Modell an zwei Strecken am Oberen Kamp auf (Strecke Nr. 2 und Strecke Nr. 1 und 4 kombiniert). Die Berechnungen erfolgten instationär; das Modell löst hierbei die vollen *de Saint-Venant*-Gleichungen über eine implizite Finite-Differenzen-Methode (USACE, 2002). In Abständen von ca. 600 m wurden Geländeprofile aufgemessen und mit einem Digitalen Geländemodell von 10 m Auflösung kombiniert. Komma und Hausmann (2003) trafen Annahmen über die seitlichen Zuflüsse und kalibrierten das HEC-RAS Modell an Wasserstands- und Abflussganglinien der zwei Hochwasserereignisse im August 2002, aufgezeichnet an den Pegeln Zwettl/Kamp und Zwettl/Zwettl. Letzterer Pegel befindet sich an der Strecke Nr. 2, 1 km oberhalb des Zusammenflusses von Strecke Nr. 2 und Nr. 1. Zusätzlich testeten Komma und Hausmann (2003) das Modell anhand eines Vergleichs der simulierten Anschlaglinien mit aus Luftbildern abgeleiteten Überflutungsbereichen bei diesem Ereignis. Mit dem HEC-RAS Modell wurden danach eine Reihe von Szenarienrechnungen mit unterschiedlichem Modellinput (dreiecksförmige Wellen) durchgeführt. An diese Szenarien wird nun das hydrologische Wellenablaufmodell angeeicht. Ein Beispiel der Aneicherung für die Wellenablaufstrecken Nr. 1 und 4 kombiniert (24 km) ist in Abbildung 3.6 dargestellt. Aus Gründen der Identifizierbarkeit werden wiederum die Parameter als konstant über das Ereignis angenommen. Wie im Diagramm zu erkennen ist, ergeben die Berechnungen anhand des hydrodynamischen Modells eine Verkürzung der Laufzeit bzw. eine Beschleunigung des Abflusses mit zunehmender Ereignisgröße. Die Spitze des größten Ereignisses (170 m³/s) wird ca. eine Stunde früher simuliert als die Spitze des kleinsten Ereignisses (20 m³/s). Dies schlägt sich auch in den angeeichten Parametern n und k nieder. Für die kombinierte Flussstrecke Nr. 1 und 4 ergeben sich Werte $n = 5$ und $n \cdot k = 2$ h für das größte Szenario und $n = 7$ und $n \cdot k = 3$ h für das kleinste dargestellte Szenario. Ausgedrückt in Geschwindigkeiten zeigt sich in Abb. 3.6 eine Erhöhung von 2.2 m/s beim kleinsten Szenario auf 3.3 m/s beim größten Szenario. Überträgt man die Geschwindigkeiten auf die Strecke 1 allein (17.5 km) ergeben sich Verzögerungszeiten $n \cdot k = 2.5$ h bzw. $n \cdot k = 1.5$ h für niedrige bzw. hohe Durchflusssituationen. Der Übergang auf die kürzeren Laufzeiten geht

aus den hydrodynamischen Simulationen in einem Durchflussbereich von 20 bis 60 m³/s hervor. Werte für die Speicheranzahl n sind für die etwas kürzere Strecke Nr. 1 im Vergleich zu der in Abb. 3.6 dargestellten Strecke von $n = 4 - 6$ zu erwarten.

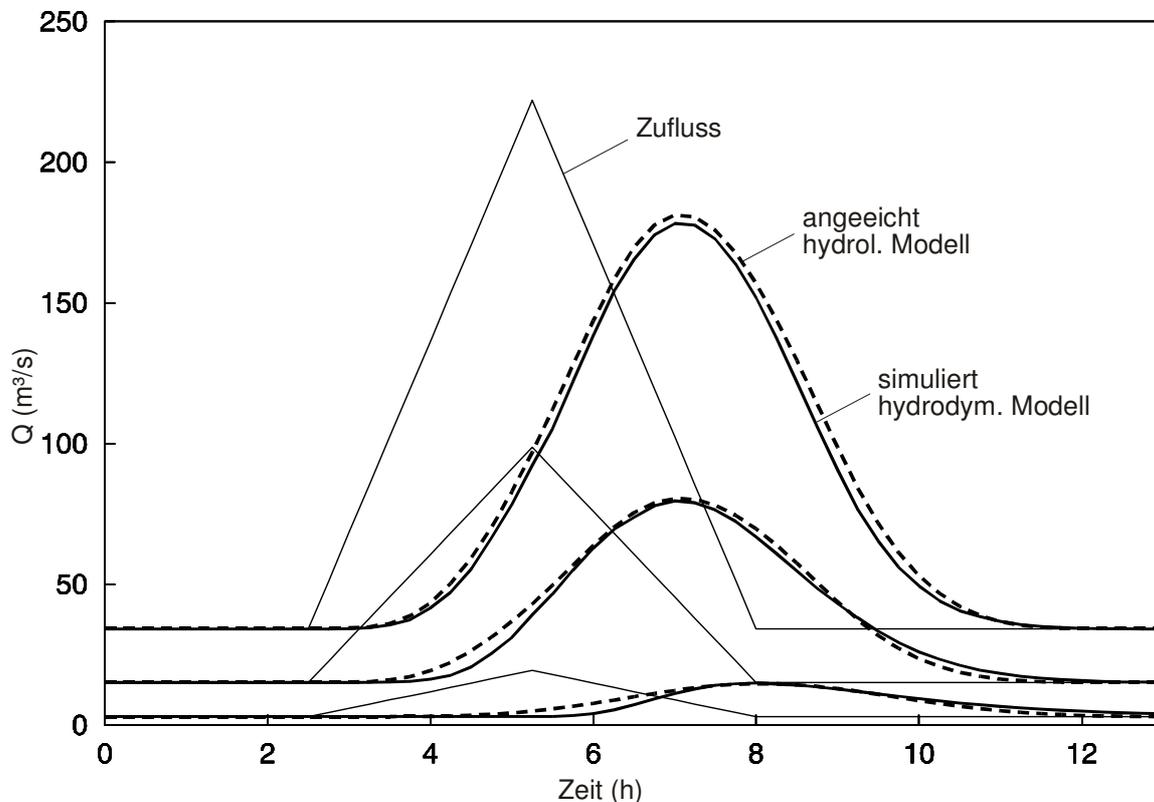


Abb. 3.6 Aneichung des hydrologischen Modells an die Ergebnisse eines hydrodynamischen 1 D Modells am Oberen Kamp (Strecke Nr. 1 inkl. Nr. 4). Es ergeben sich Parameter für das große Szenario von $n = 5$ and $n \cdot k = 2$ h und für das kleine Szenario von $n = 7$ and $n \cdot k = 3$ h. Dünne Linie: Zufluss; dicke durchgezogene Linie: hydrodynamisches Modell; strichlierte Linie: hydrologisches Modell (angepieicht).

Am Unteren Kamp werden die Ergebnisse aus den Studien von Werner Consult (2004) und Summer (2004) verwendet. In beiden Studien wurde das zweidimensionale instationäre Modell von Nujic (1998) angewandt, welches auf eine Lösung der 2D-Flachwassergleichungen mittels einem Finiten-Volumen-Verfahren basiert. Das Reibungsgefälle wird über die Darcy-Weisbach-Gleichung berechnet, und als Turbulenzmodell wird der $k-\epsilon$ Ansatz verwendet. Zur hydrodynamischen Modellierung standen sehr detaillierte Geländedaten aus Laserscanbefliegungen und terrestrischer Aufmessung von Flussquerprofilen zur Verfügung. Werner Consult (2004) verwendeten ein 4 bis 10 m Berechnungsnetz im Hauptgerinne und ein etwas gröberes 20 m Netz in den Vorländern und kalibrierten die Gerinnerauheit an das Hochwasser 1996, welches ungefähr ein 30-jährliches Ereignis darstellte. Summer (2004) verwendete Rastergrößen zwischen 15 und 20 m und kalibrierte das Modell an Wasserständen und Ausuferungsmarken beim Hochwasser 1996. Zusätzlich führte er einen stationären

Modelllauf vom Hochwasser 2002 durch und verglich die Simulation mit den beobachteten Überflutungsbereichen. In beiden Studien wurden Szenarien von Ereignissen in mehreren Größenordnungen simuliert, wobei einfache Annahmen über die lateralen Zuflüsse getroffen wurden; sie wurden für jedes Szenario als klein und über das Ereignis konstant angenommen. Beispiele eines 30-jährlichen Hochwassers (HQ_{30}) und eines 100-jährlichen Hochwassers (HQ_{100}) für die Strecke Nr. 7 (Rosenburg bis Stiefern) zeigt Abbildung 3.7. Die angeeichten Wellenablaufparameter sind für das HQ_{30} -Szenario $n = 5$ und $n \cdot k = 2.8$ h und für das HQ_{100} -Szenario $n = 5$ und $n \cdot k = 2.5$ h. In diesem Gerinneabschnitt zeigen die hydrodynamischen Simulationen keine signifikanten Veränderungen im Wellenablaufverhalten nach Überschreiten des Ausuferungsdurchflusses. Dies ist auch der Fall für die extremen Durchflussszenarien (Jährlichkeit T größer 500 Jahre), die von Summer (2004) simuliert wurden, hier aber nicht dargestellt sind. Wie schon die topographische Analyse zeigte, stehen in diesem Bereich aufgrund der Enge des Tales keine großen Flächen zur Ausuferung zur Verfügung.

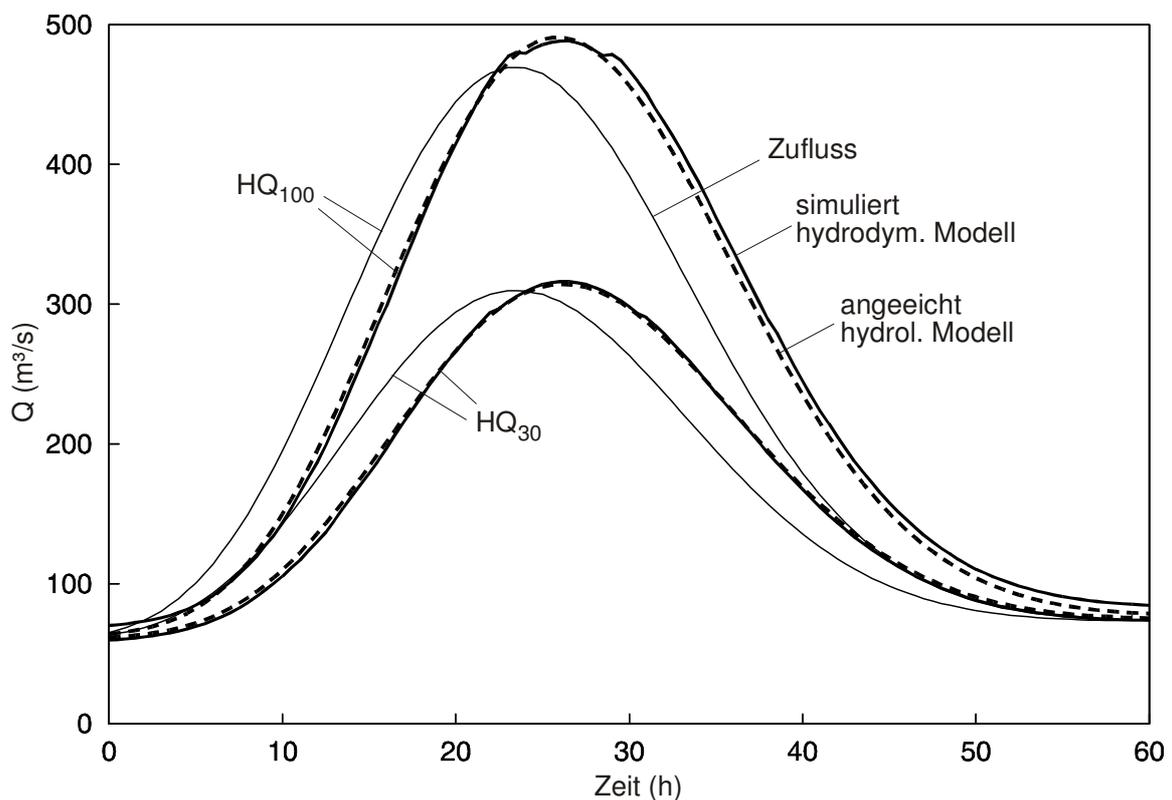


Abb. 3.7 Aneichung des hydrologischen Modells an die Ergebnisse eines hydrodynamischen 2D Modells am Unteren Kamp (Strecke Nr. 7). Es ergeben sich Parameter für das große Szenario (HQ_{100}) von $n = 5$ und $n \cdot k = 2.5$ h und für das kleine Szenario (HQ_{30}) von $n = 5$ und $n \cdot k = 2.8$ h. Dünne Linie: Zufluss; dicke durchgezogene Linie: hydrodynamisches Modell; strichlierte Linie: hydrologisches Modell (angeeicht).

Grundsätzlich zeigen die Beispiele, dass mit dem hydrologischen Modell für die einzelnen Situationen Ergebnisse erzielt werden, die sich nur wenig von den Ergebnissen der komplexen hydrodynamischen Modelle unterscheiden. Das heißt, dass mit ähnlichen Genauigkeiten der Ergebnisse zu rechnen ist, wenn das hydrologische statt dem hydrodynamischen Modell für die operationelle Hochwasservorhersage eingesetzt wird. Allerdings ist es essenziell, das hydrologische Modell auf die erkennbaren Nichtlinearitäten im Wellenablauf abzustimmen.

3.4.4 Schritt 4: Kombination der Informationen zur Erfassung der Nichtlinearität im Wellenablauf

Im vierten Schritt werden die unterschiedlichen Informationen aus den vorangegangenen Schritten kombiniert, um eine funktionale Beziehung zwischen den Wellenablaufparametern und dem Durchfluss für jeden Flussabschnitt im Modell herzuleiten. Diese Beziehung dient als Grundlage für die Feinabstimmung der Parameter in Schritt 5. Die Vorgangsweise der Zusammenführung der verschiedenen Informationsquellen erlaubt es, in systematischer Weise Experteneinschätzung und nicht in Zahlen zu fassende Informationen in die mathematische Formulierung der Beziehung einzubeziehen. Zunächst werden die abgeschätzten Parameter für die einzelnen Modellstrecken gegen die Durchflussspitzen aufgetragen und unter Zuhilfenahme der für die einzelnen Strecken verfügbaren qualitativen Informationen interpretiert. Beispiele dieser Darstellung zeigt Abbildung 3.8. Basierend auf dieser Darstellung und den *a priori* Informationen wird eine stückweise lineare Funktion gewählt. Abbildung 3.9 zeigt den typischen Verlauf der funktionalen Beziehung zwischen der Speicherkonstanten k und dem Durchfluss Q . Für kleine Durchflüsse - Zufluss zur Kaskade kleiner als der untere Grenzwert Q_0 - wird angenommen, dass der Wellenablauf sehr langsam vor sich geht; die Speicherkonstante k wird groß angesetzt. Steigen die Durchflüsse, nehmen aufgrund der größer werdenden Fließgeschwindigkeiten die Laufzeiten ab. Im Modell wird dies durch eine lineare Abnahme der Speicherkonstante k und somit der Verzögerungszeit $n \cdot k$ berücksichtigt. Die lineare Reduktion der Laufzeiten mit dem Zufluss zur Kaskade erfolgt bis zu einem oberen Grenzwert Q_1 des Zuflusses. Ab einer bestimmten Marke wird angenommen, dass Ausuferungen auftreten. Diese Marke für den Beginn der Ausuferung wird durch einen Durchflusswert Q_2 beschrieben, ab welchen die Speicherkonstante stufenweise erhöht wird. Diese Erhöhung folgt der Annahme von größeren Fließwiderständen bzw. kleineren Fließgeschwindigkeiten in den Vorländern und Ausuferungsflächen. Die Parameter werden nun auf Basis der Experteneinschätzung unter Einbeziehung aller in den vorangegangenen Schritten ausgewerteten Informationen bestimmt.

Im folgenden ist die Parametrisierung des Modells am Beispiel der Flussstrecke 1 (Oberer Kamp) beschrieben. Die in den einzelnen Schritten erhaltenen Streubereiche der Parameter sind in Tabelle 3.5 zusammengefasst. Aus den *a priori* Informationen (Schritt 1) lässt sich abschätzen, dass die Fließzeiten für kleine Durchflüsse $n \cdot k_0$ ungefähr zwischen 2 und 2.5 Stunden liegen. Aus der Auswertung von Abflussdaten (Ereignis Juli 1999, siehe Abb. 3.8a) geht ein Wert $n \cdot k_0 = 3$ Stunden hervor. Die Szenarien anhand des hydrodynamischen

Modells ergeben eine Zunahme der Fließzeiten $n \cdot k$ mit dem Durchfluss. Der Wert für die kleinsten Szenarien liegt im Bereich von $n \cdot k_0 = 2.5$ Stunden. Aus dem Vergleich dieser Schätzwerte wird daher ein Wert von $n \cdot k_0 = 3$ Stunden gewählt, der als Startwert für die Feinabstimmung der Parameter in Schritt 5 dient. Die Abschätzung der weiteren Parameter für die Strecke Nr. 1 folgt der gleichen Argumentationsweise. Die *a priori* Informationen lassen für mittlere Durchflüsse Fließzeiten $n \cdot k_1$ erwarten, die kleiner sind als für kleine Durchflüsse und im Bereich von 1.5 bis 3 Stunden liegen. Zur Datenanalyse stand kein Ereignis dieser Größenordnung zur Verfügung. Die Szenarienrechnungen des hydrodynamischen Modells ergeben Werte $n \cdot k_1 = 1.5$ Stunden (siehe Abb. 3.8a, volle Quadrate). Daher wird ein Wert von $n \cdot k_1 = 1.5$ Stunden in der funktionalen Beziehung vorab gewählt. Aus den *a priori* Informationen geht hervor, dass an der Strecke 1 zwar Ausuferungseffekte die Fließzeiten beeinflussen können, diese jedoch vermutlich aufgrund der Enge des Tales nicht sehr groß sind. Das heißt $n \cdot k_2 > n \cdot k_1$, aber der Unterschied ist nicht sehr groß. Für eine Analyse von Abflussdaten war kein geeignetes großes Ereignis für diesen Flussabschnitt verfügbar. Aus dem hydrodynamischen Modell geht hervor, dass keine Veränderung der Fließzeiten $n \cdot k$ auftritt, wenn der Ausuferungsdurchfluss überschritten wird. Dies ist nicht völlig konsistent mit den *a priori* Analysen von Topographie, Luftbildern, Ausuferungsmarken und Informationen von Ortskundigen. Die Unterschiede hängen vermutlich mit den Annahmen zusammen, die über die Fließwiderstände in den Ausuferungsbereichen im Zuge der hydrodynamischen Modellierung getroffen wurden. Die qualitative Information aus Schritt 1 wird im Bereich der großen Durchflüsse als zuverlässiger angesehen als die hydrodynamische Modellierung, da letztere Extrapolationsvorgänge umfasst und deshalb bei großen Durchflüssen ebenfalls mit Unsicherheiten behaftet ist. Aus der *a priori* Information geht hervor, dass bei Überschreiten des Ausuferungsdurchflusses mit einer Vergrößerung der Fließzeiten zu rechnen ist. Diese Möglichkeit wird vorerst offen gelassen und der endgültige Wert bei der Feinabstimmung der Parameter im letzten Schritt 5 festgelegt. Der Übergang der Fließzeiten zwischen kleinen und mittleren Durchflüssen, d.h. zwischen k_0 und k_1 , wird über die Schwellenwerte Q_0 und Q_1 ausgedrückt. Aus den Ergebnissen der hydrodynamischen Modellierung ist an der Strecke Nr. 1 (siehe Abb. 3.8a) ein Bereich des Durchflusses von 30 bis 60 m³/s zu erkennen, in welchem die stärksten Änderungen in der Verzögerungszeit auftreten. Für Q_0 wird als Startwert für die Feinabstimmung in Schritt 5 ein Wert von $Q_0 = 50$ m³/s gewählt. Für Q_1 werden geringfügig größere Werte angenommen. Der Ausuferungsdurchfluss wurde in den *a priori* Analysen in einem Bereich von 50 bis 100 m³/s abgeschätzt; der Startwert für Schritt 5 für Q_2 wird vorerst auf den gleichen Wert wie Q_1 gesetzt ($Q_1 = Q_2 = 80$ m³/s).

An der Wellenablaufstrecke Nr. 2 (Abb. 3.8a, Dreiecke) ist die Vorgangsweise ähnlich. Allerdings deuten die Ausuferungsmarken, Luftbilder und Flussprofilaufnahmen darauf hin, dass bei Überschreiten des Ausuferungsdurchflusses großräumige Überflutungen auftreten

und diese Einflüsse auf die Fließzeiten im Gerinne signifikant sein können ($k_2 > k_1$). Der endgültige Wert wird wiederum im Zuge der Feinabstimmung festgelegt.

Abbildung 3.8b zeigt die Verzögerungszeiten $n \cdot k$ für zwei Flussabschnitte am Unteren Kamp. Tabelle 3.6 gibt dazu die in den einzelnen Schritten abgeschätzten Parameter am Beispiel der Strecke Nr. 7 (Rosenburg bis Stiefern). Für diesen Abschnitt war eine Fülle von Informationen verfügbar, welche untereinander konsistent sind. Sie wurden in den entsprechenden Kapiteln 3.4.1, 3.4.2 und 3.4.3 diskutiert. Die Konsistenz unter den aus den einzelnen Quellen gewonnenen Informationen spricht auch für die Plausibilität und Zuverlässigkeit der abgeschätzten Parameterwerte. Ausgehend von der *a priori* Information wird in den einzelnen Schritten die Bandbreite, in denen die Parameter eingeschätzt werden, enger. Dies zeigt den Einfluss bzw. Wert der zusätzlichen Informationen, welche bei jedem Schritt zusätzlich verfügbar werden. Unterschiede zu den oben beschriebenem Beispiel betreffen hauptsächlich den Bereich der Durchflüsse bei Ausuferung. Aus der Kombination der einzelnen Informationsquellen kann der Schluss gezogen werden, dass an der Strecke Nr. 7 keine signifikanten Ausuferungen auftreten, weshalb die Werte für k_1 und k_2 als identisch gewählt werden.

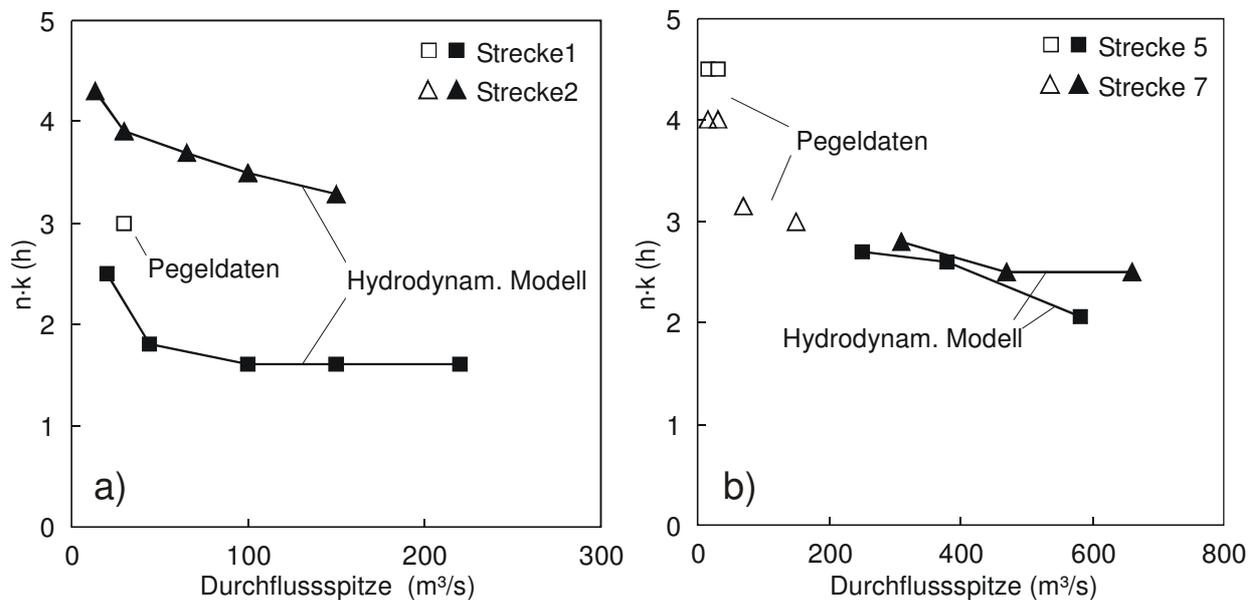


Abb. 3.8 Wellenablaufparameter für die Teilstrecken am Oberen Kamp (links) und für die Teilstrecken am Unteren Kamp (rechts) aus Abflussdaten und den Szenarienrechnungen mit den hydrodynamischen Modellen.

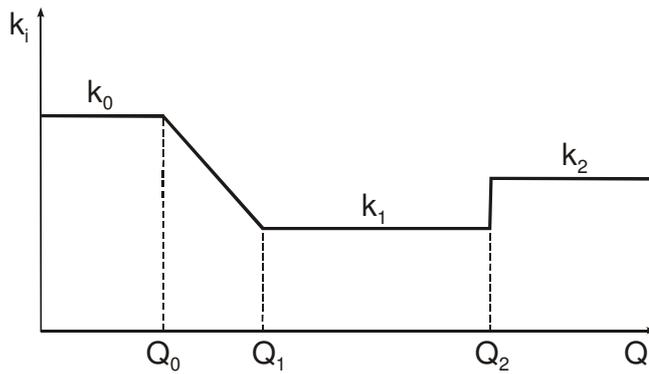


Abb. 3.9 Typischer Verlauf der Speicherkoeffizienten k in Abhängigkeit vom Zufluss zur Kaskade Q . Q_0 ist der mittlere jährliche Durchfluss, Q_2 ist der Ausuferungsdurchfluss.

Tab. 3.5 Wellenablaufparameter aus den fünf Schritten für die Strecke Nr. 1 (Oberer Kamp).

Schritt	Information	n	$n \cdot k_0$ (h)	$n \cdot k_1$ (h)	$n \cdot k_2$ (h)	Q_0 (m ³ /s)	Q_1 (m ³ /s)	Q_2 (m ³ /s)
1	<i>A priori</i>	-	2.5 – 5	1.5 – 3	$>n \cdot k_1$	-	-	50 – 100
2	Datenanalyse	-	3	-	-	-	-	-
3	Hydrodynam. Modell	4 – 6	2.5	1.5	1.5	20 – 60	50 – 100	-
4	Kombination (vorab)	6	3	1.5	>1.5	50	80	80
5	Feinabstimmung (inkl. NA-Modell)	6	4	2.4	3.2	40	50	100

Tab. 3.6 Wellenablaufparameter aus den fünf Schritten für die Strecke Nr. 7 (Unterer Kamp).

Schritt	Information	n	$n \cdot k_0$ (h)	$n \cdot k_1$ (h)	$n \cdot k_2$ (h)	Q_0 (m ³ /s)	Q_1 (m ³ /s)	Q_2 (m ³ /s)
1	<i>A priori</i>	-	4 – 6	2 – 4	$= n \cdot k_1$	-	-	80
2	Datenanalyse	-	4 – 5	3	-	30 – 70	70 – 100	-
3	Hydrodynam. Modell	5	-	2.5 – 2.8	2.5 – 2.8	-	< 300	< 300
4	Kombination (vorab)	6	4	2.5	2.5	60	80	80
5	Feinabstimmung (inkl. NA-Modell)	6	4	2	2	80	110	110

3.4.5 Schritt 5: Feinabstimmung der Parameter unter Einbeziehung eines Niederschlag-Abflussmodells

Nicht für alle Flussabschnitte im Modell waren genügend Informationen verfügbar wie etwa für die im vorangegangenen Kapitel beschriebenen Strecken Nr. 1 und 7 (vgl. Tab. 3.3). Keine Abflussdaten standen für die Strecken Nr. 2, 3, 4 und 8 zur Verfügung; keine hydrodynamischen Modelle waren verfügbar für die Strecken Nr. 3 und 6. Für diese Flussstrecken werden die Startwerte für den fünften Schritt der Feinabstimmung der Parameter über Regionalisierung ermittelt. Aus Gründen der Übersichtlichkeit im Regionalisierungsprozess und beim Vorgang der Feinabstimmung wird die Speicherkonstante k hier als Produkt zweier Komponenten angesetzt, einer Komponente k_0 , die der Speicherkonstante bei mittleren jährlichen Abflussverhältnissen entspricht und zwischen den einzelnen Flussstrecken variiert, und einem Faktor f , der sich mit dem Durchfluss verändert, von dem jedoch zu erwarten ist, dass er sich zwischen Flussstrecken mit ähnlicher Charakteristik nur geringfügig unterscheidet:

$$k_1 = k_0 \cdot f_1 \quad (\text{Gl. 3.7})$$

$$k_2 = k_0 \cdot f_2$$

Im ersten Schritt des Regionalisierungsprozesses wird der Parameter n von den Strecken, an denen aus den vorangegangenen Analysen Schätzwerte verfügbar sind, auf die übrigen Strecken übertragen. Dies erfolgt auf Basis der Überlegung, dass n linear mit der Länge der Flusstrecke zunimmt. n für die Strecke Nr. 1 wird übertragen auf die Strecken Nr. 3 und 4 und n für die Strecke Nr. 7 wird übertragen auf die Strecke Nr. 8. Im nächsten Schritt wird für diese Strecken k_0 übertragen auf Basis von Ähnlichkeitskriterien betreffend Gerinnelängsneigung und typischer Querprofilcharakteristik. Aus diesen Überlegungen ergeben sich für die Strecken Nr. 3 und 4 gleiche Werte wie für die Strecke Nr. 1 und für die Strecke Nr. 8 gleiche Werte wie für die Strecke Nr. 7. In ähnlicher Weise werden die Parameter f_1 und f_2 auf die übrigen Flussstrecken übertragen; die Schwellenwerte des Q_0 , Q_1 and Q_2 werden anhand der spezifischen Durchflüsse übertragen.

Von besonderem Interesse für die operationelle Hochwasservorhersage sind die großen Ereignisse. Bei diesen Ereignissen sind die seitlichen Zuflüsse meist signifikant, weshalb viele dieser Ereignisse nicht direkt in die Analysen in Schritt 2 einbezogen werden konnten. Im fünften Schritt werden diese Ereignisse nun analysiert, indem die Zuflüsse aus den direkten Einzugsgebieten der einzelnen Flussstrecken über ein Niederschlag-Abflussmodell (siehe Kap. 2) abgeschätzt und als zusätzlicher Input in das Wellenablaufmodell verwendet werden. Die Feinabstimmung der Parameter erfolgt schrittweise und iterativ, da die Parameter des Niederschlag-Abflussmodells selbst aus den Abflussdaten ermittelt werden müssen. Es ist daher notwendig, die Parameter zur Beschreibung des Wellenablaufs vorab zuverlässig zu bestimmen und diese nur geringfügig innerhalb plausibler physikalischer Grenzen - basierend auf die *a priori* Informationen - zu variieren. Die Iteration beginnt mit den vorab bestimmten Wellenablaufparametern aus Schritt 4 und überprüft anhand mehrerer Ereignisse, ob die

Parameter des Abflussmodells verändert bzw. adjustiert werden müssen. Sind die Parameter des Abflussmodells festgelegt, werden die Parameter des Wellenablaufmodells selbst feinjustiert. Schwerpunkt der Feinabstimmung der Wellenablaufparameter ist die Parametrisierung der Schwellenwerte des Durchflusses Q_1 und Q_2 zur Beschreibung der Nichtlinearität; die Verzögerungszeiten $n \cdot k_0$ und die Faktoren f_i werden nur geringfügig verändert. Unterschiede zwischen simulierten und beobachteten Abflussganglinien werden interpretiert. Eventuelle Anfangsverluste oder Totzeiten und vor allem die teilweise steilen Anstiege in den beobachteten Ganglinien werden eher der Abflusskonzentration im Einzugsgebiet, also dem Niederschlag-Abflussmodell, zugeordnet. Nach Aufsättigung der Böden nimmt der Anteil an Oberflächenfließen zu, neue Fließwege entstehen und mehr Flächen werden an das Gewässer angeschlossen. Die Zeitverzögerung des ansteigenden Astes, nachdem Totzeit und Anfangsverluste beansprucht wurden, werden dann dem Wellenablaufmodell zugeordnet. Der Test erfolgt visuell bzw. manuell.

Abbildung 3.10 zeigt ein Beispiel für ein mittleres Ereignis an den Teilstrecken am Unteren Kamp (Nr. 5 und 7 zusammengefasst). Als Input in die Berechnung gehen die beobachtete Abgabe aus dem untersten Speicher der Kraftwerkskette Thurnberg sowie die Beobachtungen an der Taffa, dem nördlichen Zufluss zum Kamp, ein (Pegel Rosenberg). Das Einzugsgebiet oberhalb des obersten Knotens ist 1012 km² und die Fläche des Gebietes der Taffa bis Rosenberg beträgt 248 km². Somit bleibt lediglich eine Fläche von 233 km² des direkten Einzugsgebietes, also das Gebiet der direkten Zuflüsse zur Flusstrecke. Der Niederschlag, der im direkten Einzugsgebiet gefallen ist, ist ebenfalls dargestellt. Die Feinabstimmung bei dieser Ereignisgröße konzentriert sich auf die Fließzeiten bei niedrigen und mittleren Durchflussverhältnissen, also auf die Parameter Q_0 und f_1 , welche die Erhöhung der Fließgeschwindigkeiten mit dem Durchfluss repräsentieren. Im vierten Schritt wurde der Wert für Q_0 mit 60 m³/s abgeschätzt (siehe Tab. 3.6). Unter Verwendung dieses Wertes erzeugten die Simulationen anhand des Niederschlag-Abflussmodells in Abb. 3.10 – und bei ähnlichen Ereignissen – jedoch Anstiege, die verglichen mit den Pegelabflussdaten zu früh auftraten. Daher wurde der Schwellenwert für die Reduzierung der Fließzeiten $n \cdot k_0$ Q_0 auf 80 m³/s erhöht. Mit dieser Änderung kann der Anstieg des Ereignisses in Abb. 3.10 am Nachmittag des 22. August entsprechend den Beobachtungen simuliert werden.

Abbildung 3.11 gibt ein Beispiel für ein großes Ereignis an der selben Flusstrecke. Bei diesem Ereignis liegt der Fokus der Feinabstimmung auf den Parametern Q_1 und Q_2 . Als Input für diese Simulation wurde die beobachtete Abgabe am Kraftwerk Thurnberg sowie der beobachtete Abfluss an der oberen Taffa am Pegel Frauenhofen verwendet. Pegeldata an der unteren Taffa in Rosenberg waren für dieses Ereignis nicht verfügbar. Die Wellenablaufparameter für die Strecke Nr. 6 (Taffa von Frauenhofen bis Rosenberg) wurden daher ebenfalls in die Feinabstimmung einbezogen. Der Startwert für Q_1 an der Strecke 5 und 7 wurde in Schritt 4 der gewählten Vorgangsweise mit 80 m³/s abgeschätzt. Unter Verwendung dieses Wertes wurde der ansteigende Ast am unterliegenden Knoten (Pegel Stiefen) deutlich zu früh simuliert. Q_1 wurde daher auf 110 m³/s erhöht. Mit diesem Schwellenwert konnten die

beiden Anstiege am 11. August (abends) und am 13. August (mittags) in Abb. 3.11 gut nachgebildet werden. Schließlich bestätigten die Simulationen beim Ereignis in Abb. 3.11 – und bei ähnlichen Ereignissen – die Annahmen aus den Schritten 1 und 3, dass Ausuferungseffekte in diesen Flussabschnitten (Nr. 5 und Nr. 7) nicht signifikant sind. Q_2 wird deshalb auf einen Wert identisch mit Q_1 gesetzt. In Tabelle 3.7 sind die Parameter für die einzelnen Wellenablaufstrecken aufgelistet, wie sie sich nach dem letzten Schritt der Feinjustierung ergeben.

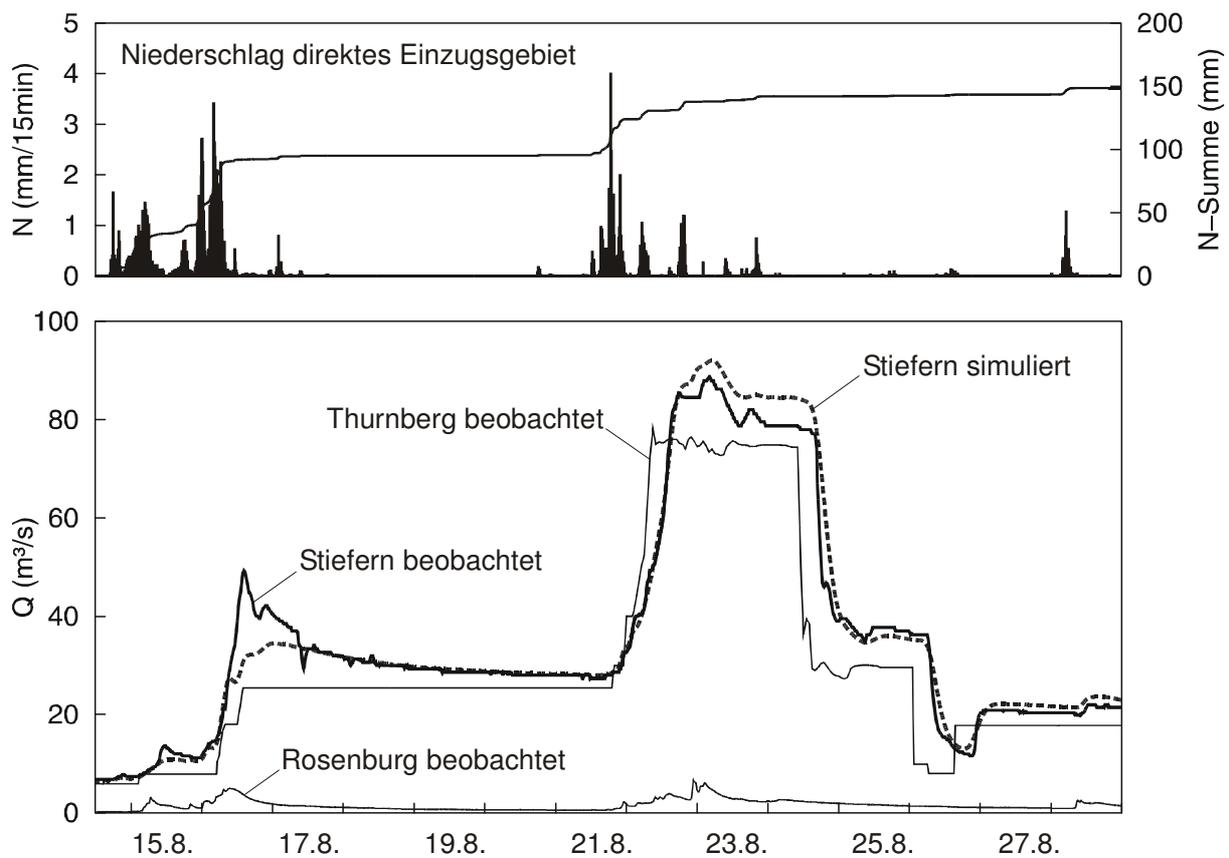


Abb. 3.10 Feinabstimmung der Wellenablaufparameter unter Verwendung der über ein Niederschlag-Abflussmodell abgeschätzten seitlichen Zuflüsse. Mittleres Hochwasserereignis im August 2005 am Unteren Kamp (Strecken Nr. 5 und 7 zusammengefasst). Die dünnen Linien stellen den Input in das Modell dar.

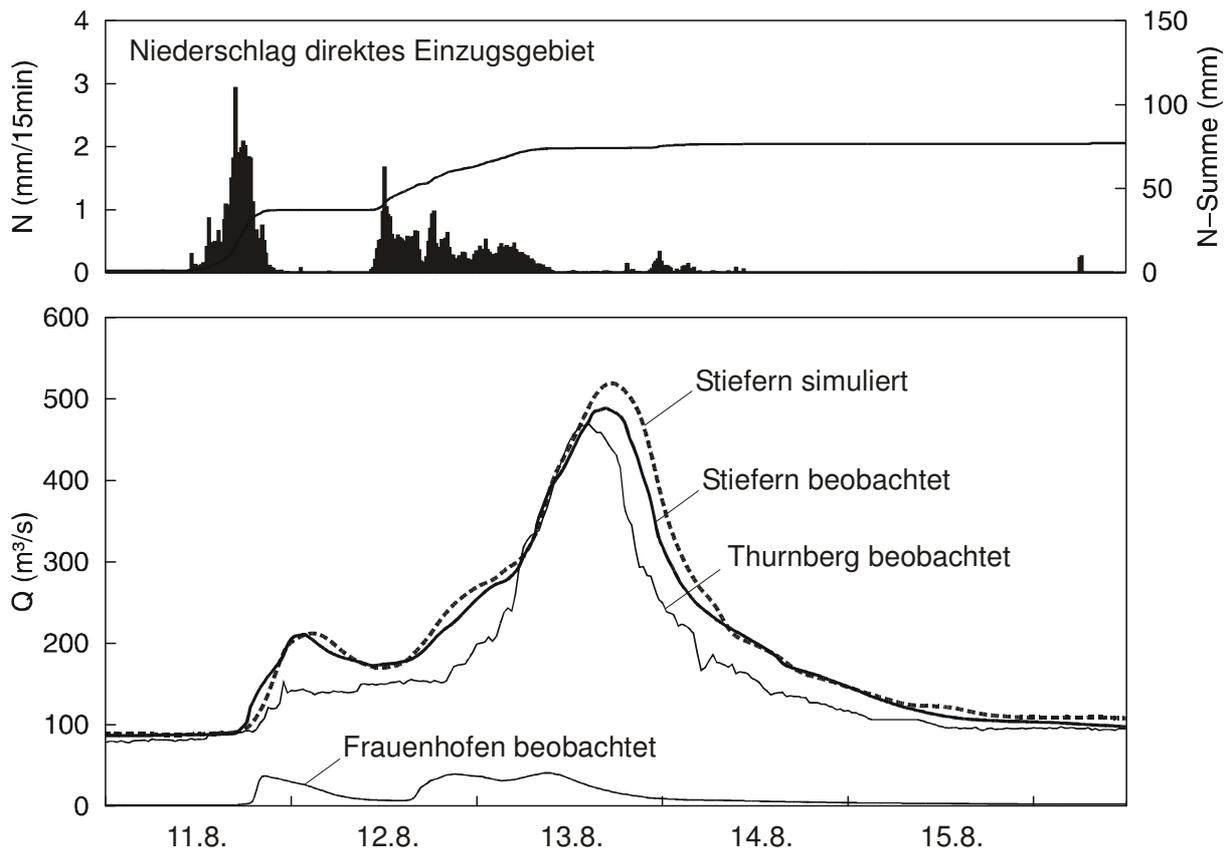


Abb. 3.11 Feinabstimmung der Wellenablaufparameter unter Verwendung der über ein Niederschlag-Abflussmodell abgeschätzten seitlichen Zuflüsse. Großes Hochwasserereignis im August 2002 am Unteren Kamp (Strecken Nr. 5 und 7 zusammengefasst). Die dünnen Linien stellen den Input in das Modell dar.

Tab. 3.7 Feinabgestimmte Wellenablaufparameter. Für die Strecken Nr. 5 bis 8 wurden keine signifikanten Ausuferungseffekte identifiziert, daher gilt f_1 sowohl für mittlere als auch für große Durchflüsse. Die entsprechenden Zeitkonstanten ergeben sich zu $k_1 = k_0 \cdot f_1$ und $k_2 = k_0 \cdot f_2$.

Nr.	n	$n \cdot k_0$ (h)	f_1	f_2	Q_0 (m³/s)	Q_1 (m³/s)	Q_2 (m³/s)
1	6	4.0	0.6	0.8	40	50	100
2	10	6.0	0.6	1.2	40	50	100
3	1	0.3	0.6	1.0	10	30	60
4	1	0.3	0.6	1.2	50	70	220
5	6	4.5	0.5	0.5	80	110	110
6	15	2.6	0.5	0.5	1	4	4
7	6	4.0	0.5	0.5	80	110	110
8	3	1.5	0.4	0.4	80	110	110

3.5 ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die höhere numerische Effizienz und Robustheit eines nichtlinearen hydrologischen Wellenablaufmodells gegenüber einem hydrodynamischen Modell spricht für den Einsatz eines derartigen Ansatzes zur operationellen Hochwasservorhersage. Allerdings bedürfen die hydrologischen Modelle in größerem Maße einer Eichung. In kleinen und mittleren Einzugsgebieten können die seitlichen Zuflüsse in das Gerinne sehr groß sein, wodurch eine direkte Eichung des Wellenablaufmodells an Pegeldata nicht oder nur eingeschränkt möglich ist. Dies ist vor allem in Einzugsgebieten der Fall, in denen synoptische Ereignisse die größten Hochwässer erzeugen und die Form der Abflussganglinien am Pegel neben dem Wellenablaufverhalten im Gerinne sehr stark von Abflussbildung und Abflusskonzentrationsprozessen in den direkten Einzugsgebieten abhängt. Dieses Kapitel schlägt eine Methode vor, die Parameter eines Wellenablaufmodells in derartigen Situationen zu bestimmen. Die Idee der vorgeschlagenen Vorgangsweise ist es, die Vorteile der verschiedenen Modelle und/oder Datenquellen zu nutzen, durch Kombination der in ihnen vorhandenen unterschiedlichen, komplementären Informationen. In einem ersten Schritt werden *a priori* Parameter auf Basis von Topographie, Luftbildern, Ausuferungsmarken und Begehungen abgeschätzt. Im zweiten Schritt werden Abflussdaten von konvektiven und durch den Kraftwerksbetrieb ausgelösten Ereignissen analysiert, bei denen in den direkten Einzugsgebieten der Flussstrecken kein oder nur geringer Niederschlag fiel. Dies ist allerdings nur bei einer kleinen Anzahl von Ereignissen der Fall, und es handelt sich dabei hauptsächlich um kleine Ereignisse. Im dritten Schritt wird das Wellenablaufmodell daher an Ergebnisse von hydrodynamischen Modellen für Szenarien von unterschiedlichen Größenordnungen angeeicht. Im vierten Schritt werden die verschiedenen Informationen kombiniert unter Einbeziehung von Expertenwissen bzw. -einschätzung. Eine stückweise lineare Funktion zur Beschreibung der Abhängigkeit der Wellenablaufparameter vom Durchfluss wurde hier gewählt, um die Zahl der zusätzlichen Parameter gering zu halten. Mit zunehmendem Informationsgehalt ist es auch denkbar, auf detailliertere Beziehungen als in dieser Arbeit zurückzugreifen, die in größerem Maße eine physikalisch-theoretische Interpretation der Parameter zulassen. Im fünften Schritt werden schließlich die Wellenablaufparameter feinabgestimmt unter Verwendung von zusätzlichen Ereignissen in den beobachteten Datenreihen, bei denen die mitunter großen seitlichen Zuflüsse über ein Niederschlag-Abflussmodell abgeschätzt werden.

Die Vorgangsweise wurde am Beispiel des Kamp vorgestellt. Das Beispiel zeigt nicht nur die prinzipielle Anwendbarkeit dieser Vorgangsweise sondern auch ihre Effizienz bezüglich einer raschen Durchführung der notwendigen Arbeiten unter dem Gesichtspunkt, dass der größtmögliche Nutzen aus allen vorab vorhandenen Informationen gezogen wird. Das Wellenablaufmodell ist Teil des Hochwasservorhersagesystems am Kamp und ist seit Anfang 2006 operationell im Einsatz. Das Modell konnte in der Zwischenzeit an einigen Ereignissen getestet werden. Die positiven Rückmeldungen der Betreiber des Hochwasservorhersagesystems bestätigen die operationelle Tauglichkeit des Wellenablaufmodells; das Modell ist robust und arbeitet zufriedenstellend für eine große Bandbreite von Durchflüssen.

Kapitel 4

Dominante Prozesse und Ereignistypen zur Plausibilisierung flächendetaillierter Niederschlag-Abflussmodelle

4.1 EINLEITUNG

Will man Prozesse in der Natur durch flächendetaillierte Niederschlag-Abflussmodelle entsprechend abbilden, ergibt sich in der Regel eine hohe Anzahl von Parametern, die für jedes Element im Einzugsgebiet identifiziert werden müssen. Die Parameter werden in vielen Fällen durch Eichung an Abflussdaten bestimmt, indem – für operationelle Applikationen oft automatisch – eine Zielfunktion minimiert wird (z.B. Duan et al., 2006; Wagener und McIntyre, 2005) und gewisse Gütekriterien definiert werden (z.B. Nash-Sutcliffe-Effizienz). Während durch solche Optimierungsmethoden bestimmte Parameter zwar den für die Optimierung herangezogenen Datensatz optimal beschreiben, ist es allerdings schwierig, Aussagen über die Extrapolierbarkeit der so gewonnenen Parameter oder gar über ihre physikalische Bedeutung und Plausibilität zu treffen. Die Extrapolierbarkeit ist jedoch für ein für operationelle Zwecke einsetzbares Modell, etwa für Bemessungszwecke, zur Bestimmung des Hochwasserrisikos oder zur Hochwasservorhersage, essenziell. Es sollen alle denkbaren Situationen im jeweiligen Gebiet durch das Modell abgebildet werden können, auch solche, die nicht im Eichdatensatz vorhanden sind. Hinsichtlich Hochwasser betrifft dies einmal die Extrapolation auf größere Ereignisse als im Datensatz vorhanden aber auch die Extrapolation auf Situationen bzw. Prozessstypen, die dem Charakter nach unterschiedlich sind zu jenen, die im Gebiet beobachtet wurden (Blöschl et al., 2007).

Die Identifikation der Parameter ist oft nicht eindeutig möglich, da unterschiedliche Parameterkombinationen zu sehr ähnlichen Ergebnissen führen können (Beven, 2001). Blöschl et al. (1991) schlagen vor, Zusatzinformation für die Eichung und Verifizierung flächendetaillierter Modelle heranzuziehen. Die Zusatzinformationen sollen dazu dienen, zusätzlich zu den Abflussdaten detailliertes Wissen über die im Einzugsgebiet ablaufenden hydrologischen Prozesse zu erhalten und dieses Wissen zur Verifikation von flächendetaillierten Modellen zu nutzen. Grayson und Blöschl (2000b) folgern aus einer Zusammenstellung unterschiedlichster Fallstudien: „There is an increasing awareness that the development of a spatial model is not itself useful, unless it can be properly tested so that it can provide more credible predictions, or more insight into process understanding.“ Sie schlagen vor, räumliche Muster von beobachteten hydrologischen Größen, wie Bodenfeuchte, Schneewasserwerten, etc. zu verwenden.

Zahlreiche Prozess- und Feldstudien existieren zum Verständnis bzw. Vorstellung über die hydrologischen Abläufe in einem Einzugsgebiet und deren Einbeziehung in die Modellbildung (z.B. Dunne, 1983; Anderson und Burt, 1990; Gutknecht, 1996; Grayson und Blöschl, 2000a). Die Studien werden oft anhand detaillierter Experimente in kleinen, gut

instrumentierten Versuchseinzugsgebieten durchgeführt, welche auf kleiner Skala Erkenntnisse über die ablaufenden Prozesse liefern. In größeren Gebieten ist eine systematische Durchführung von Prozessstudien wesentlich schwieriger und sehr viel aufwendiger (Seibert und McDonnell, 2002).

Eine Alternative ist die indirekte Validierung bzw. Plausibilisierung einer Modellvorstellung. Hierbei ist es sinnvoll, aus der Bandbreite der hydrologischen Abläufe in einem Einzugsgebiet sich auf einzelne, wenige Prozesse zu konzentrieren. Grayson und Blöschl (2000b) ziehen aus einer Reihe von Fallstudien den Schluss, dass aus der Vielzahl von Prozessen in einem Einzugsgebiet oft ein einziger Prozess dominiert, d.h. es existiert ein Prozess, der in erster Linie signifikant ist für die Abflusentstehung und -reaktion im Einzugsgebiet.

Ziel dieser Arbeit ist die Analyse der dominanten Prozesse in einem Einzugsgebiet zur Identifikation und Plausibilisierung von Struktur und Parameter eines flächendetaillierten Niederschlag-Abflussmodells. Dies erfolgt durch Aufteilung in Typen von Prozessen und Ereignissen. Die Vorgangsweise wird am Beispiel des Kamp beschrieben und ist Teil der in Kapitel 2 beschriebenen fünf Schritte zur Parameteridentifikation von flächendetaillierten Abflussmodellen. Bei diesen Schritten spielt das Aufdecken der Prozesse auf Basis von Befunden in ähnlicher Weise eine große Rolle.

4.2 KONZEPT DER VORGANGSWEISE

Grayson und Blöschl (2000b) definieren hierzu das „Dominant Processes Concept“ wie folgt: „Maybe instead of trying to capture everything when upscaling we should be developing methods to identify dominant processes that control hydrological response in different environments and scales, and then develop models to focus on these dominant processes [...]“. Das Konzept wurde in ähnlicher Weise für kleine Gebiete angewendet in Scherrer und Naef (2003). Sie leiten über ein Identifikationsschema aus der Oberflächenbeschaffenheit (Topographie, Vegetation, etc.) die dominanten hydrologischen Prozesse auf den einzelnen Flächen im Einzugsgebiet ab. Peschke et al. (1999) ermitteln im Zuge eines Regionalisierungsverfahrens aus einer Kombination der Physik der Abflussbildung und der Gebietskenntnis unter Einbeziehung von detaillierten Experimenten eine Prozesshierarchie aus der Vielzahl von Flächenreaktionen. Für diese Untersuchungen ist es essenziell, Feldbegehungen durchzuführen (Gutknecht und Kirnbauer, 1996). Anleitungen zur Interpretation und Umsetzung der Feldbeobachtungen enthalten u.a. Naef et al. (1998), Löhmannsröben (2002), Scherrer et al. (2002) und Markart et al. (2004).

Welcher Prozess dominant wird, hängt jedoch nicht nur von der Gebietsbeschaffenheit ab, sondern auch von den klimatischen und meteorologischen Bedingungen (atmosphärischer Input) sowie von der aktuell vorherrschenden hydrologischen Situation im Einzugsgebiet (Gebietszustand). Bei verschiedenen Ereignissen und in verschiedenen Phasen eines Prozesses werden jeweils bestimmte Einflussfaktoren und Teilprozesse dominant, welche die dabei auftauchenden Phänomene in einer charakteristischen Weise prägen (Gutknecht, 1994).

Aus den vielfältigen Erscheinungsformen der Prozesse (Gutknecht, 1993) sind die dominanten Mechanismen und Teilprozesse nur dann differenzierbar, wenn sie sich in ihrer zeitlichen und räumlichen Dynamik genügend voneinander unterscheiden. Die Analyse erfordert daher eine gezielte Untersuchung der maßgebenden abflussauslösenden Bedingungen über eine Bandbreite von möglichst unterschiedlichen Situationen und Ereignisgrößen, bei denen jeweils andere Prozesse dominieren. Montanari et al. (2006) untersuchten beispielsweise die dominanten Prozesse in einem tropischen Einzugsgebiet, in welchem die Abflussreaktion sehr viel sensitiver ist auf die Niederschläge beim jeweiligen Ereignis als auf die Bodenparameter. In Süddeutschland erzeugt der Typ der „Regen-auf-Schnee-Ereignisse“ hohe Abflüsse (Sui und Koehler; 2001); d.h. in diesem Fall sind die Sättigungsverhältnisse der Böden, vor allem nach der Schneeschmelze, die bestimmende Größe für die Abflusssentstehung. Weiters können Unterschiede in der räumlichen und zeitlichen Verteilung des Niederschlages gänzlich unterschiedliche Abflussreaktionen hervorrufen (z.B. Loukas und Quick, 1996; Kamran et al., 2003). Merz und Blöschl (2003) berücksichtigen eine Reihe dieser Prozess- und Ereignistypen als Zusatzinformation zur Regionalisierung von Hochwasserkenngrößen.

Bei Beschreibung der einzelnen Teilprozesse durch Niederschlag-Abflussmodelle folgt aus dem „Dominant Processes Concept“, dass für eine bestimmte Situation nur einige wenige Parameter im Modell signifikant sind für die Nachbildung der Abflusssentstehung im Gebiet, nämlich jene, die den jeweils dominanten Prozess charakterisieren. Die hier verfolgte Philosophie geht nun davon aus, dass die Analyse der unterschiedlichen Situationen bzw. unterschiedlichen Typen von Ereignissen die Identifikation der jeweils maßgebenden Parameter erleichtert. Durch die Betrachtung einer Bandbreite von möglichst unterschiedlichen Situationen bezüglich den klimatischen, meteorologischen und hydrologischen Bedingungen können damit verschiedene Parameter bestimmt werden. Die Vorgangsweise konzentriert sich daher vorerst auf die Identifikation von Zeiträumen bzw. Bedingungen, in denen signifikante Änderungen in der Messgröße auftreten, und diese Änderungen eindeutig einem bestimmten „dominanten“ Prozess zugeordnet werden können, welche im Modell wiederum durch einen (oder mehrere) „dominante“ Parameter beschrieben wird. Abbildung 4.1 zeigt schematisch das Prinzip. Die Darstellung rechts zeigt den Fall, dass Veränderungen im betrachteten Modellparameter auch signifikante Veränderungen in der Messgröße bewirken, wodurch der Parameterwert identifiziert werden kann. Die Darstellung links zeigt den gegenteiligen Fall: Der Parameter kann beliebige Werte annehmen, unterschiedliche Parameterwerte führen zu einer ähnlichen Messgröße. Die Messgröße ist in diesem Fall beispielsweise der Abfluss, jedoch können auch andere verfügbare beobachtete Größen einbezogen werden, wie Schneedaten oder Grundwasserdaten.

Die Differenzierung in verschiedene Typen von Ereignissen erfolgt in dieser Arbeit erstens betreffend den Input (Meteorologie) entweder nach Jahreszeit (saisonal) oder Art der Überregnung; und zweitens betreffend den Gebietszustand. Die Vorstellung ist dabei, dass bei den unterschiedlichen Situationen jeweils ein anderer Parameterwert maßgebend wird.

Bezüglich Input sind dies auf z.B. der saisonalen Skale im Winter/Frühjahr die Parameter für die Schneeakkumulation und -schmelze und im Sommer die Parameter für Verdunstung. Die Parameter für die Abflusskonzentration im Gebiet und den Wellenablauf im Gerinne sind hingegen hauptsächlich sensitiv auf die zeitliche und räumliche Verteilung des Niederschlages während eines Ereignisses (Ereignisskale). Bezüglich des Gebietszustandes besitzt der Bodenfeuchtezustand einen großen Einfluss auf die Abflussentstehung im Gebiet. Je nach Durchfeuchtung der Böden werden unterschiedliche Abflussmechanismen wirksam und unterschiedliche Parameter maßgebend, z.B. ist oft in den Pegelabflussganglinien eine Verschiebung der Abflusskomponenten hin zu den langsamen Komponenten zu beobachten, wenn die Böden aufgesättigt werden. In diesem Fall sind die Parameter zur Beschreibung des Versickerungsverhaltens und den Ausfluss aus den tiefgründigen Bodenschichten maßgebend.

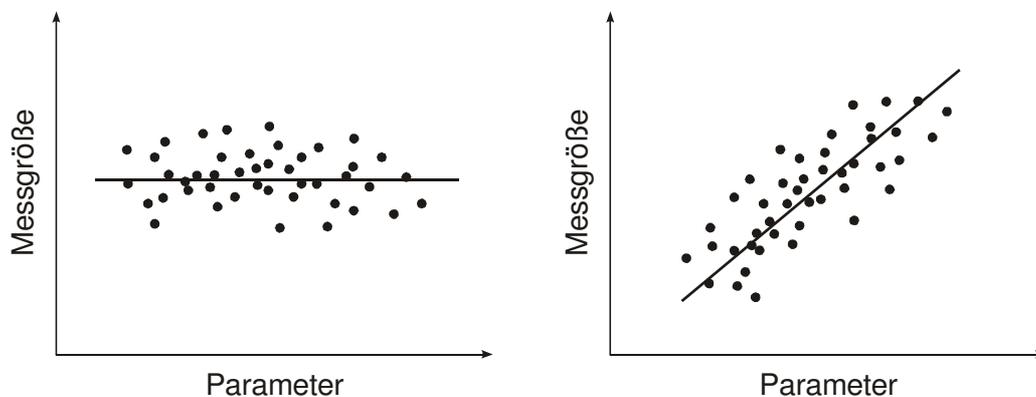


Abb. 4.1 Veränderlichkeit (Sensitivität) der Messgröße (z.B. Abfluss) auf einen Parameter einschließlich Streubereich (Schema).

Im Bezug zur Anwendung konzentriert sich die Prozessanalyse hier hauptsächlich auf die Ereignisskale. Im Vordergrund steht die entsprechende Nachbildung unterschiedlichster Situationen mit dem Modell. Für die operationelle Hochwasservorhersage ist von Bedeutung, dass das Modell im Einzelfall zuverlässige Ergebnisse liefert. Hierfür wird vorab eine Analyse auf saisonaler Skale durchgeführt, um die Anfangsbedingungen für die Ereignisse charakterisieren zu können. Bei Verwendung eines kontinuierlichen Wasserbilanzmodells wie im vorliegenden Fall ist es möglich, die Zustandsgrößen am Beginn des Ereignisses bei genügend langer Vorlaufzeit zu berechnen. Vorab werden daher die Parameter, die auf saisonaler Skale maßgebend sind (z.B. Parameter zur Beschreibung der Verdunstung, den langsamen Abflusskomponenten, etc.), bestimmt. Unsicherheiten auf der saisonalen Skale bewirken Unsicherheiten in den simulierten Anfangsbedingungen für das Ereignis, und Aussagen über die Sensitivität der Parameter sind im Einzelfall nicht möglich, da sich die Einflüsse der beiden Skalen vermischen. Indizien für Unsicherheiten am Beginn des Ereignisses können anhand eines Vergleichs der simulierten und beobachteten Abflüsse vor dem Ereignis oder aber auch aus einer Plausibilitätsüberprüfung der simulierten

Zustandsgrößen gewonnen werden. Werden die Anfangsbedingungen als plausibel eingeschätzt, kann direkt mit der Analyse der Ereignisse begonnen werden (Ereignisskale). Andernfalls werden die Anfangsbedingungen in die Sensitivitätsanalyse auf Ereignisbasis einbezogen – sie werden in einem plausiblen Rahmen variiert, um die entsprechenden Ereignisse dennoch analysieren zu können.

Die Interpretation der Modellsimulationen erfolgt anhand von Niederschlags- und Abflussdaten sowie einer detaillierten hydrologischen Argumentation und Überprüfung der Vorstellung über die bei dem jeweiligen Ereignistyp dominanten hydrologischen Prozesse bzw. Abläufe im Gebiet. Der Schwerpunkt liegt hier nicht nur auf einer guten Anpassung der Ganglinien, sondern auch auf einer Interpretation der simulierten Zustandsgrößen, wie Bodenfeuchte, Schneewasserwerte, Bodenspeicherstände, etc.. Die Verifikation erfolgt indirekt über die Einschätzung der Plausibilität der simulierten Größen anhand der in den Begehungen, Gesprächen mit Ortskundigen, etc. gewonnenen Erkenntnisse. Zusätzlich werden verfügbare Daten etwa von Grundwasserständen und Schneehöhen verwendet, um punktuell einzelne der Modellannahmen – teils qualitativ – zu überprüfen.

Die Vorgangsweise wird am Beispiel des Abflussmodells für den Kamp (KAMPUS) beschrieben. Die Auswertungen werden für die Pegelzugsgebiete Zwettl/Kamp (622 km²) und Frauenhofen/Taffa (140 km²) exemplarisch durchgeführt. Die Analysen werden für beide Gebiete durchgeführt, da sich das Gebiet des Pegels Zwettl im Westen des Kampgebietes und das Gebiet des Pegels Frauenhofen/Taffa im Osten in ihren physiographischen Eigenschaften (Topographie, Geologie und Böden) und in Abflussbildung und -reaktion unterscheiden. Die getrennte, spezifische Behandlung ermöglicht eine Erfassung der hydrologischen „Unterschiedlichkeit“: aus der Analyse der Unterschiedlichkeit erhält man zusätzliche Information über die dominanten Prozesse und in weiterer Folge über die Plausibilität der Parameter. Die Unterschiede in der Abflussdynamik in den Gebieten werden auf saisonaler Skala im Detail dargestellt. Auf Ereignisbasis wird die Vorgangsweise am Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp (622 km²) beschrieben.

4.3. EINZUGSGEBIET UND DATEN

Das Abflussmodell für das Einzugsgebiet des Kamp (KAMPUS) besteht aus einem Niederschlag-Abflussmodell in den Kopf- und Zwischeneinzugsgebieten und einer Wellenablaufkomponente. Das Niederschlag-Abflussmodell ist ein kontinuierliches Wasserbilanzmodell auf Rasterbasis mit einer Auflösung von 1 km². Über einen Bodenfeuchtemodul wird die Änderung des Bodenfeuchtezustandes im Gebiet und die Abflussbildung erfasst. Dieser Modul enthält drei Parameter: die maximale Speicherkapazität des Bodens, einen Parameter für den entsprechenden Bodenfeuchtezustand, ab welchem die potenzielle Verdunstung erreicht wird, und einen Parameter zur Beschreibung der nichtlinearen Beziehung zwischen Bodenfeuchtezustand und Abflussbildung. Die Abflusentstehung am Hang wird anhand eines oberen und zwei tiefer liegenden Bodenspeicher beschrieben. Der zum Abfluss beitragende Teil des Niederschlages fließt in

den Speicher der oberen Bodenzone, welche sich auf drei Wegen entleert: mit einer konstanten Perkolationsrate in die untere Bodenzone; proportional zum Speicherinhalt in den Abfluss; und bei Überschreitung der kritischen Speicherfüllung mit einer schnellen Speicherkonstante in den Abfluss. Die untere Bodenzone entleert sich mit einer langsameren Speicherkonstante in den Abfluss. Zusätzlich wird eine Bypass-Komponente eingeführt, der hydrologisch einer vertikalen Wasserbewegung in Markporen entspricht, welche die Matrix der obersten Bodenzone umgeht und einen Teil des Niederschlages direkt in die untere Bodenzone (geklüfteter Fels) leitet. Die Gebietskenntnis deutet darauf hin, dass das in vielen Teilen des Kampgebietes ein wichtiger Prozess ist. Der Ausfluss aus den Speichern beschreibt die Abflusskonzentration am Hang. Der Hangabfluss wird danach zum Auslass jedes Teilgebietes transformiert und stellt den Teilgebietsabfluss bzw. direkten Zufluss zu einer Wellenablaufstrecke dar. Der Wellenablauf im Gerinne wird über eine im Zustandsraum formulierte Nash-Kaskade beschrieben. Einzugsgebiet und Modell sind in den Kapiteln 2 und 3 detailliert dargestellt.

Für die Modellentwicklung wurden Abflussdaten sowie interpolierte Niederschlags- und Temperaturdaten aus den Jahren 1993 bis 2003 verwendet (Kapitel 2). Zusätzlich wurden aus diesem Zeitraum Beobachtungen von Grundwasserganglinien und Schneehöhen in die Modellentwicklung einbezogen (Tabelle 4.1). Zur Ermittlung der Niederschläge und Temperaturen wurden Daten in 15 min Auflösung von 19 Stationen in der Region Kamp verwendet. Zusätzlich wurden weitere 17 Stationen mit Tageswerten von Niederschlägen herangezogen, welche bei der Interpolation als Zusatzinformation (Niederschlagssumme zwischen den zeitlich hoch aufgelösten Stationen) dienen. An 20 dieser Stationen werden auch Lufttemperaturen aufgezeichnet, bei 8 davon sind die Temperaturen in 15min-Werten vorhanden. Bei vielen Stationen sind die historischen Lufttemperaturen als Einzelmessungen, dreimal am Tag abgelesen, verfügbar. An 10 Stationen stehen Aufzeichnungen von Schneehöhen, einmal am Tag abgelesen, zur Verfügung. Die Anzahl der Niederschlags- und Temperaturstationen, die Daten in höherer Auflösung aufzeichnen, hat sich vom Beginn des Zeitraums der Modellentwicklung (1993) bis heute stetig verbessert. Dadurch sind die jüngeren Ereignisse bezüglich ihrer dynamischen Entwicklung als sicherer einzustufen als die älteren. 4 Stationen mit zeitlich hochaufgelöster Aufzeichnung wurden erst im Jahr 2005 eingerichtet, darunter auch die einzige Station im Gebiet der Taffa. Zur Validierung steht ein getrennter Datensatz aus den Jahren 2004 und 2005 zur Verfügung. Für diesen Zeitraum werden die Niederschlags- und Temperaturreaster der ZAMG (Haiden et al., 2006), wie sie im operationellen Betrieb eingesetzt werden, verwendet. Ebenso wie für den Eichdatensatz von (1993-2003) wird auch für den Validierungsdatensatz (2004 - 2005) die Aufteilung in Ereignistypen und Situationen vorgenommen. Abbildung 4.2 zeigt die Verteilung der Stationen im Gebiet.

Tab 4.1 Stationen, die für die Modellentwicklung verwendet wurden. Ein **x** bei den Niederschlagsstationen bedeutet, dass neben Tageswerten auch 15 min Werte vorliegen (Schreiberstationen). Ein **o** bedeutet, dass Temperaturdaten als Einzelwerte, abgelesen dreimal am Tag, vorliegen.

Stationsname	Niederschlagsdaten		Temperaturdaten		Schneedaten	
	in 15min	seit	Zeitdiskr.	seit	1 x am Tag	seit
Karlstift	x	Juni 1992	o	Jan 1990	x	1970
Gföhl			o	Jan 1990		
Rappottenstein	x	Juni 1992	o	Jan 1990	x	1970
Bärnkopf (HD)			o	Jan 1990	x	Sep 1991
Bärnkopf (ZAMG)	x	Okt 2003	o	Okt 2003	x	Okt 2003
Arbesbach						
Grafenschlag	x	Sep 2005	x	Sep 2006	x	1970
Gross-Gerungs	x	Sep 2005	x	Sep 2006	x	Sep 1990
Zwettl-Edelhof	x	Juni 1992	o	Jan 1990		
Ottenstein	x	Jan 2005	o	Jan 1990		
Schönberg	x	Juni 1992	o	Jan 1990		
Kronsegg						
Stockern						
Nonnersdorf						
Poggschlag	x	Juni 1992				
Ottenschlag			o	Jan 1990		
Altenburg			o	Jan 1990	x	Sep 1980
Altpölla						
Mühlbach am Mbg.						
Breitenfeld	x	Juni 1992	o	Jan 1990		
Weikertschlag/Lains.						
Siebenlinden						
Drösiedl						
Etzelsreith						
Gars (HD)			o	Aug 2003	x	Sep 1991
Gars (ZAMG)	x	März 2003	x	März 2003	x	März 2003
Kleinpertenschlag						
Lichtenau	x	Juni 1992				
Limbach	x	Juni 1992				
Messern	x	Jan 2005	x	Jan 2005		
St. Leonhard im Ho.						
Tautendorf	x	Juni 1997				
Weitra	x	Aug 2003	x	Aug 2003		
Allentsteig	x	Jan 1993	x	Jan 1993	x	Mai 1990
Zwettl-Stift	x	Sep 1994	x	Sep 1994		
Langenlois	x	Jan 1997	x	Jan 1997		

Ein zentraler Punkt der Überprüfung der Plausibilität der Annahmen über die hydrologischen Prozesse und der Interpretation der Modellsimulationen sind neben den Auswertungen von digitalen Karten die umfangreichen Begehungen und Gespräche mit Ortskundigen, die im Zuge der Modellentwicklung durchgeführt wurden. Im Mittelpunkt stand dabei die Erfassung der abflussbeitragenden Flächen bei den unterschiedlichen Ereignissen und der Schluss auf die dabei auftretenden hydrologischen Prozesse. Daher wurden die Begehungen bzw. Befahrungen in Zeiträumen wenn möglich während Ereignissen, hauptsächlich aber nach Ereignissen durchgeführt. Konkret wurden beispielsweise vernässte Flächen bzw. Sättigungsflächen aufgenommen, nach Spuren von oberflächlichem Abfluss gesucht, bei Bodenprofilen (Hanganschnitten) auf Hangwasseraustritte geachtet, Ausuferungsmarken erhoben, etc. (siehe auch Kap. 2). Die Gespräche mit den Ortskundigen wurden meist im Zuge der Begehungen durchgeführt und ergänzten die eigenen Einschätzungen. Aus den Beschreibungen konnte zusätzlich auf das Geschehen während des Ereignisses, z.B. Phasen der starken Anstiege in Gerinnen, erste Anzeichen von Oberflächenfließen an Flächen („von dort kam das Wasser“ oder „diese Wiese stand unter Wasser“), etc. geschlossen werden. Zur Belegführung wurden zahlreiche Fotos aufgenommen. Die Fotos werden in den folgenden Kapiteln besprochen; die Standorte der Fotos sind in Abb. 4.2 gekennzeichnet.

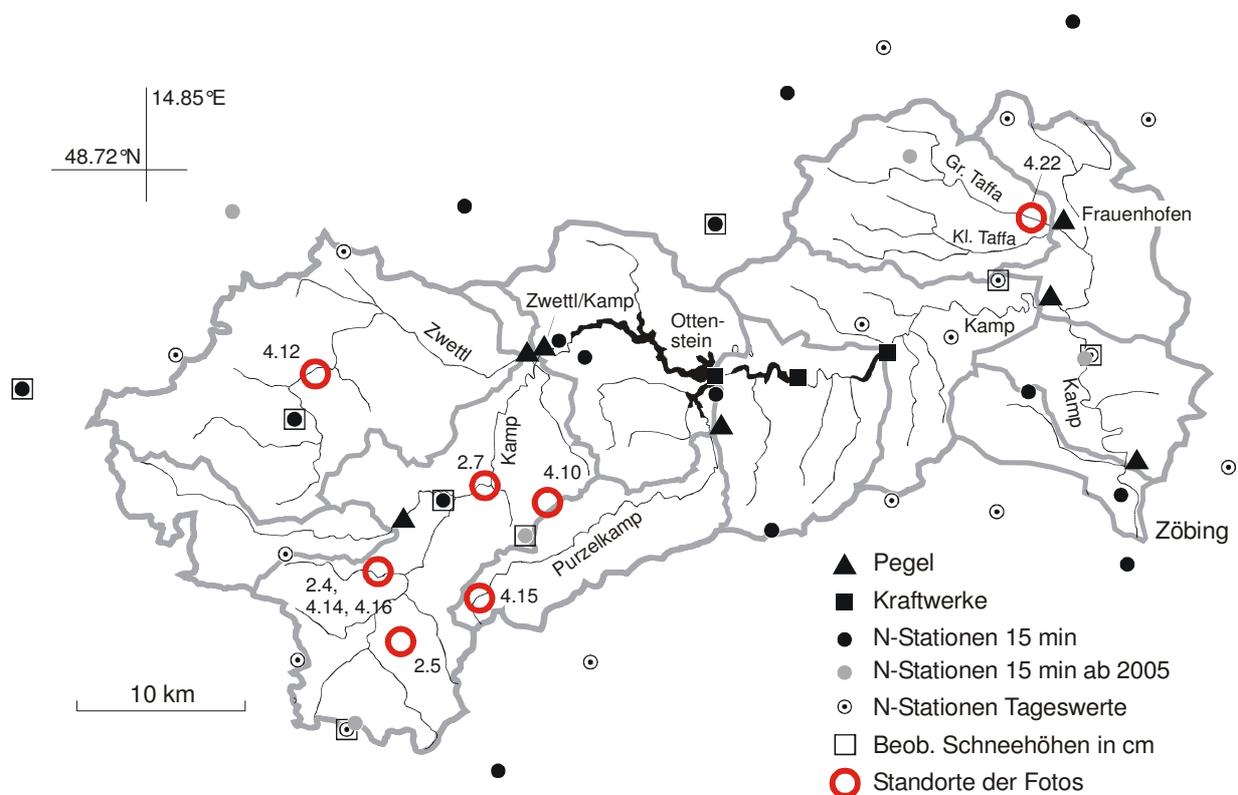


Abb. 4.2 Kampgebiet und Stationen sowie Standorte der Fotos.

4.4 PLAUSIBILISIERUNG AUF DER SAISONALEN SKALE - EICHZEITRAUM

Die Prozessanalyse erfolgt vorerst anhand der kontinuierlichen Modellsimulationen über einen längeren Zeitraum (saisonale Skale). Als Zeitraum wird jeweils ein hydrologisches Jahr betrachtet, von Anfang Oktober bis Ende September des darauffolgenden Jahres. Prozesse, die auf dieser Skale die Form der Abflusswelle beeinflussen, sind die Verdunstung (LP) – vor allem im Sommer, der Bypass (dQ_{by}) und die Perkolation (L_{perc} , γ) in die untere Bodenzone, das Verhalten des tiefen Boden- und Grundwasserspeichers (k_2 , k_3), sowie die Schneeakkumulation und -schmelze. Zur Interpretation dieser Prozesse werden die kontinuierlich simulierten Systemzustandsgrößen über das Jahr aufgetragen und – falls verfügbar – mit Beobachtungen verglichen. Die folgenden Abbildungen zeigen Beispiele aus dem Eichzeitraum für das Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp für das Jahr 1997/98 (Abbildung 4.3) und des Pegels Frauenhofen/Taffa für das Jahr 1996/97 (Abbildung 4.4). Die Abbildungen sind folgendermaßen gestaltet: Das oberste Diagramm (a) zeigt jeweils die beobachteten Gebietsniederschläge in mm/15min, gewonnen aus interpolierten Stationsdaten, sowie Gebietsmittel simulierter Schneewasserwerte (SWE) in mm und beobachtete Schneehöhen in cm an charakteristischen Stationen im Gebiet. (b) zeigt den Verlauf der simulierten relativen Bodenfeuchte (S_{bf}/FC) und der berechneten Summenlinie der Verdunstung (ET), jeweils Gebietsmittel. In (c) sind die Simulationen der mittleren Füllstände der einzelnen Bodenspeicher in mm aufgetragen: S_1 ist der oberste Bodenspeicher, S_2 ist der tiefgründige Bodenspeicher und S_3 der Grundwasserspeicher. Im untersten Diagramm sind schließlich die simulierten und beobachteten Pegelabflüsse gegenübergestellt (d) (siehe Abb. 2.2 in Kapitel 2).

Zuerst wird auf den saisonalen Abflussgang eingegangen (d). Während sich am Pegel Zwettl/Kamp hohe Basisabflüsse zeigen, die auch nach der Schneeschmelze im Frühjahr über längere Zeit bis in den Frühsommer anhalten, sind die Basisabflüsse an der Taffa verhältnismäßig gering. Im Gebiet des Kamp (Abb. 4.3d) zeigen sich die großen Anteile an den langsamen Abflusskomponenten aus dem Bodenspeicher, die im Modell durch den Bypass, die hohe Perkulationsrate und das Auslaufverhalten des tieferen Boden- und Grundwasserspeichers (Kluftgrundwasser) beschrieben werden. Über einen Bypass wird einen Anteil des Niederschlages an der Bodenmatrix vorbei direkt in den Untergrund vorbeigeleitet. Ebenso wird auf der saisonalen Skale die unterschiedliche Dynamik im Abfluss sichtbar. Im Gebiet der Taffa zeigen sich jedes Jahr kurzfristig verhältnismäßig hohe Abflussspitzen und steile Anstiege (d). Nur ein geringer Gebietsteil trägt hier über das Jahr zum Abfluss bei, dieser aber bei Auftreten eines Ereignisses sehr stark und vor allem rasch. Diese Nichtlinearität wurde im Modell in diesem Gebiet in Form eines großen Wertes von β berücksichtigt (vgl. Kap. 2). Im Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp wird diese Nichtlinearität erst beim Ereignis im August 2002 sichtbar (Abb. 2.6 und Gutknecht et al., 2002). Nach Aufsättigung der Böden traten im August 2002 Abflüsse auf, die dem Vielfachen von dem entsprechen, was in den übrigen Jahren an diesen Pegeln zu beobachten war. Der Abfluss bleibt auch nach dem Ereignis auf einem relativ hohen Niveau, was auf den hohen Anteil an

Abflüssen aus den unteren Bodenzonen zurückzuführen ist. Dieser Bodenabfluss wird nach Aufsättigung bei einem Ereignis dieser Größenordnung ähnlich wie in Zeiten nach starker Schneeschmelze (wie z.B. im April 1996) aktiviert. Die Werte des Nichtlinearitätsparameters β sind in diesen Gebietsteilen geringer als im Gebiet der Taffa.

Entsprechend der Berücksichtigung dieser Prozesse in Modellstruktur und Modellparametern zeigt sich der Verlauf der simulierten Zustandsgrößen (c). Der hohe Anteil an Bodenabfluss zeigt sich an den hohen Füllständen der tiefgründigen Bodenzone S_2 im Vergleich zu jenen der oberen Bodenzone S_1 , aus welcher die rasche, oberflächennahe Abflusskomponente hervor geht. Der simulierte Füllstand des Grundwasserspeichers S_3 (Kluftgrundwasser) erreicht jedoch in diesem Jahr nie höhere Werte als 20 mm. In der Charakteristik der tiefgründigen Bodenzone und der Grundwasserzone liegt der Hauptunterschied in den auf dieser Skale deutlich werdenden Prozessen zwischen dem Kamp und der Taffa. Im Gebiet der Taffa ist ein Porengrundwasserspeicher vorhanden (Horner Becken), der im Modell durch die entsprechende Parameterisierung (hohe Versickerungsraten, hohe Speicherfähigkeit) Berücksichtigung findet. Im Modell werden daher konstant hohe Füllstände des Grundwasserspeichers S_3 von um die 100 mm simuliert (Abb. 4.4c). Die zeitliche Dynamik dieser Speicherstände ist mit den Auswertungen der Grundwasserstände konsistent (siehe Kap. 2 und Abb. 2.8b). Die geringen Abflüsse am Pegel Frauenhofen in Abb. 4.4d über das Jahr zeigen aber, dass dieser Grundwasserspeicher wenig Einfluss auf den Abfluss in der Taffa besitzt. Der niedrige Basisabfluss der Taffa lässt den Schluss zu, dass der Großteil des tiefgründigen Abflusses aus dem Gebiet nicht in das Gerinne gelangt, sondern über das Grundwasser abfließt. Im Modell wurde dies berücksichtigt, indem aus diesen Wasserbilanzüberlegungen ein Eichfaktor zwischen 0 und 1 definiert wurde, mit dem der im Modell simulierte tiefgründige Abflussanteil bzw. Grundwasserabflussanteil aus dem Gebiet multipliziert wird, bevor er dem Gerinne beaufschlagt wird. In Phasen starker Schneeschmelze ist jedoch ein gewisser Einfluss des Grundwasserstromes auf den Abfluss der Taffa sichtbar. Nach dem extrem schneereichen Winter 1995/96 mit extrem hohen Schmelzraten zum Beispiel traten gleichzeitig mit den hohen Grundwasserständen im Horner Becken höhere Basisabflüsse an der Taffa auf.

Zur Analyse des Schneeschmelzverhaltens zeigt das oberste Diagramm die simulierten Schneewasserwerte (SWE) und Beobachtungen von Schneehöhen an den für das jeweilige Einzugsgebiet relevanten Stationen, als Ganglinien dargestellt, verglichen (a). Für das Gebiet Zwettl/Kamp steht die Station Rappottenstein (600m üA), ungefähr im Schwerpunkt der Einzugsgebiete gelegen, und für das Gebiet Frauenhofen/Taffa die Station Altenburg (395m üA), am Rand des Gebietes, zur Verfügung. Dieser Vergleich erfolgt qualitativ, da die beobachteten Schneehöhen aufgrund der nicht bekannten Schneedichten nicht direkt in Schneewasserwerte umgerechnet werden können. In beiden Fällen scheinen Größenordnung der Schneewasserwerte und vor allem der Zeitpunkt der Ausaperung auf dieser Skale durch das Modell plausibel wiedergegeben zu werden. Auch die Auswirkungen der Schneeschmelze

auf den Abfluss, wie der typische Tagesgang und die höheren Basisabflüsse, entsprechen den Abflussbeobachtungen.

Die Darstellung in (b) zeigt den Verlauf der simulierten mittleren relativen Bodenfeuchte. Die mittlere relative Bodenfeuchte wird berechnet, indem die aktuelle Bodenfeuchte S_{bf} in mm durch die Feldkapazität FC (Maß für die Speicherkapazität) in mm in jedem Pixel dividiert und dann über das Gebiet gemittelt wird. Zunächst wird der Einfluss der Schneeschmelze auf die Bodenfeuchte deutlich. Am Kamp z.B. steigt die simulierte Bodenfeuchte in Folge der Schneeschmelze auf einen Wert von ca. 80% (Abb. 4.3b). Dieser hohe Wert hält bis in den April hinein an. Erst Ende April führt die größer werdende Verdunstung durch die stärkere Sonneneinstrahlung zu einer Reduktion der Bodenfeuchte. Die simulierte Bodenfeuchte kann hier als Indikator für den (mittleren) Bodenfeuchtezustand des Gebietes interpretiert werden; der meist hohe Wert im Frühjahr ist konsistent mit den aus den Gebietsbegehungen gewonnenen Aufschlüssen von annähernd gesättigten Böden während und längere Zeit nach der Schneeschmelze. In einem Gebiet wie dem des Kamp kontrolliert vorrangig der Bodenfeuchtezustand den zum Abfluss kommenden Anteil des Niederschlages. Wie die Daten zeigen, genügen schon geringe Niederschläge beispielsweise in der Zeit oder nach der Schneeschmelze, um die Pegel ansteigen zu lassen. Dies wird anhand des Modells zutreffend beschrieben. Beispielsweise werden am Kamp im März und April (Abb. 4.3) auch bei wenig Niederschlagsinput größere Abflussspitzen und vor allem große Abflussvolumina simuliert. Hingegen zeigt die Simulation in den Sommermonaten, dass die mitunter großen Niederschläge zwar die Bodenfeuchte (kurzzeitig) erhöhen, jedoch im Modell keine großen Abflüsse erzeugt werden, wie es sich auch in den Abflussbeobachtungen am Pegel bestätigt. Nach einem Ereignis im Sommer geht die Bodenfeuchte durch die kurzzeitig hohe Verdunstung rasch wieder zurück. Insgesamt erreicht die simulierte Gebietsverdunstung im dargestellten hydrologischen Jahr 1997/98 in Summe an die 450 mm. Zum Vergleich betrug die Gebietsniederschlagssumme in diesem Jahr rd. 750 mm.

In Abb. 4.4b zeigt die simulierte Bodenfeuchte im Gebiet der Taffa grundsätzlich eine ähnliche Dynamik, jedoch liegen die Werte insgesamt auf einem niedrigeren Niveau als am Kamp. Dies ist plausibel und darauf zurückzuführen, dass es sich hier um über das gesamte Gebiet gemittelte und auf die Feldkapazität bzw. Speicherkapazität bezogenen relative Werte handelt und das Gebiet der Taffa einen großen Anteil an Flächen mit hohen Speicherkapazitäten (Horner Becken) besitzt. Diesen Gebiete wurden dementsprechend im Modell hohe Werte für dem Parameter der Feldkapazität (FC) zugeordnet. Die Simulation der Jahresverdunstung zeigt höhere Werte – im dargestellten Jahr rd. 570 mm – als im Gebiet Zwettl/Kamp, welche auf die im Durchschnitt höheren Temperaturen im Osten des Kampgebietes zurückzuführen sind. Zum Vergleich betrug die Niederschlagssumme in diesem Jahr rd. 600 mm.

Während Abb. 4.4 die Zustandsgrößen gemittelt über alle Pixel im Einzugsgebiet der Taffa zeigt, sind in Abbildung 4.5 nun die simulierten Füllstände des tiefgründigen Speichers und des Grundwasserspeichers für jenes Pixel dargestellt, an dem eine Messung von

Grundwasserständen im Horner Becken zur Verfügung stehen (Station St. Bernhard). Die Grundwasserstände an dieser Station wurden zur Bestimmung der Parameter zur Beschreibung der langsameren Abflusskomponenten, also den Komponenten aus den tieferen Bodenschichten, verwendet. Die im Modell simulierten Werte entsprechen den Speicherständen, wie sie an diesem Pixel beim jeweiligem Input (Regen, Schmelze) entstehen. Laterale Zuflüsse von benachbarten Pixeln werden gemäß der gewählten Modellstruktur für die Einzelpixel nicht berücksichtigt. Ein Vergleich aber auch dieser Größen zeigt eine gute Übereinstimmung der zeitlichen Dynamik zwischen Simulation und Beobachtung an einem bestimmten Punkt im Einzugsgebiet, wodurch – wie oben bereits angedeutet – auf eine plausible Abbildung der Grundwasserbildung und -abflussprozesse im Modell geschlossen werden kann.

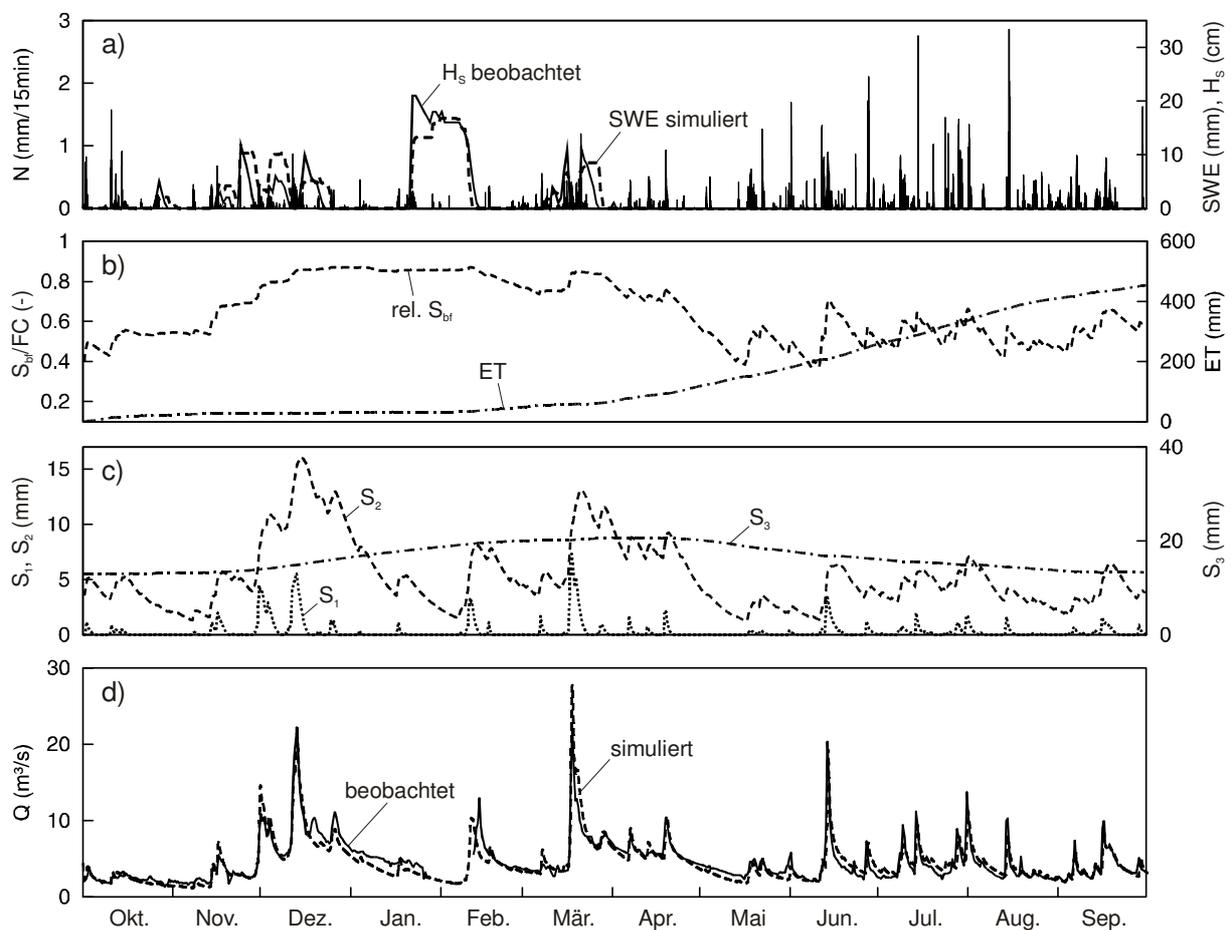


Abb. 4.3 Simulierte und beobachtete hydrologische Größen für das Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp und das Jahr 1997/98. (a) Niederschlag in mm, simulierter Schneewasserwert in mm und beobachtete Schneehöhen in cm; (b) simulierte Gebietsmittel der relativen Bodenfeuchte (S_{bf}/FC) und simulierte Summenlinie der Verdunstung (ET); (c) simulierte Gebietsmittel der Füllstände der Bodenspeicher (S_1 , S_2 , S_3) in mm; (d) simulierter und beobachteter Abfluss für die Pegelstelle.

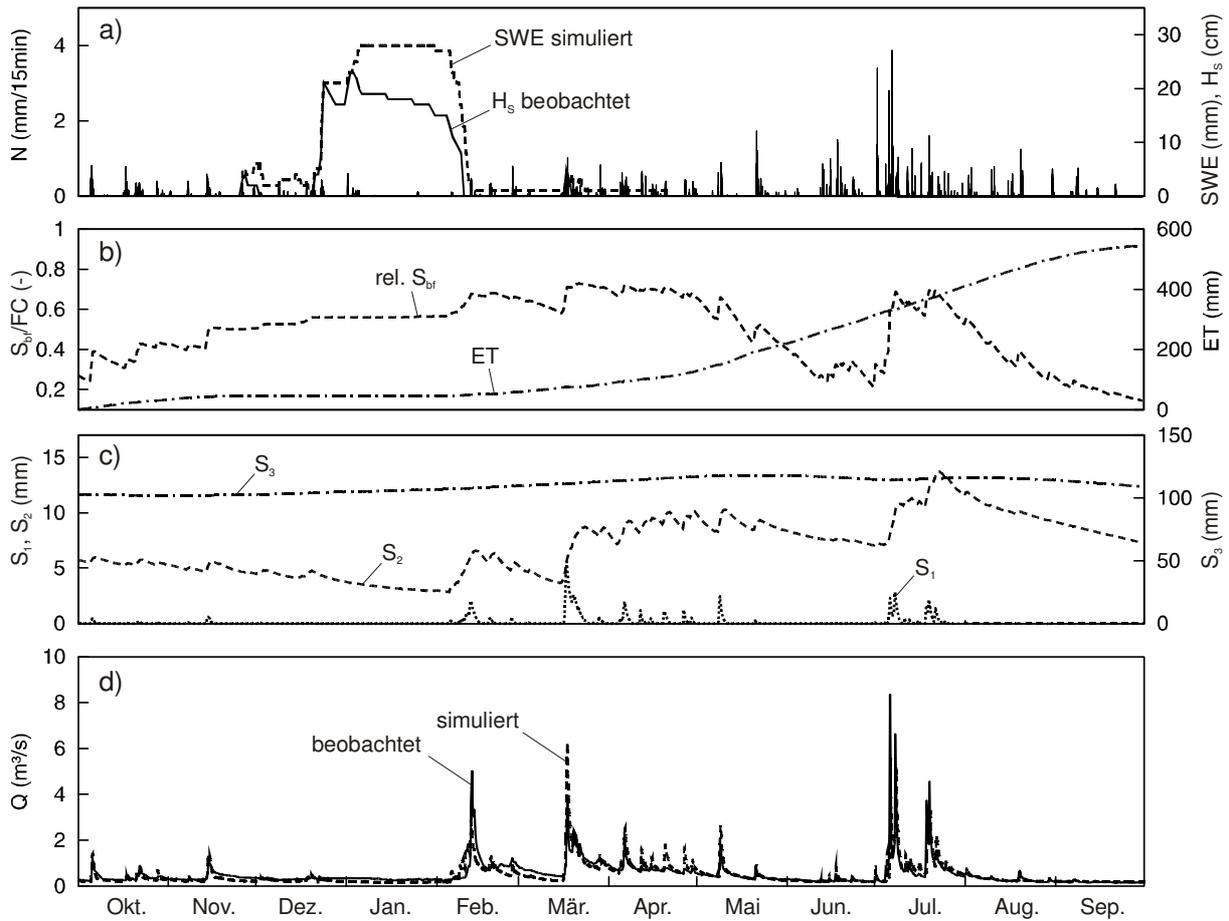


Abb. 4.4 Simulierte und beobachtete hydrologische Größen für das Gebiet des Pegels Frauenhofen/Taffa und das Jahr 1996/97. (a) Niederschlag in mm, simulierter Schneewasserwert in mm und beobachtete Schneehöhen in cm; (b) simulierte Gebietsmittel der relativen Bodenfeuchte (S_{bf}/FC) und simulierte Summenlinie der Verdunstung (ET); (c) simulierte Gebietsmittel der Füllstände der Bodenspeicher (S_1 , S_2 , S_3) in mm; (d) simulierter und beobachteter Abfluss für die Pegelstelle.

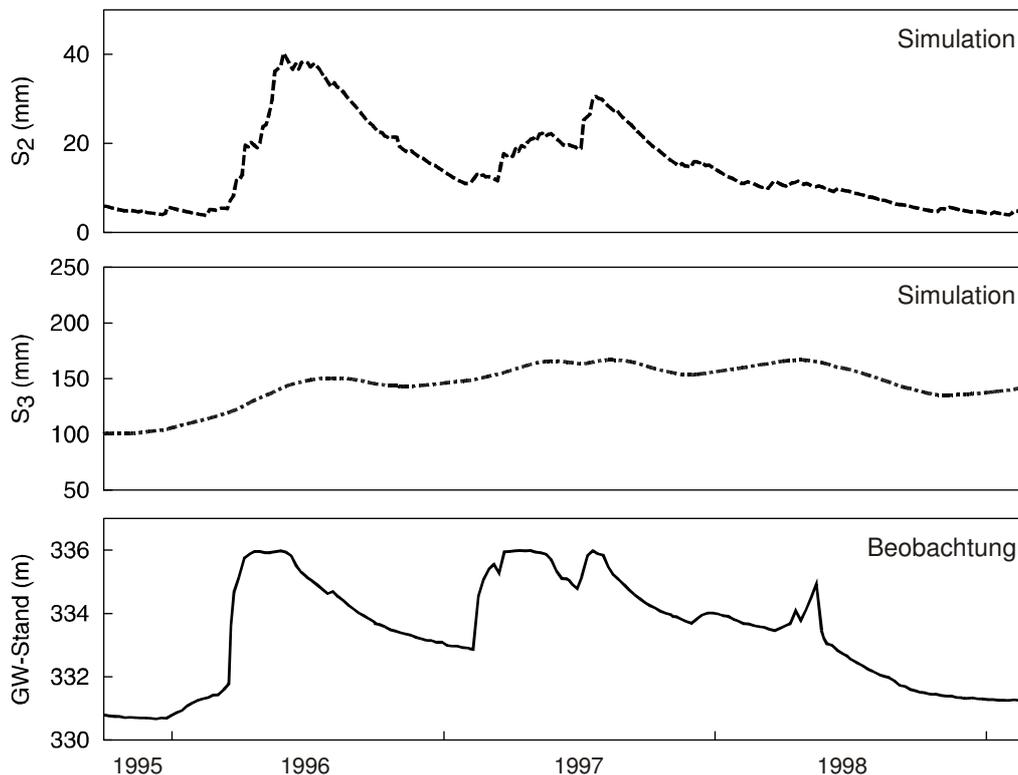


Abb. 4.5 Simulierte Füllstände des tiefgründigen Bodenspeichers S_2 (oben) und des Grundwasserspeichers S_3 (Mitte) für das Pixel entsprechend dem Standort der Grundwasserstandsmessungen (unten) (Station St. Bernhard im Horner Becken).

4.5. PLAUSIBILISIERUNG AUF DER EREIGNISSKALE - EICHZEITRAUM

Wie sich bereits auf der saisonalen Skala andeutet, können im Gebiet des Kamp und der Taffa unterschiedliche Typen von Ereignissen gänzlich unterschiedliche Größenordnungen von Abflüssen hervorrufen, da unterschiedliche Mechanismen und Teilprozesse wirksam werden. Im Modell bedeutet dies, dass bei den geänderten Bedingungen jeweils andere Teilkomponenten in der Modellstruktur bzw. andere Parameter maßgebend bzw. dominant werden. Das heißt aber weiters, dass die einzelnen „dominanten“ Parameter durch Aufteilung in verschiedene Typen von Situationen bzw. Ereignissen besser identifizierbar werden. Zur Analyse auf Ereignisbasis werden hier daher – sowohl für den Eich- als auch für den Validierungszeitraum – die einzelnen Ereignisse in folgende Klassen bzw. Typen differenziert:

1. Von Schnee beeinflusste Ereignisse
2. Kurze, konvektive Ereignisse
3. Lange, advective Ereignisse

Tabelle 4.2 zeigt eine Übersicht der größten Ereignisse der einzelnen Ereignistypen. Abbildung 4.6 gibt einen Überblick über das zeitliche Auftreten im Jahr (Saisonalität). Ereignisse vom Typ 1, von Schnee beeinflusste Ereignisse, wie rein durch Schneeschmelze ausgelöste Ereignisse und Regen-auf-Schnee-Ereignisse, sind im nördlichen Österreich relativ häufig (siehe auch Merz et al., 2006). Im Mai 1996 trat das größte Ereignis dieses Typs am Kamp auf. An der Taffa wurde dieses Hochwasser vom Ereignis im Dezember 2002 übertroffen. Dieses Ereignis fiel in eine Phase starker Schneeschmelze, trat in dieser Größenordnung jedoch nur lokal an der Taffa auf. Insgesamt 15 Ereignisse stehen in der Kampregion für die Auswertung zur Verfügung, wobei ein Ereignis in den Validierungszeitraum fällt (März 2005). Konvektive Ereignisse (Typ 2), wie kurze Gewitter oder Schauer, sind in der Kampregion von Mai bis Oktober häufig zu beobachten. Allerdings sind von diesem Typ keine großen Hochwässer unter den Ereignissen. Das größte Ereignis am Kamp dieser Art fiel in den Validierungszeitraum im Mai 2005. Im oberen Kampgebiet werden fünf Ereignisse, an der Taffa 3 Ereignisse dieses Typs im für die Modellentwicklung verwendeten Zeitraum (1993-2003) analysiert. Im Validierungszeitraum stehen zwei konvektive Ereignisse im Mai 2005 zur Verfügung. Lange, advective Ereignisse (Typ 3), die vor allem in den Sommermonaten auftreten, erzeugen die größten Hochwässer im Gebiet des Kamp, darunter auch die beiden extremen Ereignisse im August 2002. Im für die Modellentwicklung verwendeten Zeitraum wurden im oberen Kampgebiet 10 Ereignisse ausgewertet, an der Taffa 9. Im Sommer 2005, nach Abschluss der Modellentwicklung, traten drei Ereignisse auf, die diesem Typ zugeordnet werden können.

Tab 4.2 Ereignistypen an Kamp und Taffa für Eichperiode (1993-2003) und Validierungszeitraum (2005) zusammengefasst. Q_{\max} ist das Maximum der Abflussscheitel des jeweiligen Typs, und das Datum bezieht sich auf das Ereignis mit maximalem Scheitel.

Typ	Typ Nr.	Zwettl/Kamp (622km ²)			Frauenhofen/Taffa (140km ²)		
		Anzahl	Q_{\max} (m ³ /s)	Datum	Anzahl	Q_{\max} (m ³ /s)	Datum
von Schnee beeinflusst	1	14	120	Mai 1996	7	38	Dez. 2002
konvektiv	2	7	50	Mai 2005	5	20	Juli 1994
advektiv	3	13	460	Aug. 2002 (1.Ereignis)	12	80	Aug. 2002 (1.Ereignis)

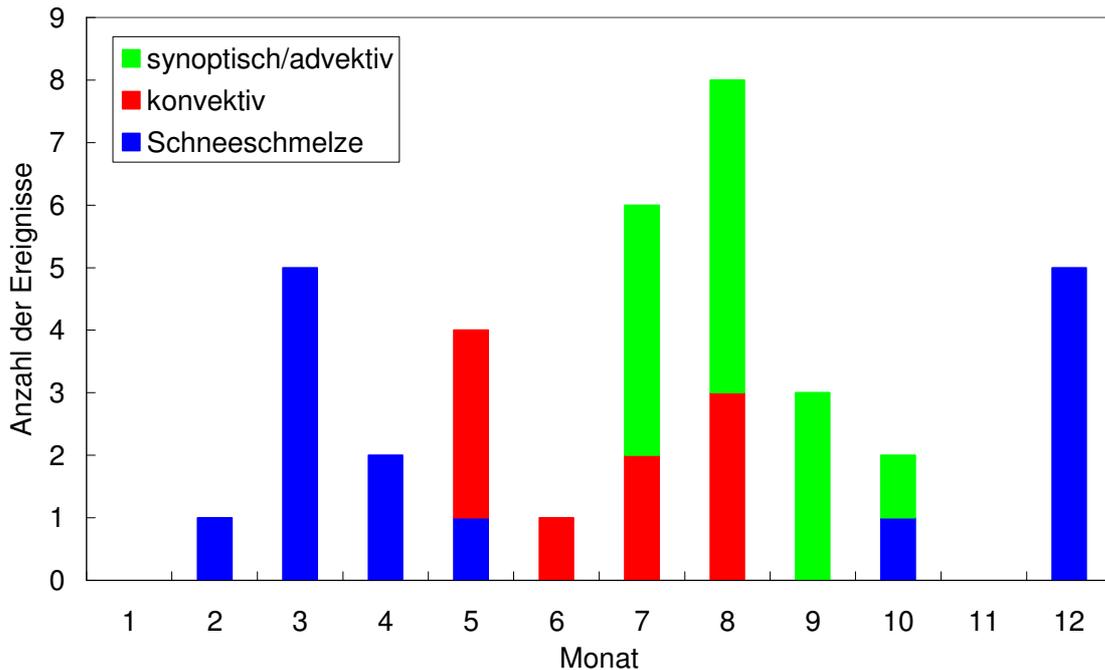


Abb. 4.6 Saisonales Auftreten der ausgewerteten Ereignisse (Eich- und Validierungszeitraum zusammengefasst) in der Kampregion für die Pegel Zwettl/Kamp und Frauenhofen/Taffa, wobei ein Ereignis bei gleichzeitigem Auftreten an den beiden Pegeln nur einmal gewertet wird.

Ein wichtiger Punkt zur Differenzierung in die Ereignistypen und ihre Auswirkung auf die hydrologischen Prozesse ist die unterschiedliche zeitliche und räumliche Überregnung im Gebiet. Aufgrund der Heterogenität des Gebietes werden je nach Lage der Niederschlagszentren und zeitlichem Auftreten der größten Intensitäten unterschiedliche Prozesse wirksam, und unterschiedliche Flächen tragen zum Abfluss bei. Durch Verwendung eines flächendetaillierten Modells wird dem Rechnung getragen. Beispiele für die unterschiedliche räumliche Überregnung beim konvektiven Typ und beim advektiven/synoptischen Typ zeigt Abbildung 4.7. In der Darstellung werden die Gebietsniederschläge für das Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp, interpoliert auf ein 1 km² Raster, verwendet. Der Gebietsniederschlag wurde aus Gründen der Vergleichbarkeit auf den größten Pixelwert im Gebiet N_{max} bezogen. Beim konvektiven Ereignis im August 2003 zeigt sich die deutlich breitere räumliche Verteilung – also die größere räumliche Variabilität – der Niederschläge gegenüber den beiden advektiven/synoptischen Ereignissen (Juli 2005 und August 2002). Beim konvektiven Ereignis sind die starken Niederschläge auf eine kleine Fläche beschränkt. Dies weist auf das Auftreten von einer (oder mehreren) kleineren Niederschlagszelle(n) im Gebiet hin, was charakteristisch für diesen Typ ist. Die Verteilung der Niederschläge bei den beiden advektiven Ereignissen ist enger. Es zeigt sich die großräumige gleichförmige Überregnung; die Niederschlagswerte lagen in großen Gebietsteilen in einem ähnlichen Bereich. Die Form der Verteilung der beiden Ereignisse ist sehr ähnlich, sie unterscheiden sich untereinander nur in der Größenordnung des gefallenen Niederschlages. Während im Juli 2005 im Median ungefähr 60% des maximalen Niederschlages (in diesem Fall 210 mm über mehrere Tage)

auftraten, ist der Wert im August 2002 an die 80% des Maximalwertes (in diesem Fall 240 mm in 48 Stunden), was auch die Außergewöhnlichkeit des Ereignisses, das im August 2002 zum extremen Hochwasser am Kamp führte, zeigt.

Zu Abb. 4.7 zeigt Abbildung 4.8 die entsprechenden räumlichen Verteilungen des mit dem Modell simulierten Pixelabflusses (Abfluss am Hang) bei den drei Beispielen an Zeitpunkten knapp vor dem Auftreten der Abflussscheitel am Pegel Zwettl/Kamp. Die unterschiedlichen räumlichen Verteilungen der abflussbeitragenden Flächen bei den einzelnen Typen ergeben sich nun aus einer Kombination der unterschiedlichen Überregnung und der unterschiedlichen – in diesem Fall simulierten – Abflussbereitschaft im Gebiet, welche im Modell durch die Bodenfeuchte bestimmt wird. Beim Beispiel des konvektiven Typs im August 2003 zeigt die Simulation, dass der Hauptteil des Gebietes nicht zum Abfluss beiträgt. Der gesamte Abfluss entsteht nur in etwa 3% des Gebietes. Die Verteilungen der beiden advektiven Ereignisse zeigen ein völlig anderes Bild. Auffallend ist die etwas stufenförmige Gestalt der simulierten Verteilungen, welche durch die unterschiedlich wirksam werdenden und dementsprechend parameterisierten Hydrotupe hervorgerufen wird. Die beiden Ereignisse im August 2003 und im August 2002 werden in weiterer Folge als charakteristisches Beispiel ihrem Typus entsprechend herangezogen und im Detail analysiert (Abschnitt 4.5.2 bzw. 4.5.3). Das Ereignis im Juli 2005 fällt in den Validierungszeitraum.

Eine weitere Möglichkeit des Sichtbarmachens der räumlichen und zeitlichen Verteilung des Niederschlages besteht neben der Isohyetendarstellung aus einer synoptischen Darstellung der Niederschläge oder der Ausweisung von Korrelationen zwischen Stationen bei verschiedenen Ereignissen (siehe z.B. Postrihac und Gutknecht, 1985; Loukas und Quick, 1996). Abbildung 4.9 zeigt die Niederschlagsverteilungen (Stundenniederschläge) an den einzelnen Stationen im Kampgebiet beim ersten Hochwasser im August 2002 in eine Karte eingetragen. Das Beispiel zeigt die relativ ähnlichen Verteilungen im Westen, was auf eine gleichmäßige Überregnung in diesem Bereich hindeutet, sowie die sehr unterschiedlichen Verteilungen im Osten des Gebietes. Auswertungen dieser Art sind im Vorfeld der Ereignistypisierung und Ereignisanalysen notwendig und wurden im vorliegenden Fall in detaillierter Weise durchgeführt.

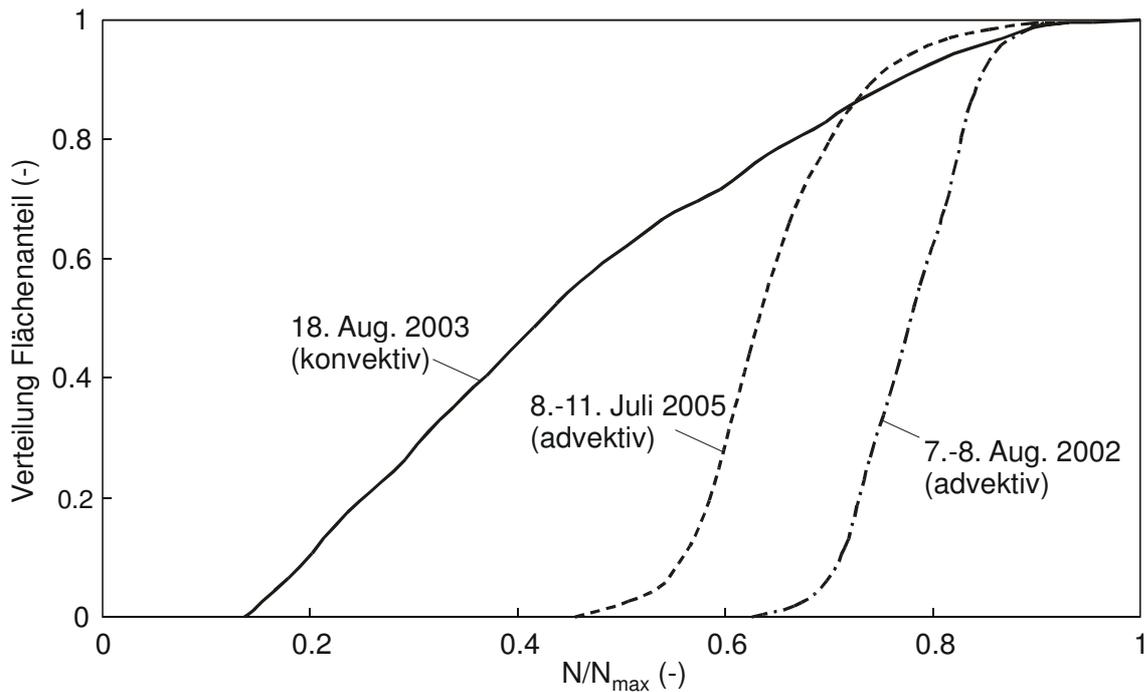


Abb. 4.7 Räumliche Verteilung des Niederschlages für das Gebiet des Pegels Zwetl/Kamp bei verschiedenen Ereignissen. Der Gebietsniederschlag auf der x-Achse ist aus Gründen der Vergleichbarkeit auf den größten Wert beim jeweiligen Ereignis im Gebiet N_{max} bezogen.

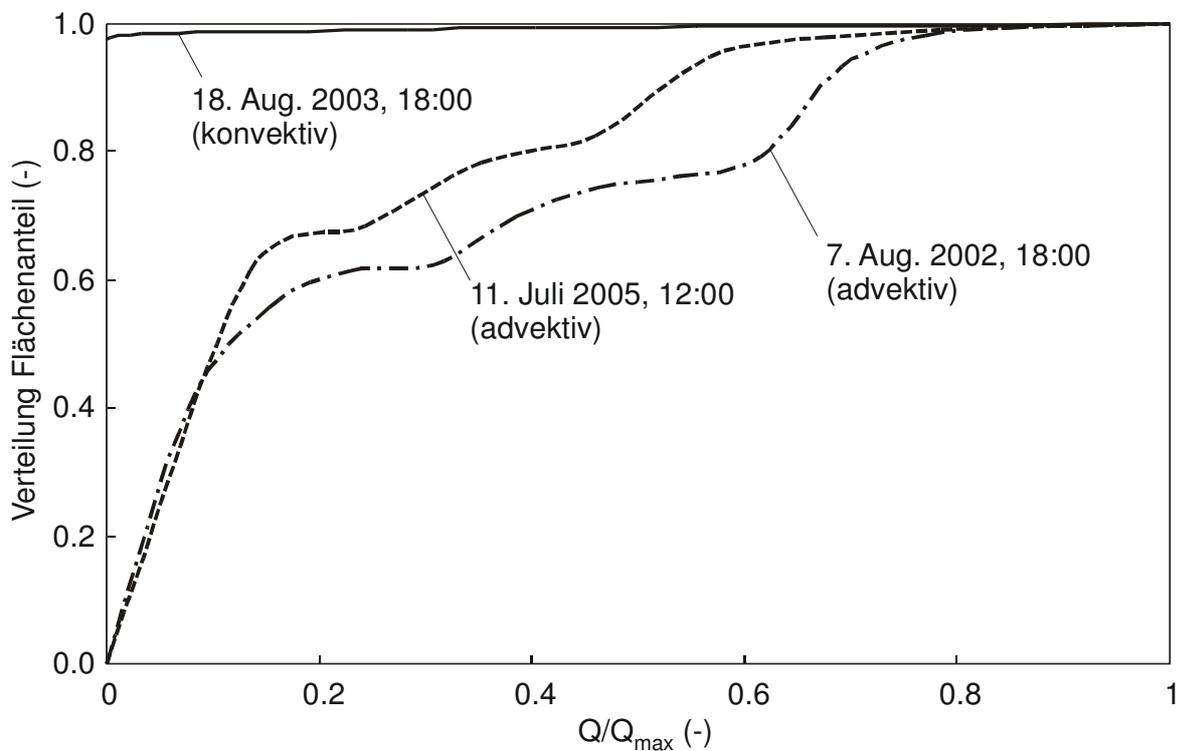


Abb. 4.8 Räumliche Verteilung des Pixelabflusses für das Gebiet des Pegels Zwetl/Kamp an Zeitpunkten kurz vor dem Hochwasserscheitel bei den in Abb. 4.7 dargestellten Ereignissen. Der Pixelabflusses Q auf der x-Achse ist aus Gründen der Vergleichbarkeit auf den größten Wert beim jeweiligen Ereignis im Gebiet Q_{max} bezogen.

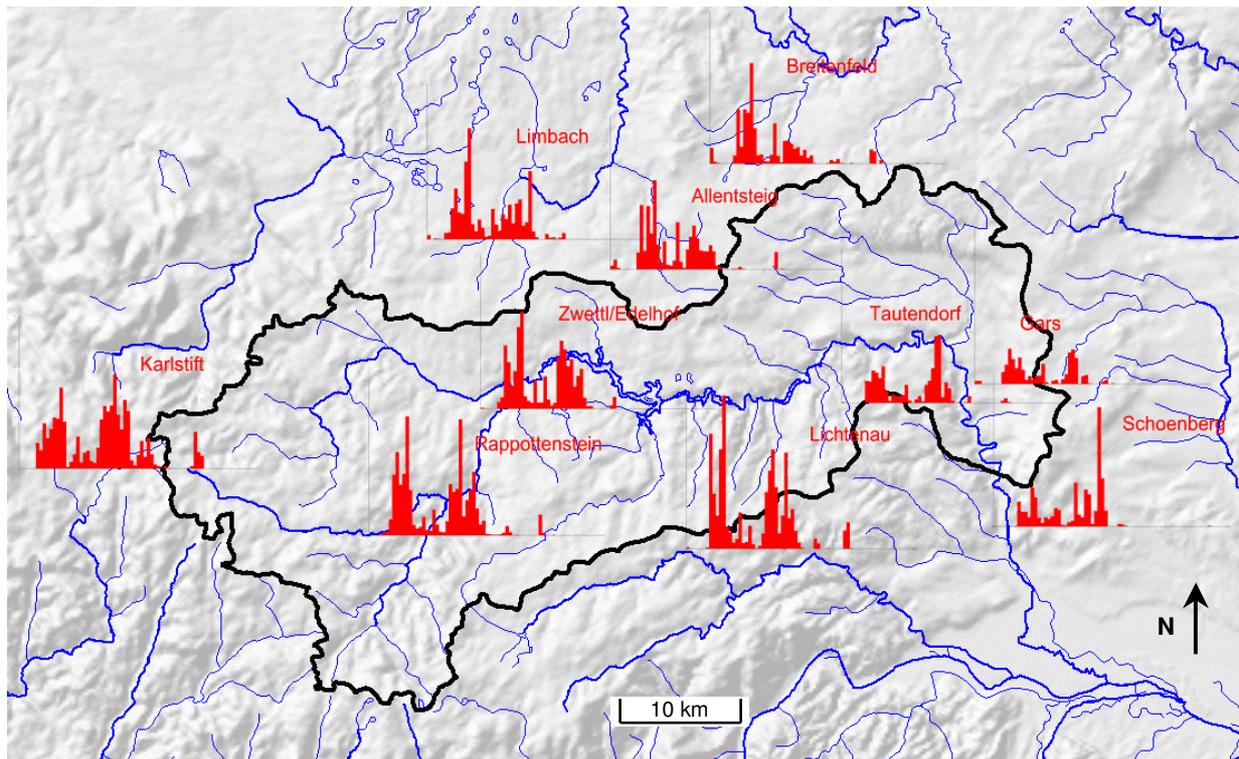


Abb. 4.9 Synoptische Darstellung der Stundenniederschläge an den einzelnen Stationen beim Ereignis am 6.8. und 7.8. 2002 (48 Stunden). Dargestellt sind Stundenwerte, der größte Wert (Station Lichtenau) beträgt rd. 30 mm/h.

Im folgenden Abschnitt werden die unterschiedlichen Typen von Ereignissen aus dem Eichzeitraum von 1993 bis 2003 am Beispiel des Pegels Zwettl/Kamp detailliert beschrieben.

4.5.1 Typ 1: Von Schneeschmelze beeinflusste Ereignisse

Ereignisse vom Typ 1 sind am Kamp vor allem in den Frühjahrsmonaten zu beobachten, manche Ereignisse mit Schneeschmelze treten aber schon im Winter von Dezember bis Februar auf. Dieser Ereignistyp zeichnet sich vor allem durch einen hohen Basisabfluss aus, der in der Regel aus der Schneeschmelze stammt. Schon in der saisonalen Analyse zeigten sich die Auswirkungen der Schneeschmelze an den erhöhten Abflüssen bis in den Frühsommer hinein. In Teilen des Gebietes liegt sehr lange in das Frühjahr hinein Schnee (höher gelegene Gebiete bis 1000 m Seehöhe). Typische Tagesgänge der Abflüsse sind an den Pegeln aufgrund des Temperaturganges zu beobachten. Wie sich in den Begehungen und Gesprächen mit Ortskundigen zeigte, sind während und vor allem nach der Schneeschmelze häufig über einen längeren Zeitraum im gesamten Gebiet vernässte Böden und großräumige Wasserflächen zu beobachten, vor allem auf den Hochflächen und den gerinnenahen Sättigungsflächen. Abbildung 4.10 zeigt dazu die Situation in einer Phase nach der Schneeschmelze im April 2004 auf den typischen Hochflächen im Gebiet des oberen Kamp, meist ebene Wiesen und Felder, die sehr schlecht an das Gewässernetz angeschlossen sind.

Im Hintergrund in (a) sind in den leichten Senken noch Wasserflächen zu sehen (rote Pfeile). Im Vordergrund sind völlig durchnässten Ackerböden zu sehen (b). Dies lässt darauf schließen, dass die Böden in diesen Phasen großräumig aufgesättigt sind und das beinahe gesamte Einzugsgebiet zum Abfluss beiträgt und dieser Gebietszustand lange – aufgrund der kleinen Verdunstung in dieser Jahreszeit – anhält. Dies zeigt sich auch daran, dass trotz der vergleichsweise kleinen Niederschlagsintensitäten und –summen bei Ereignissen in dieser Zeit hohe Abflussvolumina bzw. Abflussbeiwerte auftreten. Die Spitzenabflüsse sind jedoch begrenzt. Wegen des durch die Energiebilanz bestimmten oberen Grenzwert der Schneeschmelze und der relativ geringen Niederschlagsintensitäten sind Ereignisse der Größenordnung vom August 2002 dieses Typs nicht zu erwarten.

Abbildung 4.11 zeigt ein Beispiel für diesen Ereignistyp für die Zeit der Schneeschmelze im April 1996, am Pegel Zwettl/Kamp vor dem Hochwasser Anfang Mai. Das Ereignis ist fast ausschließlich auf die Schneeschmelze zurückzuführen, die Niederschläge in der Phase der stärksten Schmelze sind gering (a). In den Abflussdaten zeigt sich deutlich der typische Tagesgang infolge des Temperaturganges (d). Die Abflussspitze tritt entsprechend den Konzentrationszeiten im Gebiet jeweils in den späten Abend- bzw. Nachtstunden auf. Die Auslauflinie ist relativ flach. Die Abflussbeiwerte sind hoch, was auf hohe Schmelzraten, aber auch auf den hohen Bodenfeuchtegrad im Gebiet schließen lässt. Im Modell werden die Abflussbeiwerte durch das Verhältnis der bilanzierten Bodenfeuchte zur maximalen Speicherfähigkeit der Böden (Parameter FC) und dem Nichtlinearitätsparameter β charakterisiert. Je kleiner FC im Modell gewählt wird, desto größer errechnet sich der zum Abfluss kommende Anteil von Niederschlag und Schmelze (aus dem Verhältnis S_{bf} zu FC) bzw. desto kleiner der Beitrag, der im Boden gespeichert wird. Im Beispiel ist die simulierte relative Bodenfeuchte konstant hoch (nahe 1), und dies bereits am Beginn (b). Diesem Ereignis sind schon kurze Schmelzphasen vorangegangen, und es ist wahrscheinlich, dass die Böden schon am Beginn des Ereignisses stark durchfeuchtet waren. In der dargestellten Periode wird beinahe der gesamte Input in das Modell als Abfluss simuliert, wodurch die beobachteten Abflüsse bzw. Abflussvolumina entsprechend nachgebildet werden können. Im Falle des dargestellten Beispiels der starken Bodensättigung ($S_{bf} \approx FC$) ist vor allem der Einfluss der maximalen Speicherfähigkeit FC signifikant, der Einfluss des Nichtlinearitätsparameters β , der die Dynamik der Aufsättigung charakterisiert, ist in diesen Phasen geringer.



Abb. 4.3 Hochflächen im Bereich Grafenschlag nach der Schneeschmelze. Die Pfeile in a) deuten auf die Wasserflächen.

Aus den Pegeldaten ist weiters herauszulesen, dass bei diesem Ereignistyp die langsamen Abflusskomponenten dominieren (d). Die Speicherkonstanten des Zwischenabflusses bewegen sich zwischen 60 und 100 Stunden, was deutlich auf eine Abflussreaktion in den tieferen Bodenschichten hinweist. Aber auch der Grundwasserspeicher – in diesem Fall Kluftgrundwasser – dürfte aufgefüllt werden, da entsprechend der Speicherentleerungszeiten von etwas über vier Monaten (ca. 3000 Stunden) die Auswirkungen einer starken Schneeschmelze im Frühjahr bis in den Herbst hinein an den erhöhten Basisabflüssen zu erkennen sind (vgl. Abb. 4.3).

Die Annahme, dass der Hauptteil des Abflusses bei diesem Typ aus dem unterirdischen Abflussanteil besteht, wird von dem Verständnis über die Abflussvorgänge in den unterschiedlichen Bodenzonen in einem Einzugsgebiet gestützt. Durch die Bodensättigung werden die unterirdischen Hohlräume aufgefüllt und die tieferen Fließwege angeschlossen bzw. aktiviert. Die sandig-grusigen Böden besitzen ein großes Speichervermögen, aber auch die Klüfte und Risse des verwitterten Granit-Untergrundes sind in der Lage sehr viel Wasser zu halten (vgl. Onda et al., 2001). Unter diesen Bedingungen sind daher große Volumina verfügbar, die über die entsprechend langen Entleerungszeiten für die über das Jahr hohen Basisabflüsse (vgl. Abb. 4.3) sorgen. Es lässt sich daher erwarten, dass auch bei kurzen Regenereignissen in dieser Zeit – neben dem hohen Anteil an oberflächlich abfließenden Wasser – auch Teile des im Boden gespeicherten Wassers aktiviert werden können, sodass diese zusätzlich zum Direktabfluss beitragen. Dieser Effekt der Aktivierung von „altem Wasser“ durch Verdrängung durch neues Wasser aus dem Regenereignis wurde auch in anderen Versuchseinzugsgebieten häufig beobachtet (vgl. McDonnell, 1990). Vor allem bei steilen Hängen und bei Vorhandensein von Makroporen, wie sie vor allem im westlichen Kampgebiet als Klüfte und Risse im verwitterten Granit vorliegen, kann dies sehr signifikant für die Abflussvorgänge im Gebiet sein.

Im Modell werden diese Vorgänge durch die Parameter für die Perkulationsraten c_{perc} , dem Bypass-Flow dQ_{by} in den Untergrund und durch die Speicherkonstanten in den einzelnen Abflusskomponenten (k_0 , k_1 , k_2 und k_3) beschrieben. Speziell liegt bei diesem Typ der Fokus auf einer Studie der Sensitivität dieser Parameter in Situationen starker Bodendurchfeuchtung, wie sie während und nach der Schneeschmelze vorherrschen. Mehr Abfluss aus dem Boden bei feuchtem Gebietszustand heißt auch mehr Versickerung in tiefere Bodenschichten, und daher größere Perkulations- und Bypassraten (Parameter L_{cperc} und α_{by}). In Schritt 4 in Kapitel 2 wurde die ursprüngliche Modellstruktur dahingehend abgestimmt, dass die Perkulations- und Bypassraten sowie die Speicherkonstanten k_1 , k_2 von der Bodenfeuchte abhängig gemacht wurden. In den simulierten Füllständen der Bodenspeicher (c) zeigt sich der stete Anstieg des langsamer ausfließenden tiefgründigen Speichers S_2 , gespeist - gemäß der Modellvorstellung - durch die hohen Perkulations- und Bypassraten, sowie die generelle Dominanz gegenüber dem oberen Speicher S_1 . Am Ende der dargestellten Schmelzphase erreicht der simulierte Füllstand von S_2 Werte von an die 20 mm, während der Speicher S_1 sein Maximum von 8 mm in der Zeit der stärksten Schmelze erreicht. Im Abfluss zeigt sich allerdings auf dieser Skale

nur der Einfluss des rascher reagierenden Speichers S_1 durch die ähnliche Dynamik, entsprechend dem Input – in diesem Fall hauptsächlich Schmelze – und dem Ausflussverhalten (Speicherkonstanten k_0 und k_1). Um den Einfluss des sehr langsam auslaufenden tiefgründigen Speichers S_2 auf den Abfluss (Speicherkonstanten k_2 ca. 300 h) zu erkennen, muss eine Periode von mehreren Wochen betrachtet werden. Der Einfluss des Grundwasserspeichers S_3 zeigt sich erst im Frühsommer und Sommer anhand der erhöhten Basisabflüsse. Die Analysen auf Ereignisskala und saisonaler Skala greifen hier ineinander (vgl. Abb. 4.3).

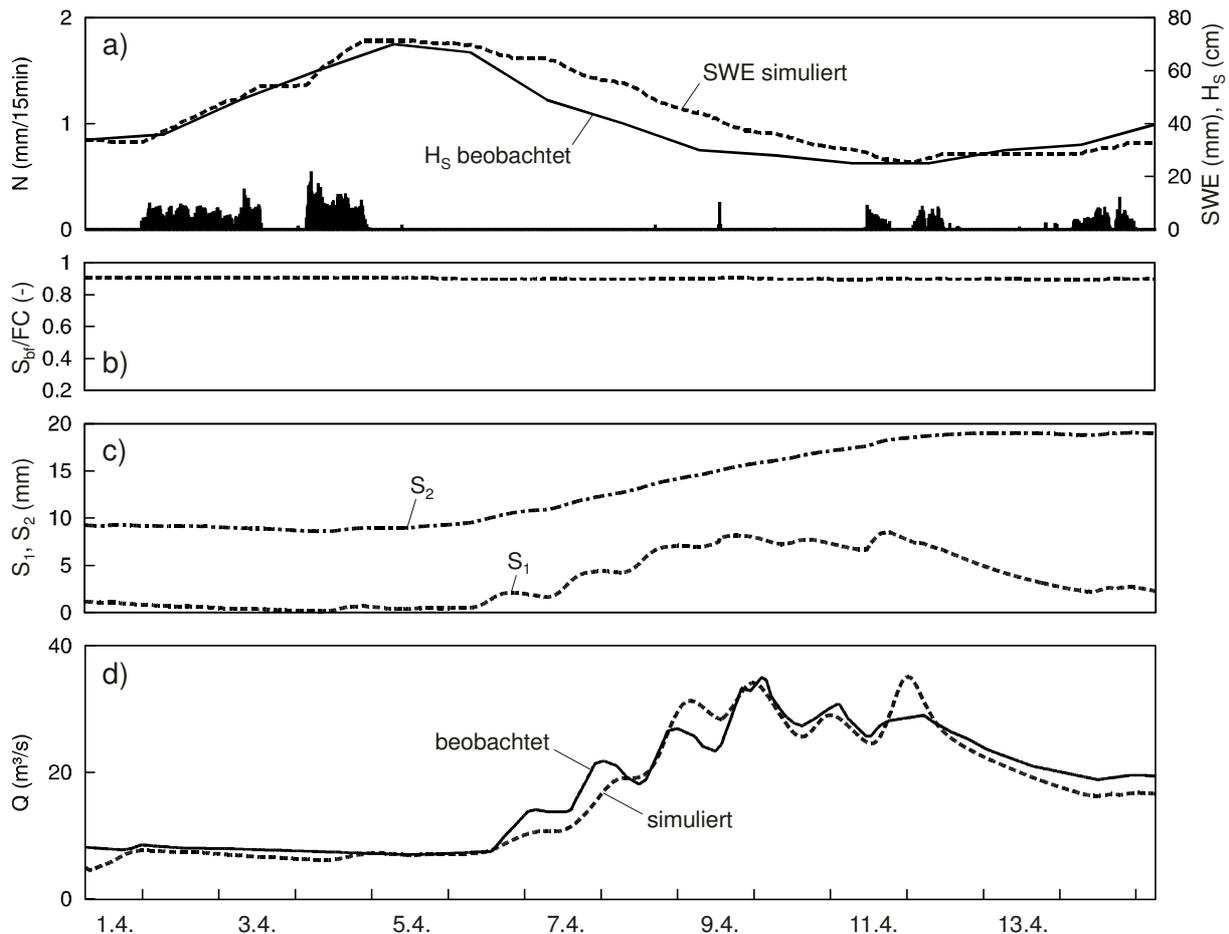


Abb. 11 Schneeschmelzereignis im Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp im April 1996. (a) Niederschlag in mm, simulierter Schneewasserwert in mm und beobachtete Schneehöhen in cm; (b) simulierte Gebietsmittel der relativen Bodenfeuchte (S_{bf}/FC); (c) simulierte Gebietsmittel der Füllstände der Bodenspeicher (S_1, S_2) in mm; (d) simulierter und beobachteter Abfluss für die Pegelstelle.

Die Modellkomponente des Oberflächen- bzw. oberflächennahen Abflusses ist hier aus Daten allein nicht ableitbar. Auch die Speicherkonstanten k_0 , die der raschen Komponente zugeordnet werden, sind groß. In den Begehungen wurde festgestellt, dass sich vor allem auf den ebenen, schlecht angeschlossenen Flächen (vgl. Abb. 4.10, Hochflächen) sehr viel Wasser sammelt und oberflächlich abläuft. Es handelt sich dabei um einen großen Gebietsteil, woraus gefolgert wird, dass der Beitrag von diesen Flächen die am Pegel beobachtete rasche

Abflusskomponente dominiert. Geht man davon aus, dass der Höhepunkt der Schneeschmelze – aufgrund der stärksten Sonneneinstrahlung – in den frühen Nachmittagsstunden auftritt, sind daraus Verzögerungszeiten am Pegel Zwettl/Kamp von etwa 10 bis 15 Stunden ableitbar (Spitze etwa um Mitternacht). Diese Verzögerungszeiten werden den genannten schlecht angeschlossenen Flächen zugeordnet, wodurch deren Speicherkonstanten der oberflächlichen Komponente ($k_0 = 10 - 15\text{h}$) identifiziert werden können.

Die Parameter für Schneeakkumulation und –schmelze bestimmen bei diesem Typ – neben den Anfangsbedingungen – den Input in das Modell über das Ereignis. Die Schneeakkumulation wird durch die Grenztemperatur T_s , ab der Niederschlag in fester Form fällt, beschrieben. Die Auswertungen der Ereignisse zeigen, dass in machen Fällen durch eine Unterschätzung der Schneeakkumulation im Modell Abflüsse simuliert werden, die an den Pegeln nicht beobachtet werden, und umgekehrt. Sowohl die Grenztemperatur als auch die Niederschlagsdaten in Zeiten von Schneefall an sich sind erfahrungsgemäß mit Unsicherheiten behaftet. Für letzteres ist im Modell ein Korrekturfaktor SKF vorgesehen. Die Schneeschmelze wird durch die Schmelztemperatur T_m und den Grad-Tag-Faktor GTF beschrieben. Es zeigt sich, dass bei manchen Ereignissen kurzfristig hohe Schmelzraten auftreten, die zu steilen Abflussspitzen führen können, die vom Modell in ihrer zeitlichen Struktur nicht vollständig wiedergegeben werden. Die Wahl der Modellkonzeption (Grad-Tag-Verfahren) zur Beschreibung der Schneeschmelze orientierte sich an den in Echtzeit zur Verfügung stehenden Daten. Im Modell werden Grad-Tag-Faktor und Schmelztemperatur grundsätzlich als konstant angenommen, der Grad-Tag-Faktor wird nur vergrößert, wenn Regen auf eine vorhandene Schneedecke fällt. Zusätzliche Einflussfaktoren auf die Schneeschmelze, wie zum Beispiel stark variierende Bedingungen bezüglich der aktuellen Strahlung, Luftfeuchte, Wind, etc., bleiben in der vereinfachten Modellkonzeption unberücksichtigt.

Es wird daher versucht, die Unsicherheiten in den Simulationen auch über eine Sensitivitätsstudie der Parameter des Schneemodells - nach Plausibilitätsprüfung der Eingangsdaten (Niederschlag und Lufttemperatur) - den einzelnen Einflussfaktoren zuzuordnen. Die Grenztemperaturen werden daran getestet, ob bei Auftreten eines Niederschlages gleichzeitig auch ein Anstieg am Pegel auftritt und umgekehrt. Die simulierte Schmelze wird anhand einer entsprechenden Wiedergabe des typischen Tagesgangs in den beobachteten Abflussdaten getestet. Zusätzlich werden hierfür zu den Abflussdaten auch auf der Ereignisskala die verfügbaren Beobachtungen von Schneehöhen im Gebiet herangezogen. Die Schneehöhen werden einmal am Tag um 6 Uhr früh gemessen; zum Vergleich werden die Werte als Ganglinien dargestellt, und die Dynamik wird mit den im Modell berechneten Schneewasserwerten (qualitativ) verglichen (a). Die Grenztemperatur T_s ist im Anstieg der Ganglinien signifikant; die Schmelztemperatur T_m ist für den Zeitpunkt des Beginn des Rückgangs und der Grad-Tag-Faktor in Phasen starker Schmelze bzw. hoher Schmelzraten (Gradienten) maßgebend. Falls der Rückgang der simulierten Schneewasserwerte im Gradienten gut mit jenen der Beobachtungen von Schneehöhen übereinstimmt (simulierte und beobachtete Ganglinien sind parallel), aber der Ausaperungszeitpunkt nicht, wird die

Auswirkung einer Variation des Schneekorrekturfaktors und der Grenz- und Schmelztemperatur analysiert. Die Simulationen der Abflüsse werden dann daran getestet, ob die Dynamik der beobachteten Abflussganglinien nachgebildet werden kann (Tagesgang oder nicht). Dies lässt darauf rückschließen, ob vom Modell am Beginn der Schmelzphase zuviel oder zu wenig Schnee simuliert wird. Die absolute Größe des simulierten Schneewasserwertes wird hierfür nur qualitativ eingeschätzt, etwa anhand typischer Schneedichten aus der Literatur (z.B. $0,1 \text{ kg/dm}^3$ bei Neuschnee).

Zusätzlich wird die räumliche Verteilung der simulierten Schneewasserwerte mit den räumlich interpolierten Stationsdaten verglichen, anhand welcher die Ausdehnung der schneebedeckten bzw. aperen Flächen getestet wird. Ein Beispiel vom April 1996 zeigt Abb. 2.15 in Abschnitt 2.

Da Gebietsbefahrungen auch im Winter durchgeführt wurden – stichprobenartig an einigen Zeitpunkten, können zur Beurteilung von Modellsimulationen in den entsprechenden Zeiträumen auch auf diese Informationen zurückgegriffen werden. Abbildung 4.12 zeigt dazu ein Foto aus dem hügelig-welligen Gebiet im Nordwesten (Hydrotop „Hügelland“). Im Zuge dieser Befahrung im Winter 2005 wurde die Schneelage aufgenommen und an einigen Stellen der Zustand des Bodens unter der Schneedecke untersucht (sehr feucht oder gefroren).



Abb. 4.12 Schneelage im Dezember 2005 im hügelig-welligen Gebiet im Bereich Groß-Gerungs.

Im vorliegenden Beispiel in Abb. 4.11 wird die Dynamik der Schneeakkumulation und Schmelze im Vergleich zu den beobachteten Schneehöhen (Station Bärnkopf) gut durch das Modell wiedergegeben (a). Auch die simulierten Abflüsse stimmen mit der Beobachtung gut überein (d), was auf eine plausible Nachbildung der Schneeschmelze und der Abflusststehung bei diesem Ereignistyp schließen lässt.

4.5.2 Typ 2: Konvektive Ereignisse

Konvektive Ereignisse (Typ 2), wie kurze Gewitter oder Schauer, zeichnen sich durch kurze Niederschlagsdauer und hohe Intensitäten aus. Es handelt sich hierbei entweder um lokal entstehende Gewitter oder – häufiger – um Gewitterfronten, die in Form von schmalen Bändern rasch über das Gebiet ziehen. Die räumliche Ausdehnung der Niederschlagszentren ist meist klein, die Abflussbeiwerte gering. Für die hydrologische Situation im Einzugsgebiet bedeutet das, dass nur ein geringer Gebietsteil zum Abfluss beiträgt.

Abbildung 4.13 zeigt ein Beispiel für ein konvektives Ereignis am Pegel Zwettl/Kamp im August 2003. In diesem Fall wurde als Folge eines kurzen Gewitters (a) am Pegel in Zwettl eine steile, kurze Abflussspitze beobachtet (d). Die Spitze am Pegel Zwettl trat nur wenige Stunden nach den größten Niederschlagsblöcken auf. Am Beginn des Ereignisses herrschten sehr trockene Bedingungen; dies zeigt sich auch in der simulierten relativen Bodenfeuchte von nur knapp 30 % (b). Auch während des Ereignisses steigt dieser Wert wegen des kleinen Niederschlagsvolumens kaum an; nur ein geringer Gebietsteil wird stark überregnet (siehe Abb. 4.7). Die Niederschlagssumme ist mit ca. 27 mm relativ gering; die Intensitäten allerdings lokal hoch. An der Station Rappottenstein, nahe der Stadt Zwettl, wurden beispielsweise knapp 20 mm in 15 Minuten gemessen.

Die Steilheit sowohl des Abstieges als auch des abfallenden Astes der Ganglinie deutet darauf hin, dass die an der Oberfläche oder oberflächennah ablaufenden Abflussprozesse bei diesem Ereignistyp dominieren. Folgende Überlegungen zur Prozessvorstellung stützen diese Annahmen: Es ist davon auszugehen, dass die hohen Intensitäten – kurzfristig – die Infiltrationskapazitäten in manchen Teilflächen übersteigen und einen hohen Anteil an Oberflächenabfluss bewirken („Horton’scher Oberflächenabfluss“). Zweitens ist die Niederschlagsmenge und -dauer in der Regel zu gering, dass die Böden tiefgründig durchfeuchtet werden, weshalb im Gegensatz zu Typ 1 nur ein geringer Abflussbeitrag aus den tiefgründigeren Bodenschichten zu erwarten ist. Bestätigt wird diese Vorstellung durch die Begehungen, bei denen nach konvektiven Ereignissen stellenweise deutliche Spuren von Oberflächenabfluss zu erkennen waren. Bei der Untersuchung von Bodenprofilen fiel auch auf, dass der Bereich unmittelbar unterhalb der Grasnarbe trocken war. Das Foto in Abbildung 4.14 zeigt dazu einen Anriss an der Straße am Fuß eines bewaldeten Hanges im Bereich des Lohnbaches (Zubringer zum Kleinen Kamp). Hier wurde nach dem Ereignis im Juli 2005 (ca. HQ5) überprüft, wie tief die Böden in diesem Bereich (Wald) durchfeuchtet sind. Es zeigt sich hier, dass die Durchfeuchtung nach dem Ereignis nicht sehr stark ist. Abb. 2.4 in Kap. 2

zeigt dazu an der gleichen Stelle und zum gleichen Zeitpunkt durch das Waldstück oberflächlich abfließendes Wasser. Die beiden Aufschlüsse lassen auf Oberflächenabfluss als die dominierende Abflusskomponente auf diesen Flächen bei diesem Ereignis schließen.

Als Flächen, die direkt zum Abfluss beitragen, bleiben daher jene Flächen, an denen der Anteil an Oberflächen- und oberflächennahem Anteil dominiert, wie die versiegelten Flächen in den Ortschaften (z.B. die Stadt Zwettl) und die steilen Gräben, aus denen auch bei kleineren Ereignissen ein Direktabflussbeitrag zu erwarten ist. Die Abbildungen 4.15 und 4.16 sind dazu Beispiele für Ausuferungsbereiche am Purzelkamp und am Lohnbach dargestellt. Die Pfeile deuten jeweils den Verlauf des Hauptgerinnes an. Die Aufnahmen wurden nach dem Ereignis im Juli 2005 gemacht. Die Gerinne im Westen des Kampgebietes besitzen nur kleine Durchflusskapazitäten und werden von ausgedehnten Feuchtzonen und ständig gesättigten Flächen begleitet; schon bei kleineren und mittleren Ereignissen treten sie über die Ufer. In Kap. 2 zeigt Abb. 2.8 dazu als ein weiteres Beispiel die Sättigungsflächen am mäandrierenden Kamp bei Ritterkamp.

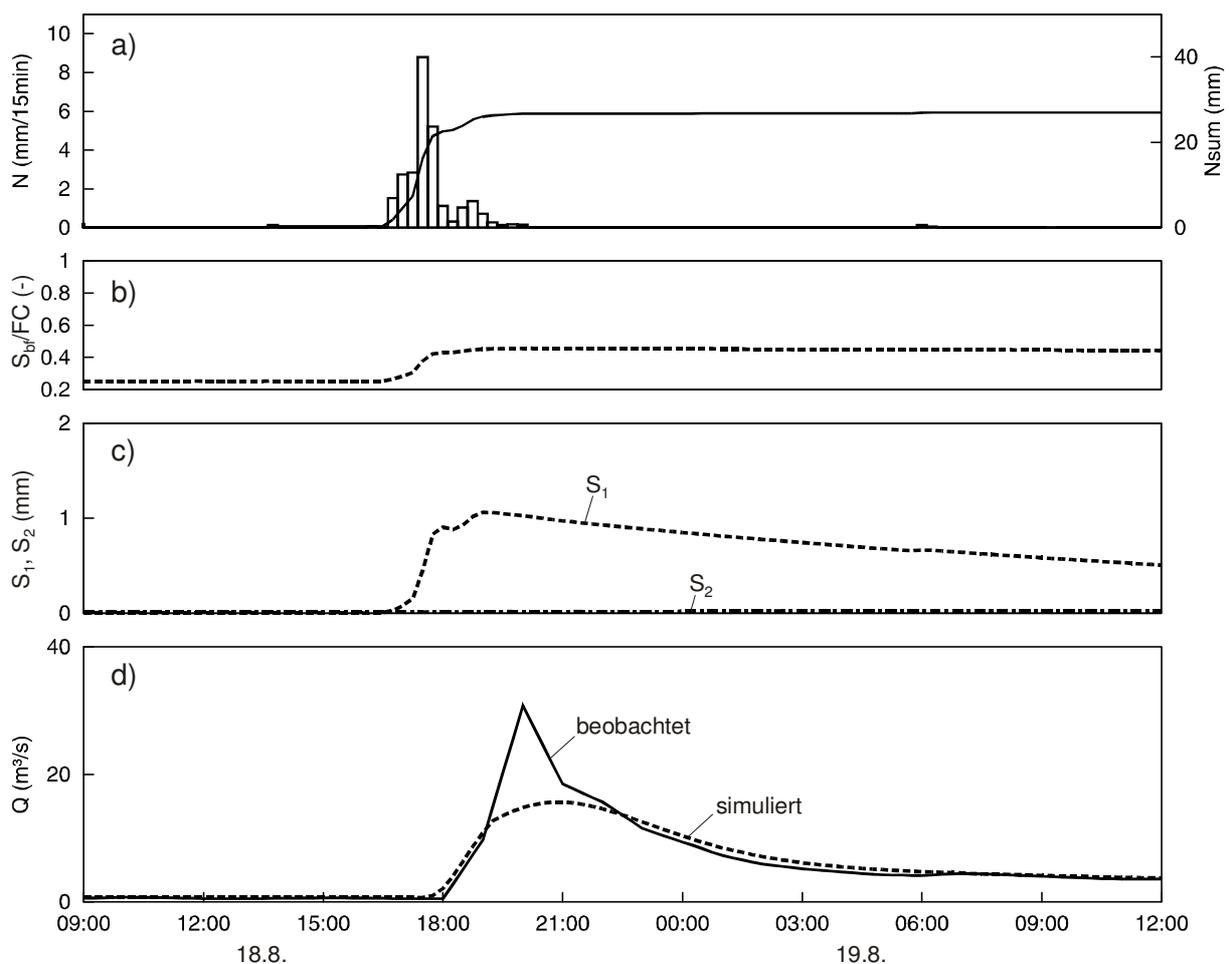


Abb. 4.13 Konvektives Ereignis im Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp im August 2003. (a) Niederschlag in mm, simulierter Schneewasserwert in mm und beobachtete Schneehöhen in cm; (b) simulierte Gebietsmittel der relativen Bodenfeuchte (S_{bf}/FC); (c) simulierte Gebietsmittel der Füllstände der Bodenspeicher (S_1 , S_2) in mm; (d) simulierter und beobachteter Abfluss für die Pegelstelle.



Abb. 4.14 Sandige Böden im Bereich des Lohnbaches nach dem Ereignis im Juli 2005.



Abb. 4.15 Sättigungs- und Ausuferungsflächen am Purzelkamp im Bereich Traunstein.



Abb. 4.16 Sättigungs- und Ausuferungsflächen am Lohnbach.

Von der Lage der Niederschlagszentren im Gebiet hängt es nun ab, welche Form der Abflusswelle an den Pegeln zu beobachten ist. Liegt das Zentrum des Niederschlages in den Gebietsteilen nahe des Pegels, so zeigen sich am Pegel steile Anstiege und kurze Abflussspitzen. Die Anlaufphase beträgt mitunter weniger als eine Stunde. Beim Pegel Zwettl/Kamp beispielsweise verstärkt sich dieser Effekt aufgrund der versiegelten Flächen und steilen Topographie. Häufig ist zu beobachten, dass die versiegelten Flächen im pegelnahen Bereich unmittelbar auf den Niederschlag reagieren und kurze Spitzen erzeugen, und erst einige Zeit später eine „nachlaufende“ Welle aus dem hinteren Einzugsgebiet den Pegel erreicht (vgl. Abb. 2.9a in Abschnitt 2). Befindet sich der Schwerpunkt der Überregnung in vom Pegel weiter entfernten Gebietsteilen, so ergibt sich am Pegel eine ausgerundete Ganglinienform. Die Abflussreaktionen der einzelnen Gebietsteile mitteln sich aus. Aus den Ganglinien am Pegel Zwettl/Kamp gehen in diesem Fall Speicherkonstanten zwischen 15 und 30 Stunden hervor. Diese Prozessanalysen zeigen deutlich, welche Parameter bei diesem Ereignistyp hauptsächlich signifikant sind: es sind dies die Parameter zur Beschreibung der räumlichen Verteilung der direkt abflussbeitragenden Flächen, d.h. die Parameter jener Hydrotope mit geringer Speicherkapazität, also mit klein gesetzten Werten für den Parameter FC und des Nichtlinearitätsparameter β , und die Parameter der (oberflächlichen) Abflusskonzentration im Gebiet (Speicherkonstanten k_0 und k_1).

Die simulierten Füllstände der Bodenspeicher zeigen das der Modellvorstellung entsprechende Bild (Abb. 4.13c). Der die oberen Bodenschichten charakterisierende Speicher S_1 steigt rasch an. Diese Reaktion ist das Resultat der auf den rasch reagierenden Flächen klein gesetzten Werte für FC und β , sowie die sehr kleinen Speicherkoeffizienten k_0 und k_1 . Im Gegensatz zum Typ der Schneeschmelze in Abb. 4.11 zeigt sich die Dominanz des oberen Speichers S_1 gegenüber dem Speicher S_2 , wenngleich die über das Gebiet gemittelten Werte von S_1 um eine Größenordnung geringer sind als im Beispiel in Abb. 4.11. Die tieferen Bodenschichten bleiben nahezu vom Ereignis unbeeinflusst; der Parameter L_{cperc} zur Beschreibung der Perkolationsraten ist auf diesen Flächen sehr klein gewählt, und Bypass Fluss wurde auf Null gesetzt.

In den simulierten Abflussganglinien wird der Beginn des Anstieges am Pegel mit dem Modell gut wiedergegeben (4.13d). Mögliche Gründe des Unterschätzens der steilen Spitze durch das Modell liegen in Unsicherheiten betreffend die räumliche Interpolation der hohen Niederschlagsintensitäten. Aus einer Unterschätzung der Niederschläge würde folgen, dass die simulierten Speicherstände S_1 als eher zu klein einzuschätzen sind (Abb. 4.13c). Zweitens werden aber auch durch die im Modell vereinfacht formulierten Ansatz zur Abflusskonzentration Unsicherheiten eingetragen. Aus Gründen der Identifizierbarkeit – und aus rechentechnischen Gründen – wird die Abflusskonzentration in einem Teilgebiet für alle Pixel gleich parametrisiert. Im Modell werden daher die Abflussreaktionen aus den einzelnen Teilflächen „verschmiert“.

4.5.3 Typ 3: Advektive bzw. synoptische Ereignisse

Lange, advektive Ereignisse in den Sommermonaten (Typ 3) erzeugen die größten Hochwässer im Gebiet des Kamp, darunter auch die beiden Ereignisse im August 2002. Das erste Ereignis zeichnete sich darüber hinaus durch eingelagerte Konvektivität aus, was bei diesem Ereignistyp am Kamp häufig zu beobachten ist, wodurch sich die Anstiege in den Abflussganglinien abschnittsweise verschärfen.

Dieser Ereignistyp wird hier anhand der beiden extremen Ereignisse im August 2002 analysiert, da bei diesen Ereignissen das gesamte Spektrum an Prozessen über einen längeren Zeitraum sichtbar wird. Abbildung 4.17 zeigt dazu als Beispiel die Ganglinien der Beobachtung und Modellsimulation des Zuflusses zum Speichersee des Kraftwerks Ottenstein. Der Pegel Zwettl/Kamp war ausgefallen. Die beobachtete Zuflussganglinie wurde aus den Änderungen der Seestände rückgerechnet (d). Daher beziehen sich die berechneten Größen auf das gesamte westliche Einzugsgebiet des Kamp mit einer Größe von 889 km². Am Beginn des ersten Ereignisses herrschten relativ trockene Bedingungen, was sich auch in der geringen simulierten mittleren relativen Bodenfeuchte von knapp über 40 % zeigt (b). Relativ geringe Gebietsteile tragen in dieser Phase bei, die Abflussbeiwerte sind noch gering. Am Beginn des Ereignisses sind die Abflussverluste groß; beispielsweise betragen die Anfangsverluste im Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp rd. 50 mm. Dieser Wert liegt ungefähr in

der Größenordnung des mittleren jährlichen Tagesniederschlags in diesem Gebiet. Durch die lange und großräumige Überregnung werden die Böden jedoch großflächig aufgesättigt, wodurch immer größere Gebietsteile zum Abfluss beitragen, was sich an den immer größer werdenden Abflussbeiwerten zeigt. Beim zweiten Niederschlagsblock zeigen sich am Pegel gleichsam „sprunghaft“ steile Anstiege und hohe Abflussvolumina. Dieser sprunghafte Anstieg deutet auf einen ausgeprägten Schwellenwertprozess (Nichtlinearität) in der Abflusstehung am Kamp hin. Die hohen Anfangsverluste werden der Modellvorstellung nach den Gebietsteilen mit sehr speicherfähigem Untergrund (sandig-grusige Böden und geklüfteter Granit) im Westen zugeordnet. Da dieser Gebietsteil den größten Flächenanteil im Gebiet des Kamp besitzt, ist es denkbar, dass die in den Ereignisphasen nach Aufsättigung der Böden stark ansteigenden Abflussbeiwerte im Gebiet auf einen starken Anstieg an Oberflächenabfluss aus diesen Gebietsteilen zurück gehen.

In der simulierten relativen Bodenfeuchte nach dem ersten Niederschlagsblock zeigt sich der sprunghafte Anstieg zuerst auf 80 %, und im Bereich der Spitze erreicht die Bodenfeuchte Werte an die 95 % (b). Dies bewirkt in der Simulation den ebenso sprunghaften Verlauf des zum Abfluss kommenden Niederschlags und den steilen Anstieg im Abfluss beim zweiten Niederschlagsblock. Vor dem zweiten Ereignis eine Woche später sind die Böden immer noch stark durchfeuchtet, wodurch die Abflussbeiwerte am Beginn schon sehr hoch waren. Im Laufe des zweiten Ereignisses werden Werte für die relative Bodenfeuchte von knapp 100 % – also vollständige Bodensättigung im gesamten Gebiet – simuliert. Die Abflussverluste und die Dynamik der Aufsättigung werden im Modell durch den nichtlinearen Ansatz im Bodenfeuchtemodul (Parameter FC , β) beschrieben, und durch den Schwellenwert, ab welchem in den einzelnen Pixeln die rasche Abflusskomponente (Oberflächenabfluss) auftritt (L_I). Der Fokus liegt hierbei vor allem auf den Parametern der großen Gebietsteile im Westen des Gebietes (Hydrotop „Hügelland“) mit den sehr speicherfähigen Untergrund. Als Orientierung zur Wahl des Parameters L_I dient der abgeschätzte Anfangsverlust bei diesem Ereignis.

Die Ganglinien zeigen weiters, dass neben dem rasch reagierenden oberflächlichen und oberflächennahen Abfluss auch der Anteil an unterirdischem Abfluss bei genügend großer Vorbefeuchtung bzw. genügend langer Überregnung stark zunimmt. Ähnlich wie nach der Schneeschmelze werden die Fließwege in den tieferen Bodenschichten aktiviert. Dies bewirkt, dass der Abfluss an den Pegeln nach einem größeren, lang anhaltenden Ereignis, aufgrund des hohen Anteils des langsam reagierenden Bodenspeichers längere Zeit auf hohem Niveau bleibt. Bei diesem Ereignistyp sind also die Einflüsse sowohl der oberflächennahen als auch der tiefgründigeren Abflussprozesse signifikant. Die Sensitivitätsanalyse umfasst daher die gesamte Bandbreite der Parameter zur Beschreibung der Abflussbildung auf der Pixelskala (Aufsättigung der Böden, Tiefenperkolation und Bypass). Die Parameter der Abflusskonzentration im Gebiet und vor allem die Wellenablaufparameter verlieren bei diesem Typ an Bedeutung.

Die simulierten mittleren Füllstände der Bodenspeicher zeigen, dass bei diesem Typ der Beitrag aus den oberflächlichen und oberflächennahen Abflusskomponenten dominieren dürfte. Die Werte für den oberen Speicher S_1 sind signifikant größer als jene des tiefgründigen Speichers S_2 . Weiters zeigt sich am Beginn des ersten Ereignisses die plausible Wiedergabe der an den Pegeln beobachtbaren hohen Anfangsverluste durch das Modell. Erst beim zweiten Niederschlagsblock steigt der Füllstand im oberen Speicher S_1 stark an. Am Beginn des zweiten Ereignisses zeigen sich aufgrund der sehr hohen Bodenfeuchte im Gebiet keine Anfangsverluste mehr. Trotz der Dominanz der Abflussprozesse in den oberen Bodenzonen zeigt dieses Beispiel während des Ereignisses jedoch auch eine starke Erhöhung des Abflussbeitrages aus den tiefgründigeren Bodenschichten, was sich in den lang anhaltenden erhöhten Abflüssen nach den Ereignissen ausdrückt. Der Füllstand des Speichers S_2 steigt über den dargestellten Zeitraum stetig an und erreicht am Ende des zweiten Ereignisses Werte um die 20 mm, welche ungefähr in der Größenordnung der Werte liegen, wie sie nach Phasen starker Schneeschmelze simuliert werden (vgl. Abb. 4.11).

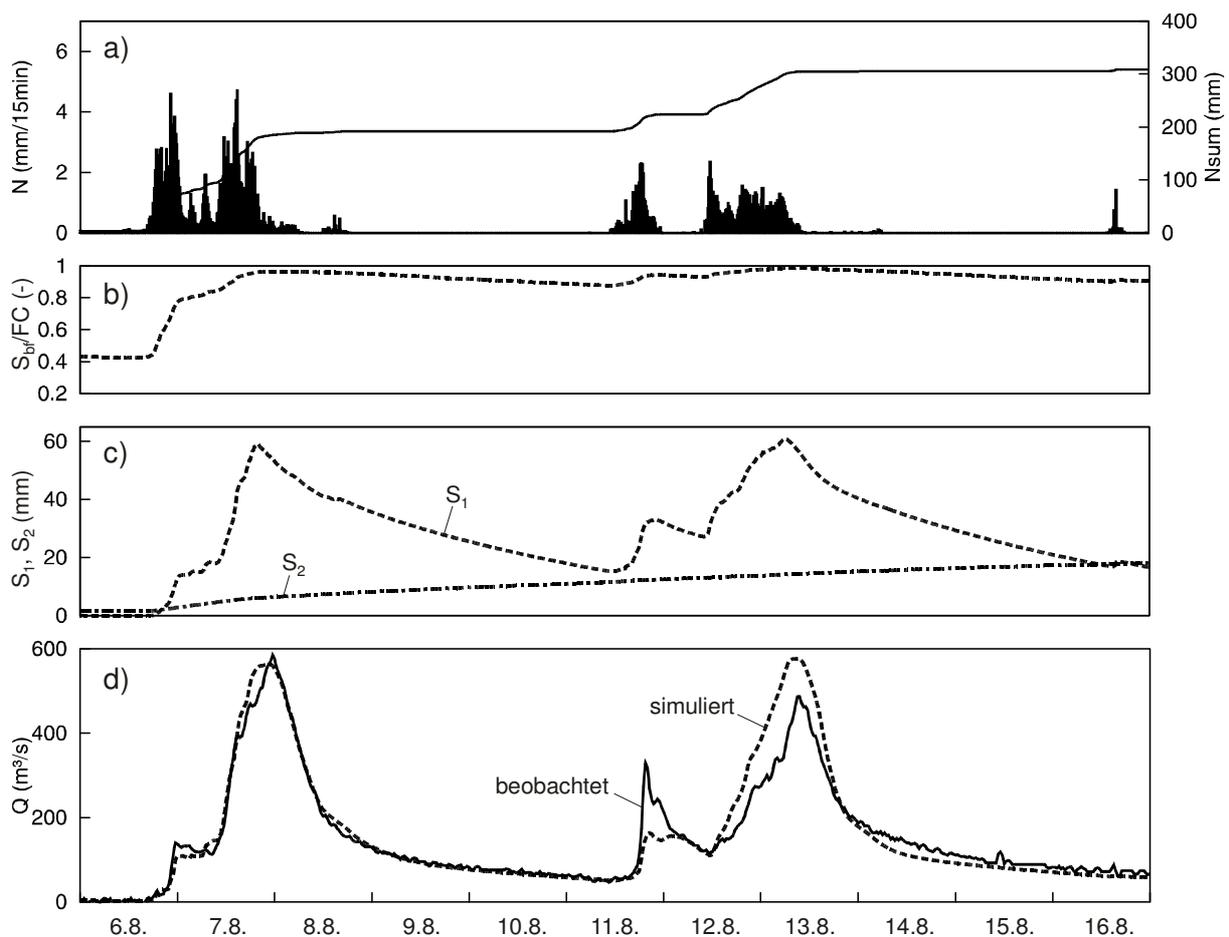


Abb. 4.17 Zwei advective Ereignisse am oberen Kamp (Einzugsgebiet des Kraftwerksspeichers Ottenstein). (a) Niederschlag in mm, simulierter Schneewasserwert in mm und beobachtete Schneehöhen in cm; (b) simulierte Gebietsmittel der relativen Bodenfeuchte (S_{bf}/FC); (c) simulierte Gebietsmittel der Füllstände der Bodenspeicher (S_1, S_2) in mm; (d) simulierter und beobachteter Abfluss für die Pegelstelle.

Grundsätzlich zeigt sich eine gute Übereinstimmung zwischen simulierten und beobachteten Abflussganglinien in Abb. 4.17, vor allem beim ersten Ereignis. Beim zweiten Ereignis dürfte es Unsicherheiten in der räumlichen und zeitlichen Verteilung des Niederschlags geben (einige Stationen waren ausgefallen), die sich bei den gesättigten Bodenbedingungen, bei denen beinahe der gesamte Niederschlag zum Abfluss kommt, sehr stark auswirken. Die generelle Form der Ganglinie und das am Ende des zweiten Ereignisses große sehr langsam abfließende Abflussvolumen lässt aber auch auf die – möglicherweise starke – Retentionswirkung aufgrund der großräumigen Überflutungen schließen; erst in der Rückgangphase dieses Ereignisses dürfte das Wasser von den großräumig überfluteten Bereichen abfließen.

4.6 PLAUSIBILISIERUNG - VALIDIERUNGSZEITRAUM

Die verschiedenen Ereignistypen wurden anhand des Eichdatensatzes aus dem Zeitraum 1993 bis einschließlich 2003 detailliert ausgewertet. Im folgenden werden nun Daten herangezogen, die für die Modellentwicklung nicht verwendet wurden, um das Modell zu validieren. Es sind dies Daten aus dem Kalenderjahr 2005, von 1. Jänner bis 31. Oktober. Ebenso wie für den Eichdatensatz wird für den Validierungsdatensatz die Analyse der Ereignisse nach den einzelnen, bei der Eichung definierten Typen getrennt durchgeführt. Günstigerweise traten in diesem Jahr von jedem Typ mindestens ein Ereignis auf.

Abbildung 4.18 und Abbildung 4.19 zeigen vorerst die Simulationsergebnisse für den gesamten Zeitraum (saisonale Skala), in gleicher Weise wie in den vorangegangenen Kapiteln dargestellt, für die Pegel Zwettl/Kamp und Frauenhofen/Taffa. Der Beginn dieses Jahres zeichnete sich durch eine hohe Schneelage im Kampgebiet aus (in den Abb. jeweils a). Für beide Gebiete wird in der Simulation sehr gute Übereinstimmung mit dem beobachteten Abfluss erzielt (in den Abb. jeweils d), sowohl in und nach der Zeit der Schneeschmelze, als auch in den Monaten danach. Grundsätzlich ist in den simulierten Größen der relativ nasse Charakter des Jahres 2005 im Vergleich zu früheren Jahren im Gebiet des Kamp sehr gut sichtbar. Auch die simulierten Modellzustandsgrößen zeigen einen plausiblen Verlauf. Die relative Bodenfeuchte (Abb. 4.18b) ist am Beginn des Jahres sehr hoch (ca. 80%), ähnlich wie beim Ereignis im Jahr 1996 (Abb. 4.3), ebenso ist der Füllstand des tiefgründigen Speichers S_2 über das Frühjahr bis in den Sommer hinein hoch. Entsprechend dem Input (Regen + Schmelze) reagiert der obere Speicher S_1 plausibel. Er repräsentiert im Modell die raschere Abflusskomponente und reagiert stark auf die hohen Niederschlagsintensitäten im Mai, Juni und Juli sowie in gedämpfterer Form auf die hohen Schmelzraten Ende März. Zwischen den Ereignissen geht der Füllstand immer wieder auf Null zurück. Ebenso wie im Beispiel des Eichzeitraumes, zeigen sich die kleinen Werte für S_1 im Gebiet des Pegels Frauenhofen/Taffa im Vergleich zum Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp, was darauf schließen lässt, dass an der Taffa nur ein geringer Teil des Gebietes zum raschen Direktabfluss beiträgt.

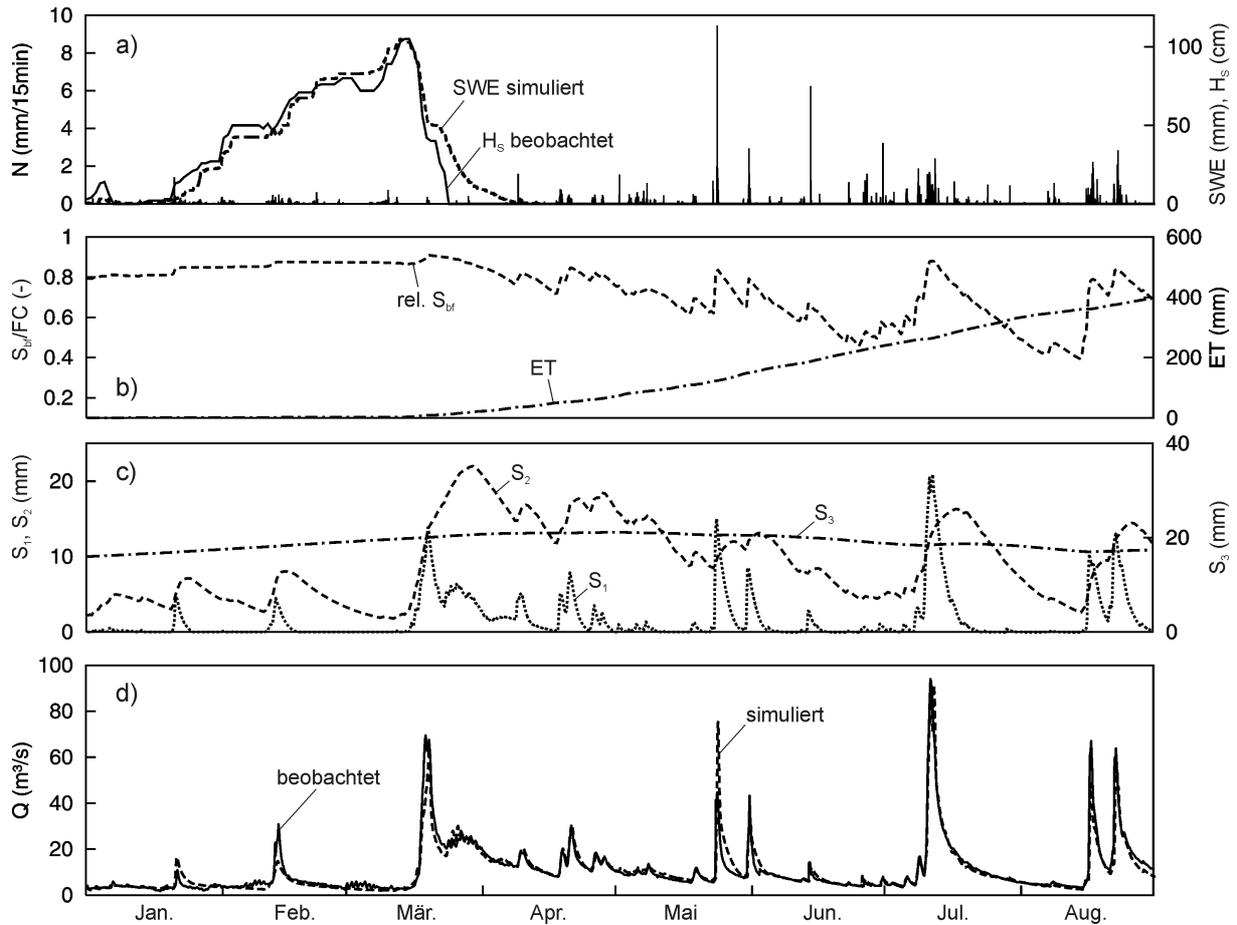


Abb. 4.18 Simulierte und beobachtete hydrologische Größen im Validierungsjahr 2005 für das Gebiet des Pegels Zwettl/Kamp. (a) Niederschlag in mm, simulierter Schneewasserwert in mm und beobachtete Schneehöhen in cm; (b) simulierte Gebietsmittel der relativen Bodenfeuchte (S_{bf}/FC) und simulierte Summenlinie der Verdunstung (ET); (c) simulierte Gebietsmittel der Füllstände der Bodenspeicher (S_1, S_2, S_3) in mm; (d) simulierter und beobachteter Abfluss für die Pegelstelle.

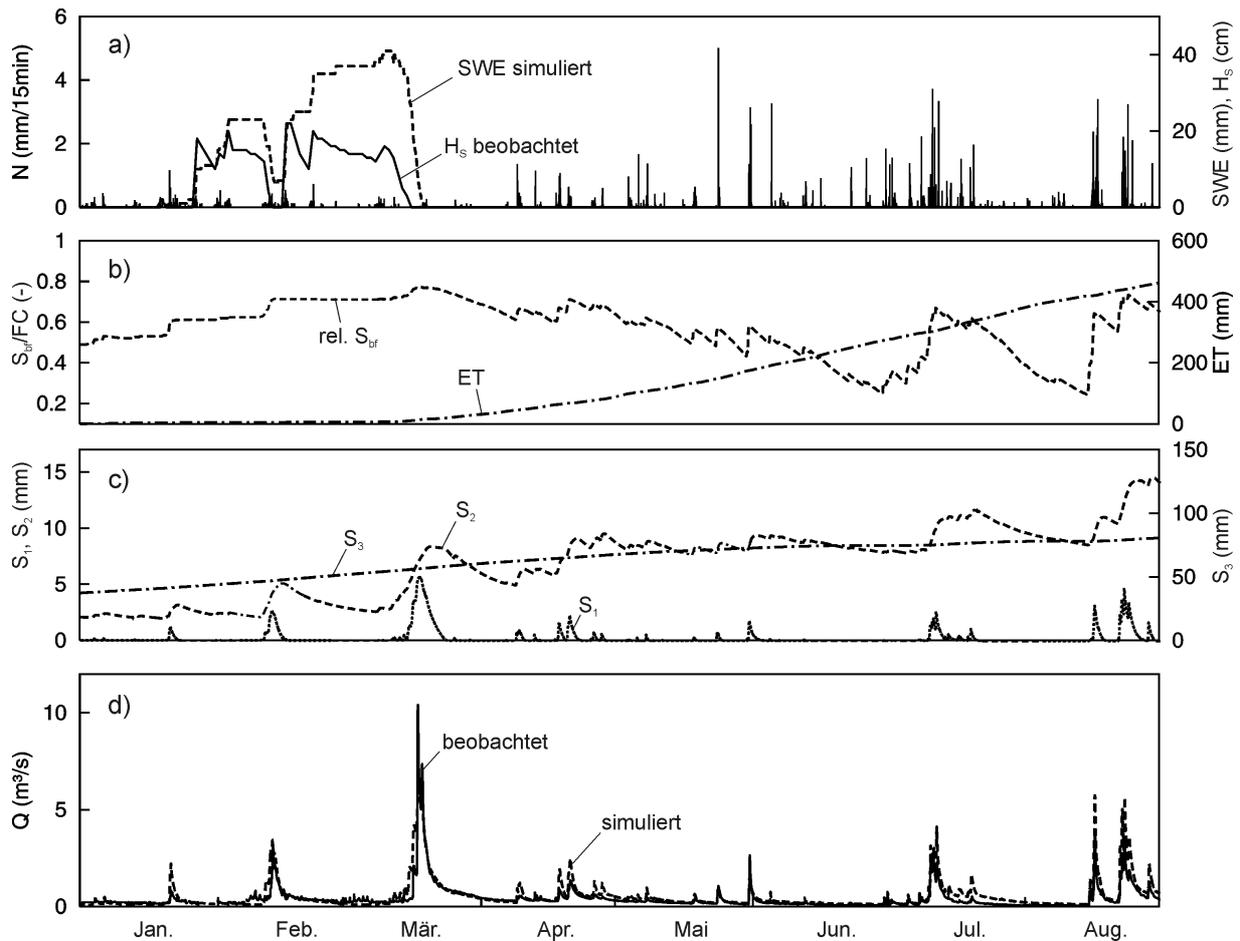


Abb. 4.19 Simulierte und beobachtete hydrologische Größen im Validierungsjahr 2005 für das Gebiet des Pegels Frauenhofen/Taffa. (a) Niederschlag in mm, simulierter Schneewasserwert in mm und beobachtete Schneehöhen in cm; (b) simulierte Gebietsmittel der relativen Bodenfeuchte (S_{bf}/FC) und simulierte Summenlinie der Verdunstung (ET); (c) simulierte Gebietsmittel der Füllstände der Bodenspeicher (S_1 , S_2 , S_3) in mm; (d) simulierter und beobachteter Abfluss für die Pegelstelle.

In Tabelle 4.3 sind die für die Modellvalidierung auf Ereignisbasis herangezogenen Zeiträume aus dem Jahr 2005 aufgelistet.

Tab 4.3 Ereignisse aus dem Validierungszeitraum 2005 an Kamp und Taffa. Q_s ist der Abflussscheitel. N_{Geb} ist der Gebietsniederschlag.

Datum	Zwettl/Kamp		Frauenhofen/Taffa		Typ	Typ Nr.
	N_{Geb} (mm)	Q_s (m³/s)	N_{Geb} (mm)	Q_s (m³/s)		
16. – 20. März	6	70	2	10.5	Schneeschmelze	1
23. Mai	51	50	17	1	konvektiv	2
30. Mai	33	36	31	2.7	konvektiv	2
10. – 13. Juli	95	95	60	2.7	advektiv	3
15. – 18. Aug.	84	68	82	4	advektiv	3
21. – 24. Aug.	55	65	50	3.6	advektiv ^{*)}	3

^{*)} konvektive Zellen eingelagert.

Abbildung 4.20 zeigt beispielhaft das Schmelzereignis im März 2005 an der Taffa am Pegel Frauenhofen. Der Beginn der Schneeschmelze wird vom Modell etwas zu früh simuliert. Die Ganglinien der beobachteten Schneehöhen stimmen allerdings recht gut mit den simulierten Schneewasserwerten überein (a). In diesem Fall sind in das Diagramm auch Schneehöhen der höher gelegenen Station Allentsteig zum Vergleich eingezeichnet, die allerdings außerhalb des Einzugsgebietes liegt. Die kurze Spitze wird vom Modell unterschätzt (d). An der Taffa treten auch bei Schneeschmelze mitunter steile Spitzen auf, die durch das Schneeschmelzmodell mit einem über den Tag konstanten Grad-Tag-Faktor nicht vollständig erreicht werden können. Allerdings sind diese Spitzen vom Absolutbetrag ($< 10 \text{ m}^3/\text{s}$ Tagesamplitude) nicht sehr groß.

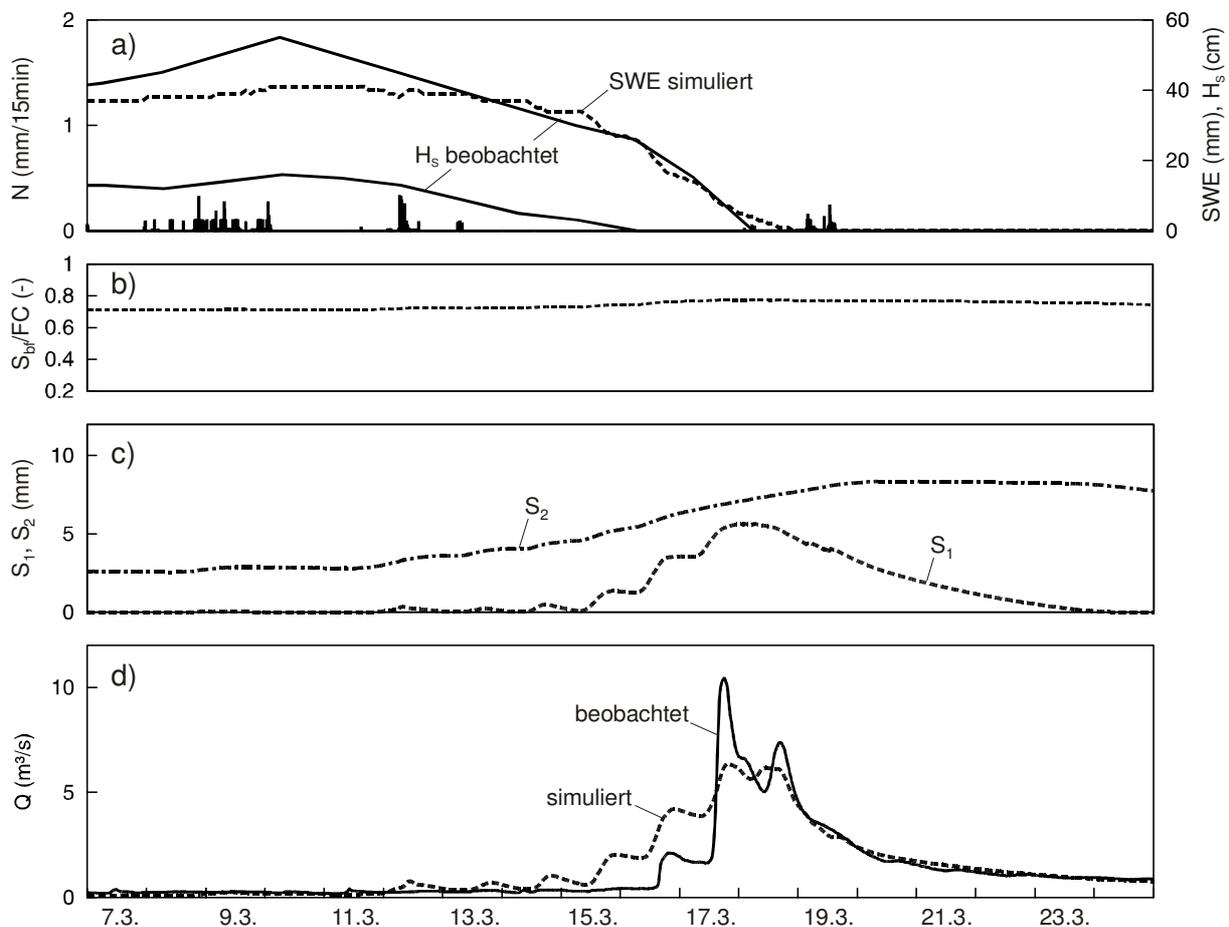


Abb. 4.20 Schneeschmelzereignis am Pegel Frauenhofen/Taffa im März 2005. (a) Niederschlag in mm, simulierter Schneewasserwert in mm und beobachtete Schneehöhen in cm (hohe Werte: Allentsteig; niedrige Werte: Altenburg); (b) simulierte Gebietsmittel der relativen Bodenfeuchte (S_{br}/FC) und simulierte Summenlinie der Verdunstung (ET); (c) simulierte Gebietsmittel der Füllstände der Bodenspeicher (S_1 , S_2) in mm; (d) simulierter und beobachteter Abfluss für die Pegelstelle.

Abbildung 4.21 zeigt ein konvektives Ereignis an der Taffa Ende Mai 2005. Es zeigt sich nach einem steilen Anstieg ein kurzer Rückgang, bis der Anstieg zur Hauptwelle auftritt. Aus

den Niederschlagsdaten geht hingegen nach einem kurzen Vorregen nur ein Niederschlagsblock hervor. Die Simulation stimmt im Anstieg zwar gut mit der Beobachtung überein, die zeitliche Struktur der Abflussganglinie wird jedoch nicht exakt wiedergegeben. Auf der kleinräumigen Skale – die Abflüsse und somit die abflussbeitragenden Flächen sind sehr klein – werden die Unsicherheiten bedingt durch die räumlich und zeitlich sehr variable Überregnung sowie das unterschiedliche Zusammenwirken der Teilflächen, z.B. durch den unterschiedlichen Wellenablauf in den beiden Ästen Große und Kleine Taffa sichtbar. Hierfür zeigt Abbildung 4.22 ein Bild des Zusammenflusses der Großen und Kleinen Taffa im Bereich des Pegels Frauenhofen. Die Große Taffa ist über eine Länge von ca. 7.5 km stark verbaut und begradigt, die von Süden einmündende Kleine Taffa über eine Länge von ca. 2 km. Das breite Trapezprofil besitzt ein hohes Abfuhrvermögen; Ausuferung und daher Dämpfung der Abflusswellen ist in diesem Bereich nicht zu erwarten. Dies lässt auf sehr unterschiedliche Fließzeiten an Großer und Kleiner Taffa schließen.

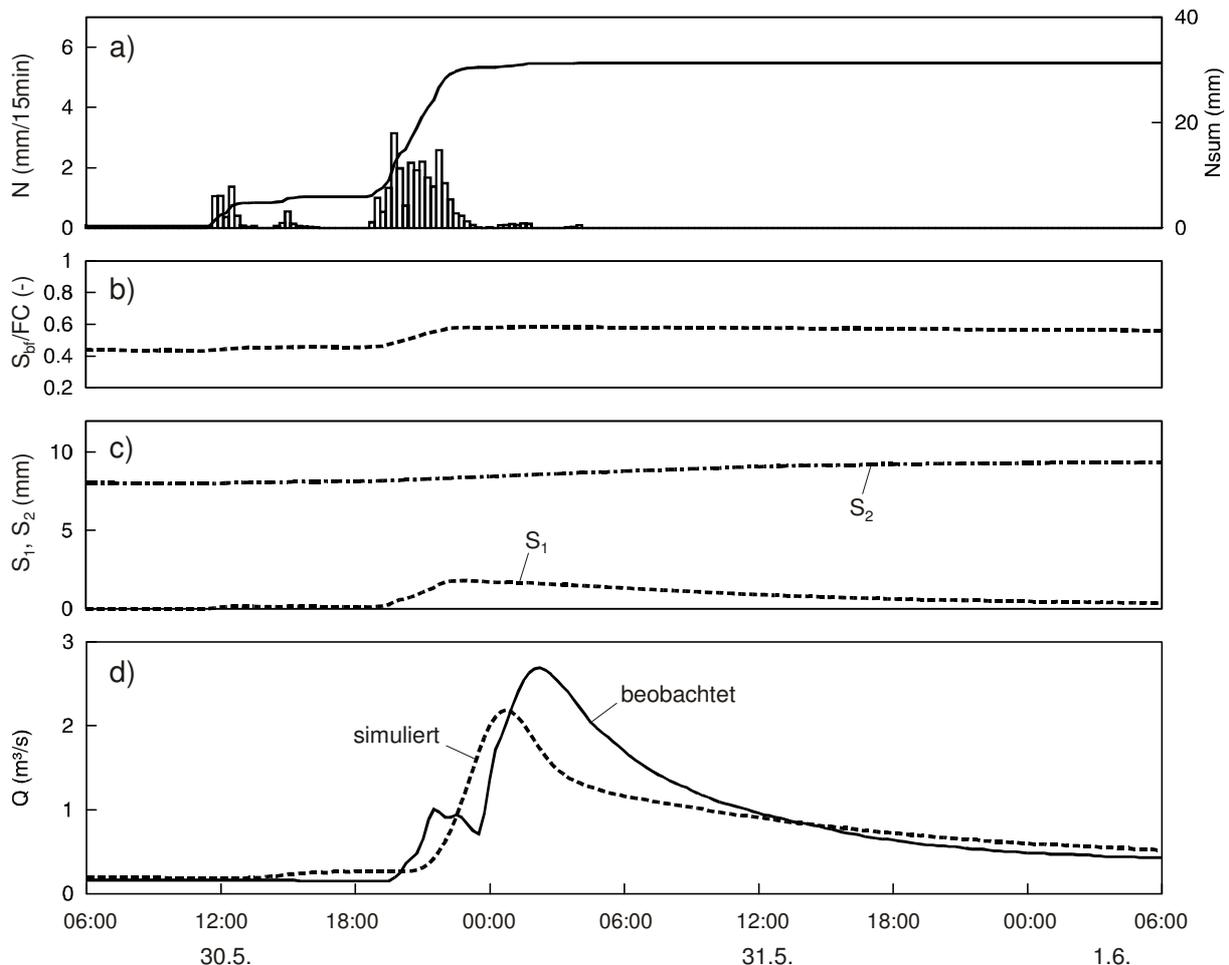


Abb. 4.21 Konvektives Ereignis am Pegel Frauenhofen/Taffa Ende Mai 2005. (a) Niederschlag in mm, simulierter Schneewasserwert in mm und beobachtete Schneehöhen in cm; (b) simulierte Gebietsmittel der relativen Bodenfeuchte (S_{bif}/FC) und simulierte Summenlinie der Verdunstung (ET); (c) simulierte Gebietsmittel der Füllstände der Bodenspeicher (S_1 , S_2) in mm; (d) simulierter und beobachteter Abfluss für die Pegelstelle.



Abb. 4.22 Zusammenfluss Große und Kleine Taffa kurz vor dem Pegel Frauenhofen.

Abbildung 4.23 zeigt ein Beispiel für ein Doppelereignis bestehend aus zwei längeren advektiven Ereignissen im August 2005 am Pegel Zwettl/Kamp. Es wird die beobachtete Ganglinie mit dem Modell ausgezeichnet wiedergegeben. Der zeitliche Verlauf der einzelnen simulierten Zustandsgrößen bildet sich in ähnlicher Weise ab wie beim für den Eichzeitraum dargestellten Ereignis im August 2002 (Abb. 4.17). Allerdings handelt es sich beim Ereignis in Abb. 4.23 um ein um eine Größenordnung kleineres Ereignis als in Abb. 4.17, und die oberflächliche Abflusskomponente im Gebiet, beschrieben durch die Speicherfüllung S_1 , ist um Größenordnungen weniger stark ausgeprägt als im August 2002 (jeweils c). Auch die relative Bodenfeuchte ist deutlich geringer; sie übersteigt über den gesamten Zeitraum nicht die 80 % - Marke. Die ausgezeichnete Wiedergabe dieses Ereignistyps aus einem nicht in die Modellentwicklung einbezogenen Datensatz zeigt die hohe Modellgüte bei diesem, für große Hochwässer maßgebenden Typs am Kamp. Die räumliche und zeitliche Variabilität der Niederschläge ist bei diesem Typ geringer als bei den konvektiven Ereignissen, wodurch mit geringeren Unsicherheiten betreffend der Interpolation der Niederschlagswerte zwischen den Stationen zu rechnen ist. Dies wirkt sich positiv auf die Belegführung im Zuge der Modellentwicklung aus, da die dominanten Abflussprozesse besser identifiziert werden können.

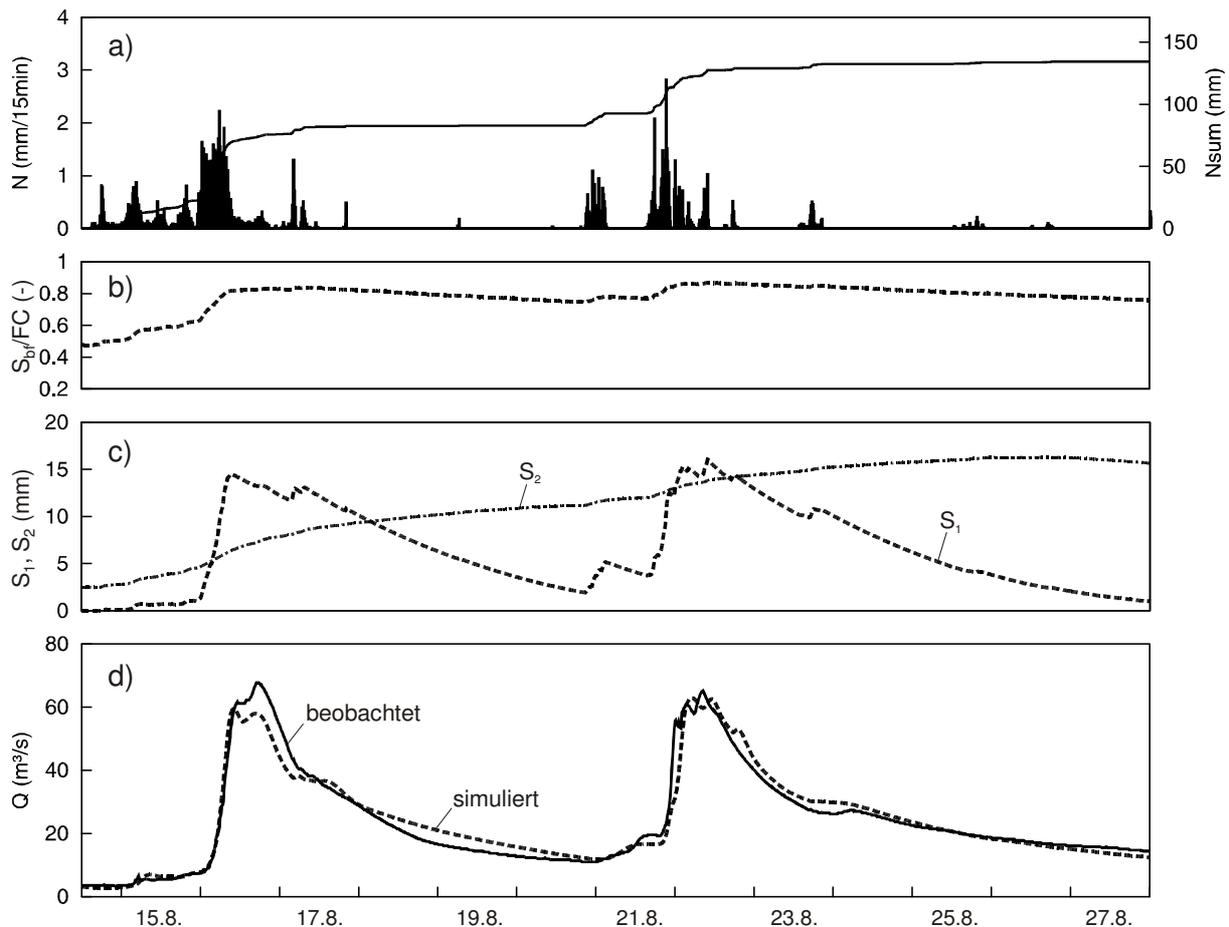


Abb. 4.23 Zwei advective Ereignisse am Pegel Zwettl/Kamp im August 2005. (a) Niederschlag in mm, simulierter Schneewasserwert in mm und beobachtete Schneehöhen in cm; (b) simulierte Gebietsmittel der relativen Bodenfeuchte (S_{bif}/FC) und simulierte Summenlinie der Verdunstung (ET); (c) simulierte Gebietsmittel der Füllstände der Bodenspeicher (S_1 , S_2) in mm; (d) simulierter und beobachteter Abfluss für die Pegelstelle.

7. DISKUSSION UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

Ziel dieser Arbeit ist die Analyse der maßgebenden hydrologischen Prozesse („Dominant Processes Concept“) anhand einer Unterscheidung in Typen von Ereignissen zur Identifikation und Plausibilisierung der Parameter und Struktur eines flächendetaillierten Abflussmodells. Die Analyse erfolgt anhand der Modellsimulationen und einer Überprüfung der Plausibilität der Konzepte bzw. Vorstellung über ablaufenden Vorgänge im Gebiet und die dabei auftretenden dominanten hydrologischen Prozesse. Der Schwerpunkt liegt hier nicht nur auf einer guten Anpassung von simulierten und beobachteten Abflussganglinien, sondern auch auf einer hydrologischen Interpretation der simulierten Zustandsgrößen anhand eines Vergleichs mit der Gebietskenntnis sowie mit punktuell vorhandenen Messungen von Schneehöhen und Grundwasserständen als qualitative Zusatzinformation. Mit einher geht auch eine Analyse möglicher Fehler in den Daten oder Fehler, die durch die Vereinfachung in der Modellstruktur (konzeptioneller Ansatz) eingetragen werden. Die Anpassung erfolgt

daher nicht automatisch, etwa durch eine Minimierung einer Zielfunktion, sondern visuell/manuell anhand einer Suche nach Erklärungen („Indizien“) für das Zustandekommen des jeweiligen Simulationsergebnisses. Die Vorgangsweise wird am Beispiel des Kamp gezeigt.

Wegen der Zielsetzung der Hochwasservorhersage konzentrieren sich die Auswertungen auf die Ereignisskale, jedoch wird zur Bestimmung der Anfangsbedingungen auch eine Analyse auf der saisonalen Skale durchgeführt. Es werden drei Ereignistypen unterschieden: Ereignisse in denen Schnee eine entscheidende Rolle spielt (reine Schneeschmelze, Regen auf Schnee, Regen nach erfolgter Schneeschmelze); konvektive Ereignisse, wie lokale Gewitter und Gewitterfronten, die sich durch kleinräumige und kurze Niederschläge mit hohen Intensitäten auszeichnen und advektive Ereignisse mit großräumiger Überregnung von längerer Dauer und meist geringeren Intensitäten.

Bei den unterschiedlichen Ereignistypen und Ereignisphasen werden jeweils unterschiedliche Teilprozesse und Mechanismen dominant für Größenordnung und Dynamik der an den Pegeln beobachteten Abflussganglinien. Daraus folgt, dass im Modell je nach Situation unterschiedliche Parameter maßgebend werden, wodurch die entsprechenden Parameter besser identifiziert werden können. Bei stark durchfeuchteten Böden, wie nach der Schneeschmelze (Typ 1), tragen zwar große Teile des Gebietes zum Abfluss bei (siehe Abb. 4.10), jedoch dominieren die langsameren Abflusskomponenten aus den tieferen Bodenschichten (siehe Abb. 4.3, 4.4, 4.11, 4.18, 4.19, 4.20). Die Identifikation der Modellparameter konzentriert sich daher in diesem Fall auf die Parameter der Perkolation und des Bypasses in tiefere Bodenschichten, und die Speicherkonstanten aus den langsam reagierenden Bodenspeichern.

Bei trockenen Verhältnissen treten mitunter hohe Abflussverluste auf, es erfordert eine genügend lange Überregnung, damit die Böden großflächig aufgesättigt werden und größere Gebietsteile zum Abfluss beitragen. Treten in diesen Phasen nur kurze Gewitter auf (Typ 2), reagiert nur ein geringer Teil des Gebietes (siehe Abb. 4.8, 4.13, 4.20). Der Fokus liegt daher bei diesem Typ auf den Teilflächen mit geringen Speichereigenschaften, wie die versiegelten Flächen, steilen Gräben oder Sättigungsflächen und die Bestimmung der Parameter dieser Hydrotope (siehe Abb. 2.4, 2.7, 4.15 und 4.16). Die bei diesem Typ signifikanten Parameter sind jene, welche die rasche, oberflächliche bzw. oberflächennahe Abflusskonzentration beschreiben.

Eine großräumige Aufsättigung der Böden erfolgt bei Ereignissen mit advektiven, frontalem Charakter (Typ 3). Je nach Ereignisphase tragen hier unterschiedliche Teilflächen zum Abfluss bei, und unterschiedliche Parameter werden signifikant. Am Beginn bestimmt die Aufsättigung der Böden und die hohen Anfangsverluste die Abflussentstehung (siehe Abb. 2.6); regnet es nach Aufsättigung der Böden weiter, kommt es zu einem sprunghaften Anstieg in den Abflussbeiwerten und Abflussganglinien (siehe Abb. 4.17). Im Modell wird diese Nichtlinearität durch die Parameter β im Bodenfeuchtemodul und dem Schwellenwert L_1 , ab welchem Oberflächenabfluss entsteht, beschrieben. Tabelle 4.4 zeigt einen

zusammenfassenden Überblick über die beim jeweiligen Analyseschritt bzw. Ereignistyp signifikanten und daher speziell betrachteten Modellparameter.

Tab 4.4 Zusammenstellung der signifikanten Prozesse und Parameter für die einzelnen Typen. (a), (b), (c) und (d) beziehen sich auf die jeweiligen Teilabbildungen bei den Ereignissimulationen.

Typ	Belege	dominante Prozesse	Parameter
Schneesmelze		zeitliche Dynamik von Schneeakkumulation und –schmelze (a) + (d)	Grenztemperaturen (T_s und T_r), Schmelztemperatur (T_m), Grad-Tag-Faktor (GTF)
	Abb. 4.3 Abb. 4.4	Abflussbeiwerte groß, abflussbeitragende Flächen (a) + (d)	FC , β in gesamtem Gebiet
	Abb. 4.10	hoher Bodenfeuchtegrad zu Beginn ($S_{bf} \approx FC$) (b)	Abflussbildung bei gesättigtem Zustand (speziell FC)
	Abb. 4.11	Speisung des tiefgründigen Bodenspeichers (Anstieg S_2) (c)	Perkolation (L_{cperc}), Bypass (α_{by})
	Abb. 4.18 Abb. 4.19	Speicherkonstanten der langsamen Komponenten (Bodenabfluss) (d)	k_1 und k_2
	Abb. 4.20	Dominanz des tiefgründigen Speichers S_2 (c)	speziell k_2 (Rückschlüsse über saisonale Analyse, auch k_3)
		Spitze am Pegel um Mitternacht: Verzögerung 10-15h (d)	k_0 von schlecht angeschlossenen Flächen (Hochflächen)
	Konvektiv	Abb. 2.7 Abb. 4.7	Abflussbeiwerte klein, abflussbeitragende Flächen (a) + (d)
Abb. 4.13		trockene Anfangsbedingungen (S_{bf} klein) (b)	Aufsättigungsverhalten (FC und β)
Abb. 4.14		kein Speisen des tiefgründigen Speichers (c)	$L_{cperc} \approx 0$; $Q_{by} \approx 0$
Abb. 4.15 Abb. 4.16		Dominanz der raschen Komponenten (Oberflächenabfluss) (d)	k_0 und k_1
Abb. 4.21		Dominanz des oberen Speichers S_1 (c)	speziell k_0 und Schwellenwert L_1
Advektiv		Abb. 2.6 Abb. 4.7	Anfangsverluste und Aufsättigung: abflussbeitragende Flächen (a), (b) + (d)
	Abb. 4.17 Abb. 4.23	Abflussreaktion (d)	gesamtes Spektrum, je nach Ereignisphase (k_0 , k_1 , k_2)
		vorerst Dominanz des oberen Speichers S_1 , sprunghafter Anstieg nach erstem N-Block, über das Ereignis steigt auch S_2 (a) + (c)	Schwellenwert L_1 Perkolation (L_{cperc} und γ) Bypass (α_{by})

Die Prozessanalyse anhand einer Aufteilung in die erwähnten Ereignistypen wurde im Zuge der fünf Schritte zur Parameteridentifikation in Kapitel 2 durchgeführt. Die dominanten Prozesse geben Hinweise über das je nach Ereignistyp und Situation unterschiedliche Wirksamwerden von Mechanismen und Teilprozessen. Für den Schritt 2 der „spektralen Entmischung“ ergeben sich beispielsweise Aufschlüsse für die abflussbeitragenden Flächen, die sich bei verschiedenen Situationen und Ereignisgrößen in ihren unterschiedlichen Abflussbeiträgen und ihrer unterschiedlichen Dynamik zeigen. Nach Aufsättigung der Böden (z.B. Schneeschmelze, oder bei genügend langem Vorregen) trägt das gesamte Gebiet bei, hingegen tragen beim konvektiven Typ nur kleine, jedoch rasch reagierende Gebietsteile bei, wodurch die Abflussreaktion je nach Typ den einzelnen Gebietsteilen bzw. Hydrotopen zugeordnet werden kann. Im Schritt 3 in Kapitel 2 erfolgt die Feinabstimmung der Parameter. Im Zuge dessen wird eine Sensitivitätsanalyse durchgeführt. Durch Unterteilung in die Ereignistypen werden jeweils unterschiedliche Parameter maßgebend für die Nachbildung der Pegelabflüsse. Zum Beispiel ist in der Zeit nach der Schneeschmelze, bei fast gesättigtem Gebietszustand, der Einfluss des Parameters FC , der im Modell die maximale Speicherkapazität charakterisiert und daher maßgeblich den zum Abfluss kommenden Niederschlag bestimmt, für alle Gebietsteile sehr hoch. Hingegen ist beim konvektiven Typ dieser Parameter nur für die rasch reagierenden Flächen (versiegelte Flächen, Sättigungsflächen) signifikant. Das gesamte Spektrum des Aufsättigungsverhaltens (FC und β) wird bei lang andauernder, großräumiger Überregnung in den einzelnen Phasen des Ereignisses analysierbar. Für den Schritt 4 der Feinabstimmung der Modellstruktur ist vor allem die Verschiebung der Abflusskomponenten im Boden bei den unterschiedlichen Typen von Ereignissen interessant. Die Analyse zeigte, dass bei starker Durchfeuchtung der Böden der Beitrag aus den tieferen Bodenschichten (langsame Abflusskomponente) signifikant höher ist als bei trockenen Verhältnissen. Die ursprüngliche Modellstruktur wurde daraufhin verändert, indem die Parameter für die Perkolation und den Bypass sowie die Speicherkonstanten k_1 und k_2 von der aktuellen Bodenfeuchte abhängig gemacht wurden.

Die Ausführungen in dieser Arbeit zeigen, dass aus der Vielzahl von in einem Einzugsgebiet ablaufenden Prozesse dominante Teilprozesse bzw. Mechanismen der AbflusSENTstehung anhand einer Betrachtung unterschiedlicher Typen von Situationen und Ereignissen erkennbar werden und dies genutzt werden kann, um Struktur und Parameter von flächendetaillierten Abflussmodellen zu identifizieren und zu plausibilisieren. Die Ergebnisse zeigen nicht nur eine gute Übereinstimmung der anhand dieses Modells simulierten Abflüsse mit den an den Pegeln im Gebiet des Kamp beobachteten Abflüsse; sie lassen auch eine Aussage zu Plausibilität der gewählten Modellstruktur und Parameter zu.

Kapitel 5

Ein Ansatz zur Optimierung der Steuerung von Verschlussorganen von Talsperren im Hochwasserfall

5.1 EINLEITUNG

Bei der Bewirtschaftung von wasserwirtschaftlichen Speichern bzw. Speichersystemen stehen sich in der Regel mehrere - sich teilweise konkurrierende - Bewirtschaftungsziele gegenüber, wie energiewirtschaftliche Aspekte, Hochwasserschutz im Unterlauf, Wasserversorgung und Tourismus. Durch Lösung einer Optimierungsaufgabe kann im Prinzip diejenige Steuerung der Verschlussorgane wie Turbinen und Hochwasserentlastung gefunden werden, die unter den jeweiligen Gesichtspunkten ein Optimum darstellt. Ein derartiges Optimierungssystem kann mehrere Ziele verfolgen:

- Unterstützung der Betriebsführung in Echtzeit,
- Prognose der Hochwasserwelle im Unterlauf zum Zwecke des Zivilschutzes, und
- Training des Betreiberpersonals durch Testen unterschiedlicher hydrologischer Situationen.

Optimierungsaufgaben erlangten in den 60er und 70er Jahren des 20. Jahrhunderts vor allem im Bereich des Operations Research große Bedeutung. In dieser Zeit wurden vor dem Hintergrund der Entwicklung von leistungsfähigen Computern zahlreiche Methoden zur Optimierung des Speicherbetriebs entwickelt, etwa auf Basis linearer Programmierung, dynamischer Programmierung, nichtlinearer Programmierung und Simulation (z.B. Yeh, 1985; Wurbs, 1993; Labadie, 2004; Ahmad und Simonovic, 2000). Lineare Programmierung (LP) ist eine häufig verwendete Methode zur Lösung von Optimierungsaufgaben in der Wasserwirtschaft. Mit dieser Methode können alle Probleme behandelt werden, bei denen die Beziehungen zwischen den Variablen in linearer Form vorliegen oder unter bestimmten Annahmen linearisiert werden können. Dynamische Programmierung (DP) (Bellman, 1957) kann bei Optimierungsproblemen angewandt werden, die aus vielen gleichartigen Teilproblemen bestehen, und deren optimale Lösung sich aus optimalen Lösungen der Teilprobleme zusammensetzt. Die Methode ist in der Wasserwirtschaft weit verbreitet, da es sich hier in der Regel um mehrstufige Entscheidungsprozesse handelt, das heißt, dass sich die mitunter komplexen Systeme mit vielen Variablen in eine Folge von Teilproblemen unterteilen lassen. Nichtlineare Programmierung (NLP) hat in der Wasserwirtschaft nicht sehr hohe Popularität erlangt, da der Optimierungsprozess aufgrund der üblicherweise sehr komplizierten mathematischen Formulierungen hohe Ansprüche an die Rechen- und Speicherleistung der Computer stellt (Yeh, 1985).

Derartige Optimierungsmodelle werden unter Verwendung einer Zielfunktion formuliert, die durch einen Satz von Entscheidungsvariablen unter Berücksichtigung der Randbedingungen

minimiert oder maximiert wird. Entscheidungsvariablen sind zum Beispiel die Abgabe aus dem Speicher oder das Speichervolumen am Ende der betrachteten Periode. Randbedingungen betreffen die physikalischen Gegebenheiten der Anlage wie Nutzinhalt, Turbinenkapazität, Hochwasserentlastung, die Massenbilanz sowie bescheidmäßige Vorgaben der Betriebsweise der Speicher wie etwa maximale Staukoten. Typischerweise fließen ökonomische Kosten-Nutzen-Aspekte in die Formulierung der Zielfunktion ein (Wurbs, 1993). In Jordan et al. (2005) beispielsweise wird als Zielfunktion für die Optimierung des Betriebs eines Speichersystems im Wallis (Schweiz) eine Kostenfunktion an den relevanten Flussabschnitten unterhalb der Speicher minimiert. Der Nutzen der an den Speichern gesetzten Maßnahmen zur Reduktion der Hochwasserspitze bezüglich Ausuferungen an den betrachteten Flussabschnitten, abgeleitet aus Gefahrenzonenplänen, sowie energiewirtschaftliche Einbußen der Kraftwerksbetreiber zufolge eines möglichen Fehlalarms fließen in diese Kostenfunktion ein.

In vielen Fällen ist es allerdings nicht möglich, eine geeignete Zielfunktion aufzustellen und monetär zu bewerten. Wegen der manchmal erheblichen Schwankungen des Energiepreises kann der Nutzen bei der Energieerzeugung nicht präzise angegeben werden. Vermiedene Schäden im Unterlauf haben oft eher politischen als ökonomischen Charakter und auch der Nutzen für den Tourismus ist schwer zu bewerten. Ausrichtung auf eine einzige optimale Lösung des Bewirtschaftungsproblems ist dann nicht sinnvoll. Georgakakos (1993) schreibt dazu: „In systems with multiple objectives the existence of one solution superior with respect to all objectives is very unlikely. This is especially true in reservoirs where conflicts almost always exist between hydropower and flood control, water supply and recreation, and hydropower and water conservation. In such situations the notion of one optimal solution is meaningless unless specific priorities are established on the value of each objective.“ Im Gegensatz zu diesen expliziten Optimierungsmethoden wird deshalb bei einem anderen Lösungsansatz, der mathematischen Simulation, keine explizite Zielfunktion aufgestellt. Mit Simulationsmodellen wird in der Wasserwirtschaft gearbeitet, um das mitunter komplexe Systemverhalten eines Speichers bzw. einer Speicherkette näherungsweise mit einem Modell nachzubilden unter speziellen Annahmen betreffend den Input, die Betriebsregeln und die Randbedingungen. Mit alternativen Annahmen können dann mehrere Simulationen durchgeführt werden, wodurch ersichtlich wird, wie das System auf geänderte Bedingungen reagiert. Das erlaubt dem Betreiber, eine geeignete Betriebsführung zu wählen (Wurbs, 1993; Simonovic, 1992).

Eine spezielle Form dieser Simulationsmodelle sind regelbasierte Methoden. Diese werden meist als Expertensysteme bezeichnet (Watkins und McKinney, 1995). Basierend auf einem Satz von Steuerungsregeln sollen Expertensysteme alle zum Speichermanagement relevanten Einflussgrößen einbeziehen und in Form von rechnergestützten interaktiven Systemen der Unterstützung der Entscheidungsträger dienen. Der Vorteil derartiger regelbasierter Ansätze besteht darin, dass auch verbale Informationen zu den Optimierungszielen einbezogen werden können, wie Informationen, die dem Kraftwerksbetreiber aus der bisherigen Erfahrung mit der

Bewirtschaftung des Systems bekannt sind. Außerdem sind solche Methoden meist robust und können im kontinuierlichen Betrieb in allen denkbaren Situationen in kurzer Rechenzeit stabile Ergebnisse liefern. Der regelbasierte Ansatz liefert, wie andere Methoden der Simulation, eine quasi-optimale Lösung. Lohr (2001) zeigt dazu Beispiele von Regeln hinsichtlich bestimmter Bewirtschaftungsziele aus bestehenden Betriebsplänen sowie Möglichkeiten zu deren mathematischer Umsetzung.

Eine wichtige Eingangsgröße für die Optimierung des Speicherbetriebes ist der zukünftige Zufluss in den Speicher. Die Unsicherheiten der Zuflussprognosen spielen im Hochwasserfall eine wesentliche Rolle (z.B. Krzysztofowicz und Duckstein, 1979). Eine unter Annahme fehlerfreier Zuflussprognosen optimale Betriebsweise kann, wenn die Prognosen fehlerbehaftet sind, weit vom Optimum entfernt sein. Deshalb kann es notwendig sein, im Falle von Fehlprognosen, Entschädigungen für die Kraftwerksbetreiber zu vereinbaren (Jordan et al., 2005). Da Zuflussprognosen immer fehlerbehaftet (d.h. unsicher) sind, müssen diese explizit berücksichtigt werden. Karbowski et al. (2005) schlagen vor, die Prognoseunsicherheit in Form von Regeln zu berücksichtigen. Bowles et al. (2004) stellen ein Modell zur Vorhersage der Abgabe aus dem Kraftwerk Folsom (Kalifornien, USA) vor, das im operationellen Betrieb neben einer deterministischen Vorhersage auch eine Aussage über die Unsicherheit der Prognosen mittels Monte-Carlo Simulationen ermöglicht. Sowohl im operationellen Betrieb (online) als auch im Planungs-Modus (offline) können mit diesem Modell Szenarien mit alternativen Annahmen der Betriebsführung gerechnet werden.

Im vorliegenden Kapitel wird ein kombinierter Ansatz zur Optimierung des Speicherbetriebes vorgestellt. Der Ansatz ist als regelbasiertes Simulationsmodell formuliert, um die auch nicht quantitativ vorliegenden Informationen einbeziehen zu können. Die Berechnung der zukünftigen Steuerung der Verschlussorgane (Turbinen, Hochwasserentlastung) erfolgt nach Regeln, in denen die Bewirtschaftungsziele des Betreibers aus der bisherigen Praxis implizit enthalten sind. Für manche Regeln wird eine Zielfunktion aufgestellt, die unter Verwendung eines Suchalgorithmus direkt optimiert wird. Außerdem berücksichtigt der Ansatz die Unsicherheit der Zuflussprognosen in expliziter Weise.

Der Ansatz wird am Beispiel der Kraftwerkskette am Kamp dargestellt. Der Schwerpunkt liegt dabei auf dem Hochwasserfall. Energiewirtschaftlichen Vorgaben zufolge soll der größtmögliche Nutzen aus den erhöhten Zuflüssen zu den Speichern gezogen werden. Das heißt, die Turbinen sollen bestmöglich eingesetzt werden, sodass möglichst wenig Wasser ungenutzt über das Wehr abgegeben werden muss, und die Speicher sollen nach dem Ereignis womöglich gefüllt sein. Zum Hochwasserrückhalt andererseits soll freies Speichervolumen geschaffen bzw. eine freie Lamelle im Speicher vorgehalten werden. Dadurch kann im Bereich der Hochwasserspitze der Scheitel reduziert werden, ohne die zulässigen Staukoten zu überschreiten. Gesucht ist die nach diesen Gesichtspunkten optimale Steuerung der Verschlussorgane, das heißt jene Steuerung, welche beide konkurrierenden Vorgaben bestmöglich erfüllt. Der Optimierungsansatz wurde im Zusammenhang mit dem von der TU Wien für den Kamp erstellten Hochwasservorhersagemodell am Kamp entwickelt (Blöschl et

al., 2007). Das Hochwasservorhersagemodell stellt die für das Optimierungsmodell notwendigen Zuflussprognosen bereit. Umgekehrt werden die Ergebnisse des Optimierungsmodells, insbesondere die zukünftige Abgabe aus der Speicherkette, zur Erstellung von Abflussvorhersagen im Unterlauf des Kamp verarbeitet. Außerdem kann das Optimierungsmodell im Hochwasserfall als Entscheidungshilfe für den Betrieb der Kraftwerke genutzt werden und bietet die Möglichkeit des Trainings des Betriebspersonals.

5.2 KRAFTWERKSKETTE KAMP

5.2.1 Situation und technische Daten der Kraftwerkskette

Die Kraftwerkskette Kamp der EVN-AG im Norden Österreichs besteht aus den Kraftwerken Ottenstein, Dobra/Krumau und Thurnberg/Wegscheid (Abbildung 5.1). Der Kamp durchfließt die Kette von West nach Ost. Die Stauwurzel des Speichers Ottenstein befindet sich knapp unterhalb des Stiftes Zwettl. Der Kamp entwässert bis zum Stift Zwettl ein Gebiet von ca. 630 km². Direkt beim Kraftwerk Ottenstein beginnt der Speicher Dobra. Vom Speicher Dobra gelangt das Triebwasser über eine 3 km lange Druckrohrleitung zum Kraftwerk in Krumau, direkt an der Stauwurzel des untersten Speichers Thurnberg gelegen. Der Speicher Thurnberg ist der kleinste der drei Speicher; das zugehörige Krafthaus befindet sich knapp unterhalb im Ort Wegscheid. Mehrere Zubringer münden direkt in die Stauseen, wobei der Purzelkamp mit 95 km² die größte Einzugsgebietsfläche besitzt. Die gesamte Einzugsgebietsfläche der Kraftwerkskette beträgt 1015 km² (siehe Tabelle 5.1).

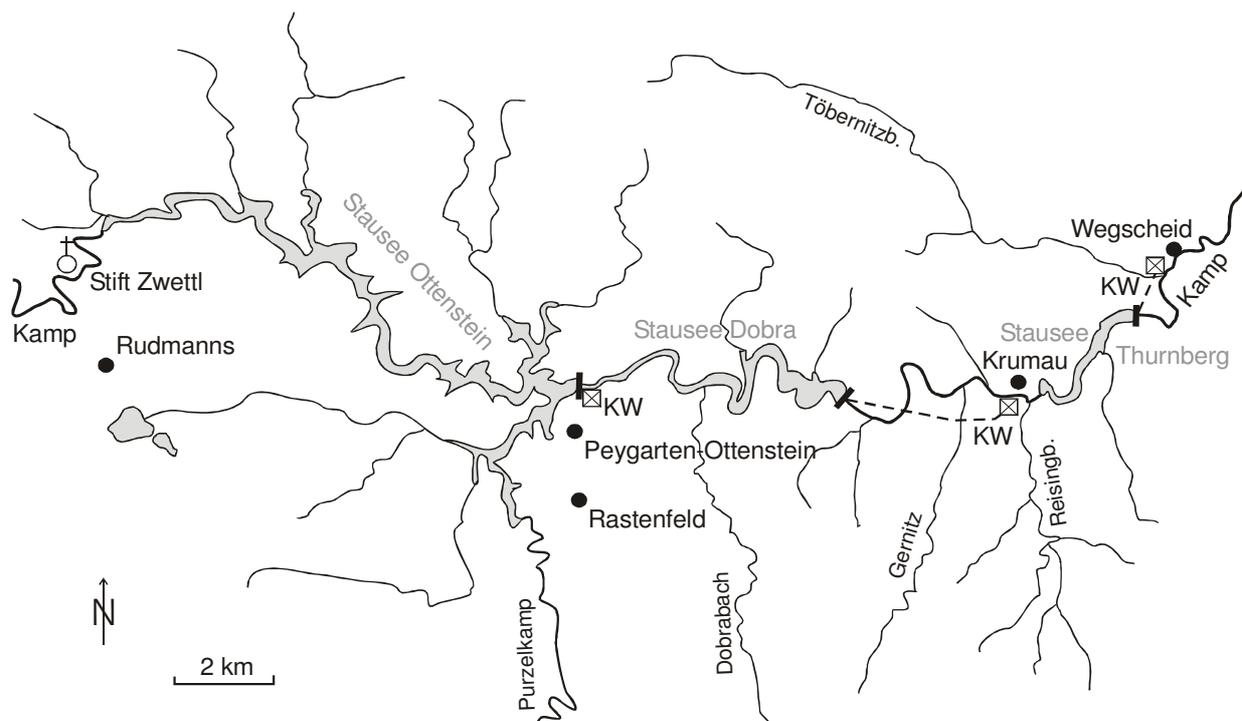


Abb. 5.1 Situation der Kraftwerkskette Kamp.

Tab. 5.1 zeigt einen zusammenfassenden Überblick über die technischen Daten der Kraftwerkskette Ottenstein-Dobra-Thurnberg am Kamp. Der Speicher *Ottenstein* besitzt den größten Stauraum der Speicherkette mit 4,3 km² Oberfläche und 51 Mio. m³ Nutzinhalt. Bezüglich Speichercharakteristik stellt Ottenstein einen Jahresspeicher dar; der Speicher wird im Zuge eines Jahres abgearbeitet. Die Hochwasserentlastung besteht aus zwei Klappen mit einer Überfallbreite von je 27 m (Abbildung 5.2). Der maximale Turbinendurchfluss beträgt für die 4 Maschinen in Summe 100 m³/s. Zwei der Maschinen sind als Pumpen einsetzbar (Umkehrung). Vom unterliegenden Speicher Dobra wird bei Bedarf Wasser in den Speicher Ottenstein zurück gepumpt. Der Speicher *Dobra* besitzt bei Stauziel eine Oberfläche von 1,5 km² und einen Nutzinhalt von 20 Mio. m³. Er dient als Wochenspeicher bzw. Ausgleichs Speicher des Kraftwerks Ottenstein. Die Hochwasserentlastung ist ein freier Überfall über einen festen Wehrrücken mit einer Breite von 65 m. Eine Steuerung der Abgabe ist nur über die Turbinen möglich. Der maximale Turbinendurchfluss im Kraftwerk Krumau beträgt für die drei Maschinen in Summe 30 m³/s. Der Speicher *Thurnberg* hat die Funktion eines Ausgleichsbeckens und besitzt bei Stauziel eine Oberfläche von 0,4 km² und einen Nutzinhalt von 0,8 Mio. m³. Die Höhendifferenz zwischen Stauziel und Absenkziel beträgt im Normalfall lediglich 2 m, in Ausnahmefällen 4 m (Tagesspeicher). Die Hochwasserentlastungsanlage besteht aus drei Senkschützen mit je 8,60 m Breite. Die Betriebswassermenge beträgt 16,5 m³/s (2 Maschinen).

Grundsätzlich hat der größte Speicher Ottenstein den größten Einfluss auf die Verformung der Hochwasserwelle. Bei genügend großem Speicherfreiraum am Beginn des Ereignisses ist durch eine entsprechende Steuerung der Klappen eine gewisse Volumen- und Scheitelreduktion möglich. Sind die Klappen vollständig gesenkt, erfolgt nur noch die natürliche Retention durch den Überstau im Speichersee. Die Speicher Dobra und Thurnberg besitzen einen viel geringeren Einfluss auf die Hochwasserwelle. Im Speicher Dobra kann es lediglich zu einer merkbaren Verzögerung der Welle kommen, wenn der Speicher abgesenkt ist.

Tab. 5.1 Überblick über die technischen Eckdaten der Kraftwerkskette Ottenstein-Dobra-Thurnberg (KW bedeutet Kraftwerk, AE die Einzugsgebietsfläche, STZ das Stauziel, V den Nutzinhalt, O die Oberfläche bei Stauziel, HWE die Art der Hochwasserentlastung, Ma die Maschinen).

Speicher	KW	A _E (km ²)	STZ (m)	V (10 ⁶ m ³)	O (km ²)	HWE	Turbinen
Ottenstein	Ottenstein	889	495,0	51	4,3	2 Stauklappen	4 Ma Σ100m ³ /s
Dobra	Krumau	940	437,0	20	1,5	fester Überfall	3 Ma Σ30m ³ /s
Thurnberg	Wegscheid	1015	364,0	0,8	0,4	3 Senkschützen	2 Ma Σ16,5m ³ /s



Abb. 5.2 Klappenüberfall an der Sperre Ottenstein beim Hochwasser August 2002 (Foto: Österr. Bundesheer).

5.2.2 Typische Betriebsweisen und Betriebssituationen

Als Grundlage für die Entwicklung des Optimierungsmodells werden vorerst typische Betriebsweisen der Kraftwerkskette in der Vergangenheit analysiert. Der typische Betrieb der Speicher ist abhängig von der jeweiligen Situation. Je nach Ereignistyp (Ereignisgröße, saisonales Auftreten) werden vom Betreiber Betriebsweisen angewandt, die alle innerhalb der bescheidmäßigen Vorgaben (etwa die maximal zulässigen Staukoten) liegen, sich aber deutlich voneinander unterscheiden. So wird zum Beispiel vor Beginn der Schneeschmelze oder nach einem Hochwasserereignis, wenn die Böden gesättigt sind, Stauraum freigehalten, um eventuell nachfolgende erhöhte Zuflüsse in den Speichern auffangen zu können. Bei trockenen Verhältnissen oder bei kurzen Gewittern wird die Abgabe oftmals unverändert gelassen, da aufgrund der geringeren Zuflussvolumina zu erwarten ist, dass die Welle in den Speichern aufgefangen werden kann.

Konkret stellt sich im Hochwasserfall die typische Betriebsführung folgendermaßen dar, dass in Abhängigkeit der gemeldeten Durchflüsse an den Oberliegerpegeln und der im Einzugsgebiet gefallenen Niederschläge sowie unter Einbeziehung des vorhandenen freien Speichervolumens aller drei Speicher die Abgabe (Turbinenabgabe, Abgabe über das Wehr) für die nächsten Stunden vom Werksleiter in Ottenstein festgelegt wird. Fällt die Entscheidung für eine Erhöhung der Abgabe, so werden üblicherweise zuerst in Thurnberg/Wegscheid die zwei Maschinen angeworfen und die Abgabe auf $16,5 \text{ m}^3/\text{s}$ erhöht.

Steigt der Zulauf weiter, werden die Schützen an der Sperre Thurnberg gesenkt und die Abgabe bis auf in Summe 30 m³/s erhöht. Im nächsten Schritt wird unter Bedachtnahme auf die Zuflüsse zum Kamp unterhalb der Speicherkette entschieden, zu welchem Zeitpunkt mehr als 30 m³/s in den Unterlauf des Kamp abgegeben werden. Bei entsprechenden Gegebenheiten kann die Abgabe in Ottenstein frühzeitig erhöht und der Wasserspiegel im Speicher vorabgesenkt werden, um ein möglichst großes Volumen der zulaufenden Welle in der freigemachten Lamelle auffangen zu können. Die Abgabe erfolgt so lange wie möglich ausschließlich über die Turbinen (in Ottenstein z.B. bis 100 m³/s). Die Pumpen werden bei Hochwasser nicht eingesetzt.

Fällt die Entscheidung für eine Verringerung der Abgabe, werden die Klappen bzw. Schützen gehoben. Wird weniger abgegeben als zuläuft, kommt es zu einer Aufspiegelung im Speicher. Im Scheitelbereich der Hochwasserwelle ist der Zeitpunkt der Klappen- bzw. Schützenhebung kritisch und schwer entscheidbar. Beginnt man im Falle des Speichers Ottenstein mit der Klappenhebung zu früh, wird der Speicher vor Eintreffen des Scheitels vollständig aufgefüllt, und es besteht keine Möglichkeit mehr, die Zulaufwelle im Bereich der Spitze zurückzuhalten, da der Wasserspiegel konstant gehalten werden muss, sobald das Stauziel erreicht ist. Um den Wasserspiegel konstant zu halten, werden die Klappen derart gesteuert, dass gleich viel abgegeben wird wie zuläuft. Sind die Klappen vollständig gelegt, kann die Hochwasserwelle nicht mehr beeinflusst werden und die natürliche Seeretention setzt ein, die aufgrund der großen Oberfläche des Speichers Ottenstein beträchtlich ist. Erfolgt die Aufspiegelung erst nach dem optimalen Zeitpunkt, bleibt der Wasserspiegel im Speicher nach dem Ereignis womöglich weit unter dem Stauziel, was aus energiewirtschaftlichen Gründen nicht angestrebt wird. Das Wissen über Zeitpunkt und Größe der zulaufenden Hochwasserspitze ist zur Steuerung also äußerst wichtig. Durch die Nutzung des freien Speichervolumens wurden vom Betreiber in der Vergangenheit kleinere und mittlere Hochwässer in den Speichern aufgefangen bzw. deren Scheitel reduziert. Wie das Extremhochwasser im August 2002 zeigte, sind allerdings die Möglichkeiten des Hochwasserschutzes durch die Charakteristik der Anlage begrenzt, da die Zuflussvolumina im Vergleich zu den freien Speichervolumina sehr groß sein können (Gutknecht et al., 2002).

5.3 ENTWICKLUNG DES OPTIMIERUNGSMODELLS

5.3.1 Grundsätzliche Vorgangsweise

Optimierungsmodelle werden oft im akademischen Bereich entwickelt und manchmal ist die Akzeptanz der Modelle bei den Kraftwerksbetreibern, also den Nutzern der Ergebnisse, gering. Yeh (1985) führt dazu aus: „[...] the reservoir operators are still very reluctant to use optimization models for their day to day scheduling of water releases and power generation. The reasons can be summarized as follows: 1. Most of the reservoir operators have not been directly involved in the development of the computer model and thus are not entirely comfortable in using the model, particularly under the situation where modifications have to be made in the model to respond to changes encountered in the day to day operation. 2. [...]”.

Das aktive Einbeziehen der Kraftwerksbetreiber bei der Entwicklung des Optimierungsansatzes wird deshalb in dieser Arbeit als ganz wesentlich angesehen. Dabei wird ein mehrfaches Ziel verfolgt: Zum einen stärkt es das Vertrauen des Betreibers in das Modell. Der Betreiber wird das Modell im täglichen Betrieb nur dann effizient nutzen können, wenn er ein Gefühl für das Modellverhalten hat und die Ergebnisse interpretieren und erklären kann. Das Modell soll dabei so übersichtlich wie möglich und für den Betreiber nachvollziehbar gestaltet werden. Zum zweiten können in der Entwicklungsphase die Erfahrungen des Betreibers aus der bisherigen Praxis genutzt werden, wodurch Expertenwissen in die Erstellung des Modells einfließt. Der Betreiber besitzt Erfahrungen bei unterschiedlichen hydrologischen und meteorologischen Situationen - auch im Umgang mit Prognosen - und kann beurteilen, wie sich eine gewählte Betriebsweise auf das Systemverhalten auswirkt. Damit können auch solche Aspekte indirekt erfasst werden, die nicht numerisch quantifizierbar sind. Zum dritten ermöglicht die Vorgangsweise einen frühzeitigen Test des Optimierungsmodells für unterschiedliche zu erwartende Situationen. Dies ist für die Robustheit des Modells im operationellen Betrieb von Bedeutung.

Das Einbeziehen der Kraftwerksbetreiber bei der Entwicklung des Optimierungsmodells kann auf unterschiedliche Weise erfolgen. Palmer (2000) prägt den Begriff des „shared vision modeling“, bei dem in der Planungsphase und Modellierung alle unterschiedlichen Interessen einbezogen werden sollen. Im Vordergrund steht das Erzielen eines Konsenses zwischen allen beteiligten Parteien, und zwar bereits in der Planungs- und Entwicklungsphase. Stam et al. (1998) stellen ein Expertensystem vor, in dem in einem interaktiven Prozess der Nutzer - in diesem Fall der Kraftwerksbetreiber - in die Entwicklung des Modells zur Speicherbewirtschaftung einbezogen wird, um das Vertrauen des Nutzers in das Modell zu stärken. Eine ähnliche Vorgangsweise, in die die Anwender eingebunden sind, beschreibt Gutknecht (1991) im Zusammenhang mit der Entwicklung eines Hochwasservorhersagemodells. Das Vertrautwerden des Anwenders mit dem Modell steht dabei im Vordergrund.

Im vorliegenden Kapitel wird das Optimierungsmodell gemeinsam mit dem Betreiber in einem iterativen Prozess entwickelt. Die meist in verbaler Form vorliegenden Optimierungsziele und -kriterien aus der Praxis werden in Regeln umgesetzt und mathematisch abstrahiert. Aus den Erfahrungen der Betreiber können aus der Vielzahl der Einflussgrößen die maßgeblichen Ziele und Kriterien für die Steuerung der Speicher im Hochwasserfall abgeleitet werden und untergeordnete Aspekte der Betriebsführung vernachlässigt werden. Ziel der Modellentwicklung ist die Vereinfachung des komplexen Systems der Kraftwerkskette, um die Steuerung anhand relativ einfacher und übersichtlicher Regeln beschreiben zu können. Die Einfachheit und Übersichtlichkeit der Regeln ist Voraussetzung für das Verständnis des Modellverhaltens an sich und für die Kommunikation zwischen Betreiber und Entwickler betreffend die Optimierungsziele, Kriterien, typischen Betriebsweisen, etc.. Zudem trägt eine einfache Modellstruktur zur Robustheit des Modells bei. Es soll im kontinuierlichen operationellen Betrieb einsetzbar sein, das heißt bei allen denkbaren Situationen mit relativ kurzer Rechenzeit plausible und stabile Ergebnisse liefern.

Die iterative Vorgangsweise sieht nun folgendermaßen aus (Abbildung 5.3): Vorab wird angenommen, dass Prognosen der Zuflüsse zu den Speicherseen vorliegen. Dabei werden die zu erwartenden Prognosefehler berücksichtigt. Nun wird ein vorläufiger Satz von Steuerungsregeln aufgestellt. Mit diesen Regeln werden Testrechnungen durchgeführt, und zwar für hypothetische Szenarien als auch für in der Vergangenheit aufgetretene Hochwasserereignisse. Wichtig ist dabei, dass alle relevanten Situationen bzw. Kombinationen von Situationen abgedeckt werden. Zuflusswellen unterschiedlicher Größe und Dauer, unterschiedliche Anfangsbedingungen des Wasserstands in den Speichern und unterschiedliche Abgaben am Beginn der Prognose werden gewählt. Im nächsten Schritt folgt die Bewertung und Interpretation der Ergebnisse der Testrechnungen in einer Diskussionsrunde mit den Vertretern des Betreibers. Es wird versucht die Frage zu beantworten, ob in der Praxis ähnlich der simulierten Betriebsweise gehandelt werden würde. Zudem werden Vergleiche mit der durchgeführten Betriebsweise bei vergangenen Ereignissen hergestellt. In die Diskussion fließen neben rein technischen Aspekten, wie das Zeitverhalten des Speichersystems, auch wasserwirtschaftliche und politische Aspekte ein. So werden zum Beispiel Grenzen für den Übergang vom Regelbetrieb (Nieder- und Mittelwasser) zum Hochwasserbetrieb diskutiert. Diskutiert wird auch, in welchen Situationen und bis zu welchem Maße eine Vorabsenkung zulässig wäre, ohne dass es im Falle von Fehlprognosen zu energiewirtschaftlichen Einbußen oder zur Erzeugung künstlicher Hochwässer im Unterlauf käme. Im letzteren Fall orientiert sich die Maximalabgabe zur Vorabsenkung an den Durchflusskapazitäten an kritischen Querschnitten am Unterlauf des Kamp. Die Vorlage von Szenarien erleichtert in der Diskussionsrunde die Analyse des Modellverhaltens bei unterschiedlichen Bedingungen und trägt zudem zum Verständnis des gesamten Speichersystems bei. Durch eine Bewertung der Szenarien und das Setzen von Prioritäten durch den Betreiber können die maßgeblichen Kriterien und Randbedingungen der Betriebsweise im Hochwasserfall definiert werden.

Werden die Ergebnisse der Szenarienrechnungen von der Diskussionsrunde mit dem Betreiberpersonal für plausibel befunden und akzeptiert, dann werden die Regeln beibehalten. Andernfalls kommt es zu einer Erweiterung bzw. Neuformulierung des Regelsatzes, womit neuerlich die Szenarienrechnungen durchgeführt werden und der Diskussionsprozess wiederholt wird (Abbildung 5.3). Diese iterative Vorgangsweise kann als eine Modelleichung an den Betrieb in der Vergangenheit sowie an die Einschätzung des Betreiberpersonals bei den hypothetischen Szenarien angesehen werden. Der endgültige Regelsatz wird schließlich implementiert.

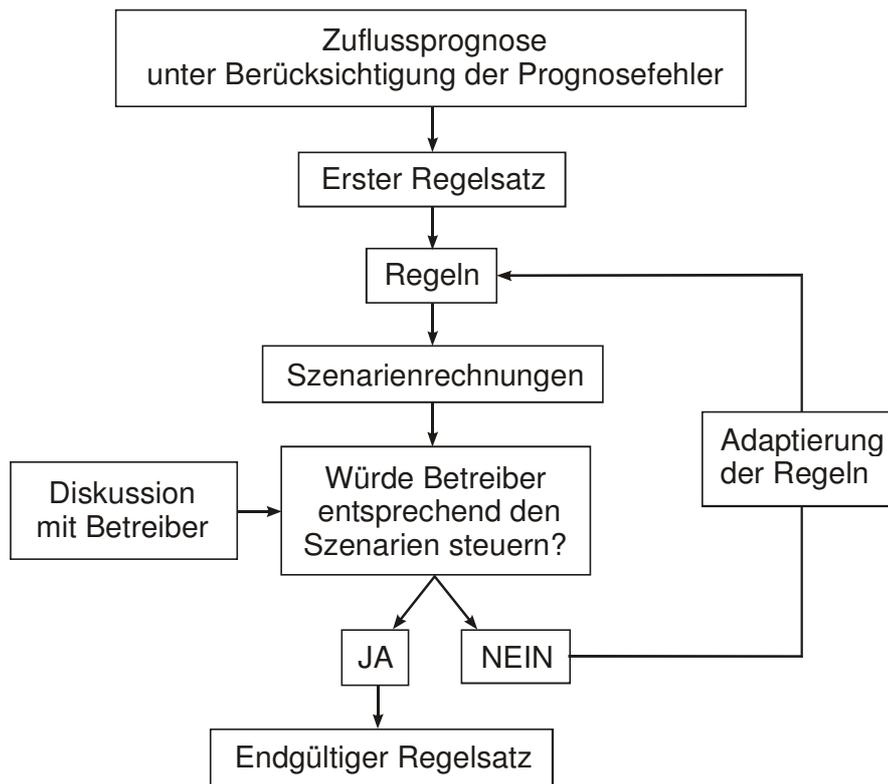


Abb. 5.3 Iterative Entwicklung der Steuerungsregeln unter Einbindung des Kraftwerksbetreibers.

5.3.2 Systemformulierung für den Kamp

Die iterative Entwicklung ergab die folgende Systemformulierung für die Speicherkette am Kamp: Die Entscheidungsvariablen des Optimierungsproblems bilden die zukünftigen Abgaben über die Prognosefrist aus den einzelnen Speichern. Sie unterliegen Randbedingungen wie den Gegebenheiten der Anlage (Nutzhalt, Turbinenkapazität, Kapazität der Hochwasserentlastungsanlage, etc.), der Massenbilanz und den bescheidmäßigen Vorgaben. Abbildung 5.4 zeigt schematisch das Speichersystem. Die Abgabe eines Speichers setzt sich zusammen aus dem Turbinendurchfluss Q_T und dem Durchfluss über das Wehr Q_W . Im Falle der Sperren Ottenstein und Thurnberg kann die Abgabe über das Wehr durch Klappen bzw. Schützen gesteuert werden. Bei bekanntem Wasserstand im Speicher sind der Wehrdurchfluss und die Wehrstellung über die Kennlinie der Hochwasserentlastung ineinander überführbar. Die Hochwasserentlastung der dazwischen liegenden Sperre Dobra ist ein fester Überfall; die Abgabe kann nur über die Turbinen gesteuert werden. Zusätzlich erhält jeder Speicher einen Zufluss Q_Z aus dem direkten, unbeeinflussten Einzugsgebiet. In Anlehnung an den typischen Betrieb der Speicher in der Vergangenheit wird in die Optimierung weiters die Situation an einer Kontrollstrecke im unteren Kamptal bezüglich kritischer Durchflusskapazitäten K einbezogen.

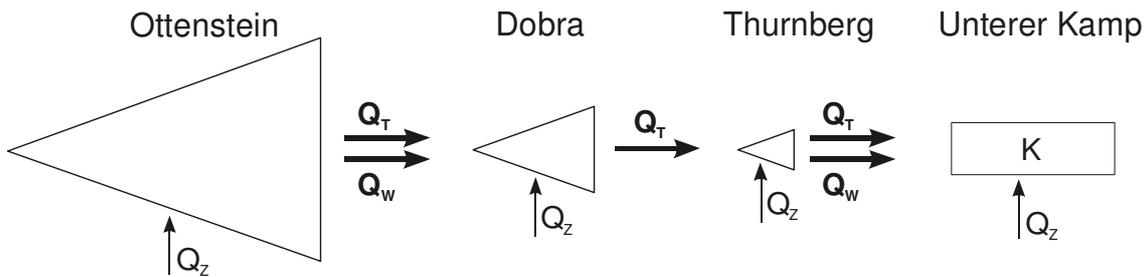


Abb. 5.4 Optimierungsschema der Speicherkette Kamp. Turbinendurchfluss Q_T , Durchfluss über das Wehr Q_W , Zufluss aus dem direkten Einzugsgebiet Q_Z , Durchflusskapazität K . Die Entscheidungsvariablen der Optimierung sind fett gekennzeichnet.

Das Optimierungsmodell soll in Echtzeit den Verlauf der fünf Entscheidungsvariablen über die Prognosefrist bestimmen. Da die zeitliche Auflösung der Prognosen 15 Minuten und die Prognosefrist 48 Stunden beträgt, besteht jede der fünf Entscheidungsvariablen aus einem Vektor mit 192 Zeilen. Es wäre denkbar, das nichtlineare Optimierungsproblem mit 960 Unbekannten durch Definition einer Zielfunktion für jeden Prognosezeitpunkt zu lösen. Für die Optimierung der Kraftwerkskette Kamp ist die Formulierung einer Zielfunktion jedoch nicht sinnvoll, da Energiepreise stark schwanken, vermiedene Schäden im Unterlauf oft eher politischen als ökonomischen Charakter haben und auch der Nutzen für den Tourismus schwer zu bewerten ist. Außerdem wäre ein derartiges Optimierungsmodell für den Betreiber schwer zu interpretieren und nachzuvollziehen. Aus diesen Gründen wird ein regelbasierter Ansatz zur Berechnung der zukünftigen Steuerung der Speicher gewählt. Die Regeln werden folgendermaßen formuliert: „WENN (REGELKRITERIUM), DANN (REGELMASSNAHME)“.

Aus der Analyse der bisherigen Betriebsweise der Kraftwerkskette und der Szenarien geht hervor, dass die Betriebsweise hauptsächlich vom prognostizierten Zufluss und vom freien Speichervolumen in der gesamten Kampkette abhängt. Es ist daher naheliegend, in der Optimierung diese beiden Variablen als maßgebliche Kriterien zur Bestimmung der Entscheidungsvariablen Turbinendurchfluss und Klappen- bzw. Schützendurchfluss heranzuziehen. Da für alle zukünftigen Zeitpunkte die Entscheidungsvariablen errechnet werden müssen, sind die beiden Kriterien nicht nur am Beginn, sondern über die gesamte Prognosefrist (48 Stunden) zu betrachten. Als maßgebend wird der maximale Wert des prognostizierten Zuflusses und das minimale freie Speichervolumen innerhalb der Prognosefrist angesehen. Werden also bestimmte Marken des Zuflusses oder des freien Speichervolumens innerhalb der Prognosefrist über- bzw. unterschritten (Regelkriterium), wird rechnerisch eine Regelmaßnahme gesetzt.

Aus Massenbilanzüberlegungen ergibt sich der Zufluss zum unterliegenden Speicher aus der Summe der Abgabe des oberliegenden Speichers und des Zuflusses aus dem direkten Einzugsgebiet. Die Abgabe aus dem Oberlieger soll aber bereits der optimierte Wert sein, wodurch sich eine Rückkoppelung ergibt. Um eine robuste Lösung zu erhalten, wird das

System räumlich entkoppelt und zur Ermittlung der Kriterien Zufluss und freies Volumen über die Prognosefrist lediglich der oberste, größte Speicher Ottenstein herangezogen. Da dieser den größten Nutzinhalt und das größte direkte Einzugsgebiet der drei Speicher besitzt, ist diese Annahme für den Hochwasserfall plausibel. Die freien Speichervolumina der beiden kleineren Speicher spielen nur bei Nieder- und Mittelwasser eine Rolle. Der Zufluss zum Speicher Ottenstein über die Prognosefrist wird durch das hydrologische Abflussmodell bereitgestellt. Er geht daher als eine von der Betriebsweise unabhängige Größe in das Optimierungsmodell ein. Für das freie Speichervolumen stellt sich die Situation, auch bei Betrachtung eines einzelnen Speichers, anders dar. Das freie Speichervolumen über die Prognosefrist ist nicht nur abhängig vom Speicherinhalt am Beginn des Ereignisses und dem Zufluss während des Ereignisses, sondern auch von der Wassermenge, die aus dem Speicher über die betrachtete Periode abgegeben wird. Hier besteht immer noch eine Kopplung zwischen dem Kriterium "freies Volumen" und der Entscheidungsvariable "Abgabe". Diese zeitliche Kopplung wird aufgelöst, indem zur Berechnung des freien Speichervolumens über die Prognosefrist die Abgabe aus dem Speicher als über die Prognosefrist konstant angenommen wird.

5.3.3 Steuerungsregeln

Neben der Systemformulierung sind die Steuerungsregeln das Ergebnis des iterativen Entwicklungsprozesses mit dem Kraftwerksbetreiber. Grundsätzlich sind die Regeln so beschaffen, dass ein eventuell freies Speichervolumen zur Reduktion des Hochwasserscheitels genutzt wird und Hochwässer in den Speichern womöglich zurückgehalten werden, um die Speicher aufzustauen. Acht Regeln wurden gewählt, die sich entsprechend den wichtigsten Betriebsituationen in vier Gruppen gliedern: Schönwetterregeln; Freies-Volumen-Regel; Vorabsenkregeln; und Schlechtwetterregeln (Tabelle 5.2).

Ist der prognostizierte Zufluss klein, besteht kein Handlungsbedarf. Die rechnerische Abgabe aus der Speicherkette bleibt deshalb über die Prognosefrist unverändert (Schönwetterregel R1) bzw. wird auf den Zufluss erhöht (Schönwetterregel R2). Sind größere Zuflüsse prognostiziert, aber das freie Speichervolumen innerhalb der Prognosefrist relativ groß, kann ebenfalls die Abgabe belassen werden (Freies-Volumen-Regel R3), da zu erwarten ist, dass mit der aktuellen Abgabe die Hochwasserwelle vollständig in der Speicherkette aufgefangen werden kann. Fällt das freie Speichervolumen innerhalb der Prognosefrist unter einen definierten Wert, wird – wenn möglich – vorabgesenkt (Vorabsenkregel R4 und R5). Die Vorabsenkung hat den Zweck, freies Speichervolumen zur Reduktion der Hochwasserwelle zu schaffen. Die Maximalabgabe für die Vorabsenkung wird allerdings wegen der Möglichkeit einer Fehlprognose beschränkt. Sie orientiert sich in diesem Fall an dem für den Unterlauf des Kamp kritischen Durchfluss ($30 \text{ m}^3/\text{s}$). Steigt der prognostizierte Zufluss zu den Speichern über diesen kritischen Wert, gilt im Modell generell die Vorschrift, dass die Abgabe nicht größer ist als der Zulauf. Dies ist insofern eine wichtige Bedingung als dadurch die Kraftwerkskette die Hochwassersituation rechnerisch nicht verschärft. In der Schlechtwetterregel R6 wird sodann versucht, die zulaufende Welle in den Speichern aufzufangen.

Die Regeln R1 bis R6 beziehen sich auf den Nieder- und Mittelwasserfall sowie auf Hochwässer mit relativ geringen Zuflussvolumina, bei denen die Abgabe aus der gesamten Kampkette vom untersten Kraftwerk Thurnberg/Wegscheid bestimmt wird. Um die Wasserbilanz der gesamten Speicherkette simulieren zu können, müssen auch die Abgaben in Ottenstein und Dobra festgelegt werden. Diese werden näherungsweise auf die Abgabe in Thurnberg gesetzt.

Im Falle von hohen prognostizierten Zuflüssen und geringem freien Volumen wird die Turbinenabgabe sowie die Klappen- bzw. Schützenbewegung in Ottenstein bzw. Thurnberg direkt optimiert. Die Optimierungsaufgabe dazu lautet: Gesucht wird unter Ausnutzen der vollen Turbinenleistung die größtmögliche Klappen- bzw. Schützenhebung, sodass das Stauziel während des Ereignisses womöglich nicht überschritten wird, der Speicher nach dem Ereignis möglichst voll ist und zu keiner Zeit mehr abgegeben wird als zuläuft. Die größtmögliche Klappen- bzw. Schützenhebung ist gleichbedeutend mit der kleinstmöglichen Abgabe aus dem Speicher. Ziel der Optimierung ist also die größtmögliche Reduktion der Abgabe über das Wehr, ohne dass die genannten Bedingungen verletzt werden, wodurch die zulaufende Welle wenn möglich in den Speichern zurückgehalten wird. Für den Aufstau am Ende des Ereignisses wird im Modell eine Zielkote festgelegt, die - angelehnt an die bisherige Praxis - unter dem Stauziel liegt, um gegebenenfalls nachfolgende Zuflussanstiege auffangen zu können. Die optimale Klappen- bzw. Schützenbewegung wird durch einen Suchalgorithmus bestimmt, der mehrere vorab definierte Hebungsvarianten heranzieht, die sich in der Hebungsgeschwindigkeit (einschließlich Null) unterscheiden (Schlechtwetterregel R8). Wenn bei keiner der vordefinierten Hebungsvarianten die oben angeführten Bedingungen, das Stauziel über die Prognosefrist und die Zielkote am Ende des Ereignisses nicht zu überschreiten, erfüllt werden, erfolgt eine Klappen- bzw. Schützensenkung, sodass die Abgabe gleich dem Zulauf ist, also der Stauspiegel gehalten wird (Schlechtwetterregel R7). Die zwei Klappen in Ottenstein und die drei Schützen in Thurnberg werden im Optimierungsmodell jeweils in gleicher Weise gesteuert.

Im Optimierungsmodell sind für die Kriterien in Tab. 5.2 Zahlenwerte bzw. Kombinationen von Zahlenwerten hinterlegt. Beispielsweise stellt sich die Schönwetterregel R1 unter Verwendung von Zahlenwerten folgendermaßen dar: WENN der prognostizierte Zufluss zum Speicher Ottenstein kleiner als $18 \text{ m}^3/\text{s}$ ist UND das freie Speichervolumen in Ottenstein innerhalb der Prognosefrist 6 Mio. m^3 nicht unterschreitet, DANN soll die Abgabe aus der Speicherkette unverändert bleiben. Um ein Oszillieren zwischen aufeinanderfolgenden Regeln zu vermeiden, wird eine Hysterese innerhalb eines definierten Übergangsbereiches zwischen den Regeln formuliert. Das heißt, zusätzlich zu den Kriterien hängt das Umschalten auf eine andere Regel davon ab, welche Regel im vorangegangenen Zeitschritt zur Anwendung kam. So kann entsprechend der bisherigen Praxis der unterschiedlichen Steuerung im Bereich des Anstieges und des Auslaufes von Hochwassererwellen Rechnung getragen werden, auch wenn die Werte für die Kriterien identisch sind. Dieser regelbasierte Ansatz liefert, wie andere Methoden der Simulation, eine quasi-optimale Lösung. Implizit erfolgt eine

Optimierung der Betriebsweise bei allen Regeln, da die Bewirtschaftungsziele und -vorgaben gemäß der bisherigen Praxis in die Steuerungsregeln eingeflossen sind.

Tab. 5.2 Regeln zur Steuerung der Kraftwerkskette. (*) Bei den Regeln R7 und R8 werden Steuerungsvarianten optimiert, sodass die zulässigen Staukoten nicht überschritten werden und die Speicher nach dem Ereignis möglichst voll sind.

Regeltyp	Kriterium		Regel Nr.	Entscheidung/Maßnahme
	Zufluss	freies Vol.		
Schönwetter	klein	groß	R1	kein Handlungsbedarf, Abgabe unverändert
		rel. klein	R2	Abgabe = Max(Zufluss, bestehende Abgabe)
Freies Volumen	---	groß	R3	kein Handlungsbedarf, Abgabe unverändert
Vorabsenkung	<30m ³ /s	groß	R4	Geringe Vorabsenkung
		klein	R5	Starke Vorabsenkung
Schlechtwetter	<150m ³ /s	rel. groß	R6	Auffangen der Welle im Speicher (Aufstau) bis zur zulässigen Kote
Schlechtwetter	>150m ³ /s	---	R7	Abgabe = Zufluss (Steuerung der Turbinen oder Klappen/Schützen), sodass Speicherstand konstant (*)
		---	R8	Aufspiegelung im Speicher (Abgabe < Zufluss) durch Belassen oder Heben der Klappen/Schützen (*)

5.3.4 Prognoseunsicherheit

Das Optimierungsproblem zur Steuerung der Verschlussorgane im Hochwasserfall (R7 und R8) ist unter Annahme einer perfekten Prognose (Prognosefehler innerhalb der Prognosefrist gleich null) eindeutig lösbar. Es existiert eine optimale Betriebsweise, die sowohl die Hochwasserscheitel größtmöglich reduziert als auch die Speicher nach dem Ereignis möglichst voll lässt. Da Zuflussprognosen jedoch immer fehlerbehaftet (d.h. unsicher) sind, müssen zusätzliche Überlegungen angestellt werden. Es ist denkbar, dass bei einer Überschätzung der zukünftigen Zulaufwelle die Speicher nach Ende des Ereignisses nicht gefüllt sind bzw. bei einer Unterschätzung der zukünftigen Zulaufwelle die maximalen Staukoten überschritten werden. Um diesem Umstand Rechnung zu tragen, wird die Unsicherheit des prognostizierten Zuflusses berücksichtigt, indem die rechnerische Zuflussganglinie um einen Prognosefehler erhöht bzw. vermindert wird. Es wird angenommen, dass dieser Prognosefehler in den ersten

2 Stunden $\pm 10\%$ beträgt und mit fortschreitender Prognosefrist zunimmt auf $\pm 80\%$ bei 48 Stunden Prognosefrist. Diese Werte wurden auf Basis von Fehlerauswertungen des hydrologischen Modells unter Verwendung von Niederschlagsprognosen (Blöschl et al., 2007) gewählt.

5.4 WIRKUNGSWEISE DES OPTIMIERUNGSMODELLS

5.4.1 Szenarien

Die Abbildungen 5.5 bis 5.7 zeigen Beispiele der Szenarienrechnungen für den Speicher Ottenstein und den unterliegenden Speicher Thurnberg mit dem endgültigen Regelsatz. Die Darstellungen in dieser Form werden als Basis für die Diskussion mit dem Betreiber verwendet. Eingetragen in das Diagramm sind jeweils die Speicherstände und die Lage der Oberkanten der Klappen bzw. Schützen in Meter Seehöhe (oben). Liegt der Wasserstand im Speicher oberhalb der Oberkante der Klappen bzw. Schützen, wird Wasser über das Wehr abgegeben. Dazu ist der Verlauf der simulierten Regeln (Tab. 5.2) eingezeichnet (Mitte) sowie der Zulauf zum Speicher Ottenstein und die Abgabe aus dem Speicher Ottenstein und Thurnberg (unten).

Unter Annahme der Kenntnis der innerhalb der nächsten 48 Stunden zufließenden Welle simuliert das Modell in allen drei Szenarien eine Vorabsenkung bis zu maximal $30\text{ m}^3/\text{s}$ (Regeln R4 und R5). Der Wasserspiegel im Speicher Ottenstein fällt wegen der Vorabsenkung. In Thurnberg müssen schon bei Erhöhung der Abgabe auf $30\text{ m}^3/\text{s}$ die Schützen gesenkt und Wasser über das Wehr abgegeben werden, da die Turbinenkapazität mit $16,5\text{ m}^3/\text{s}$ begrenzt ist. Im Szenario in Abb. 5.5 simuliert das Modell, dass die Abgabe aus dem Speicher bei $30\text{ m}^3/\text{s}$ belassen wird, da die Hochwasserwelle im Speicher Ottenstein aufgefangen werden kann (Regel R6). In Abb. 5.5 sind die Regeln für Ottenstein und Thurnberg gleich.

Den Szenarien in Abbildung 5.6 und 5.7 liegen größere Zuflüsse zu Grunde. Hier wird bei einem weiteren Anstieg der Hochwasserwelle die Turbinenabgabe und die Klappen- bzw. Schützenbewegung optimiert (Regeln R7 und R8). Vorerst wird die Abgabe gleich Zufluss gewählt, um den Stauspiegel konstant zu halten. Bei $100\text{ m}^3/\text{s}$, das entspricht der maximalen Turbinenkapazität, wird versucht, die Abgabe aus Ottenstein zu begrenzen ohne Wasser über das Wehr abgeben zu müssen. Im Szenario in Abb. 5.6 mit einem maximalen Zufluss von $250\text{ m}^3/\text{s}$ gelingt dies auch und die Hochwasserwelle kann gekappt werden. Im Szenario in Abb. 5.7 steigt hingegen der Zufluss weiter an und deshalb müssen im Modell auch in Ottenstein die Klappen gelegt werden. Die Zacken im Regelverlauf zwischen den Regeln R7 und R8 und die unruhige Ganglinie der Abgabe in diesem Bereich haben ihren Grund im angesetzten Prognosefehler. In diesem Szenario wird ein negativer Prognosefehler angenommen. In den Abb. 5.6 und 5.7 ist weiters die Zeitverzögerung zwischen Ottenstein und dem unterliegenden Speicher Thurnberg zu sehen. Diese wird durch das Rückhaltevermögen des dazwischen liegenden Speichers Dobra verstärkt.

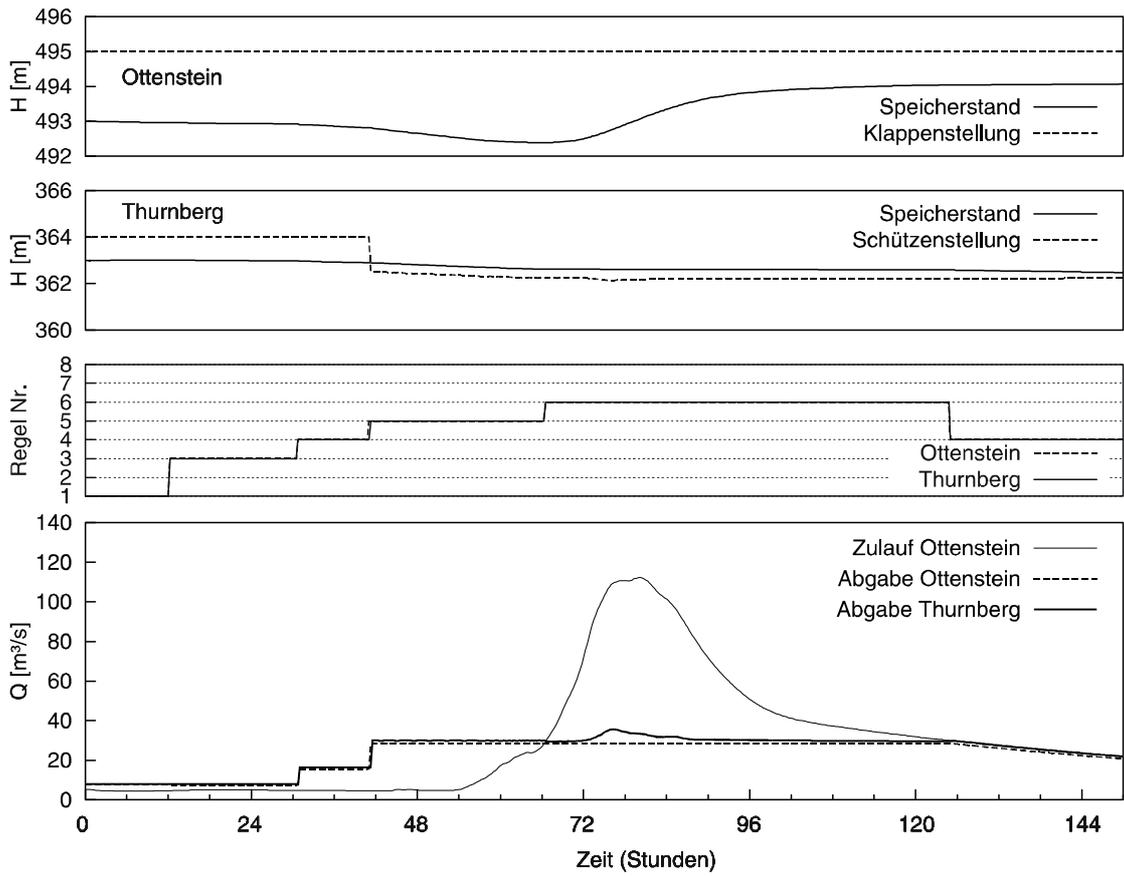


Abb. 5.5 Szenarienrechnung für die Speicher Ottenstein und Thurnberg (kleines Hochwasser).

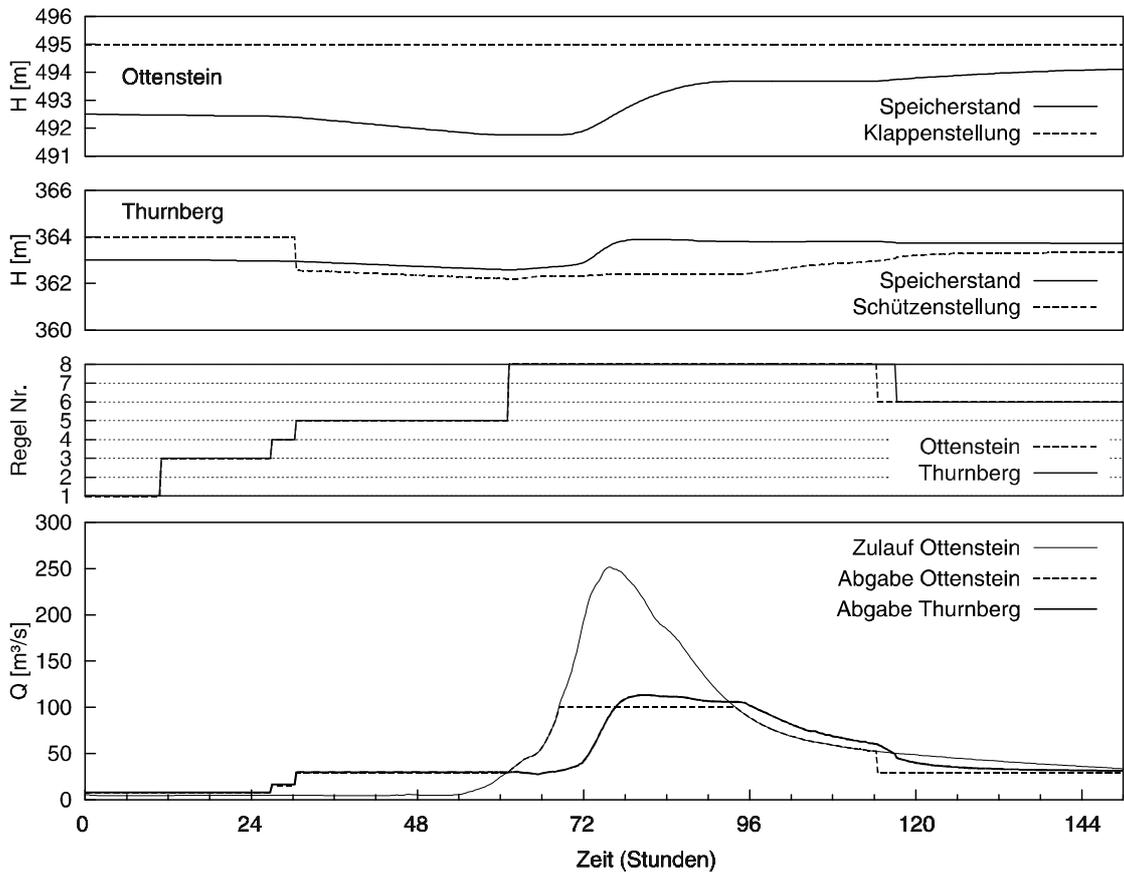


Abb. 5.6 Szenarienrechnung für die Speicher Ottenstein und Thurnberg (mittleres Hochwasser).

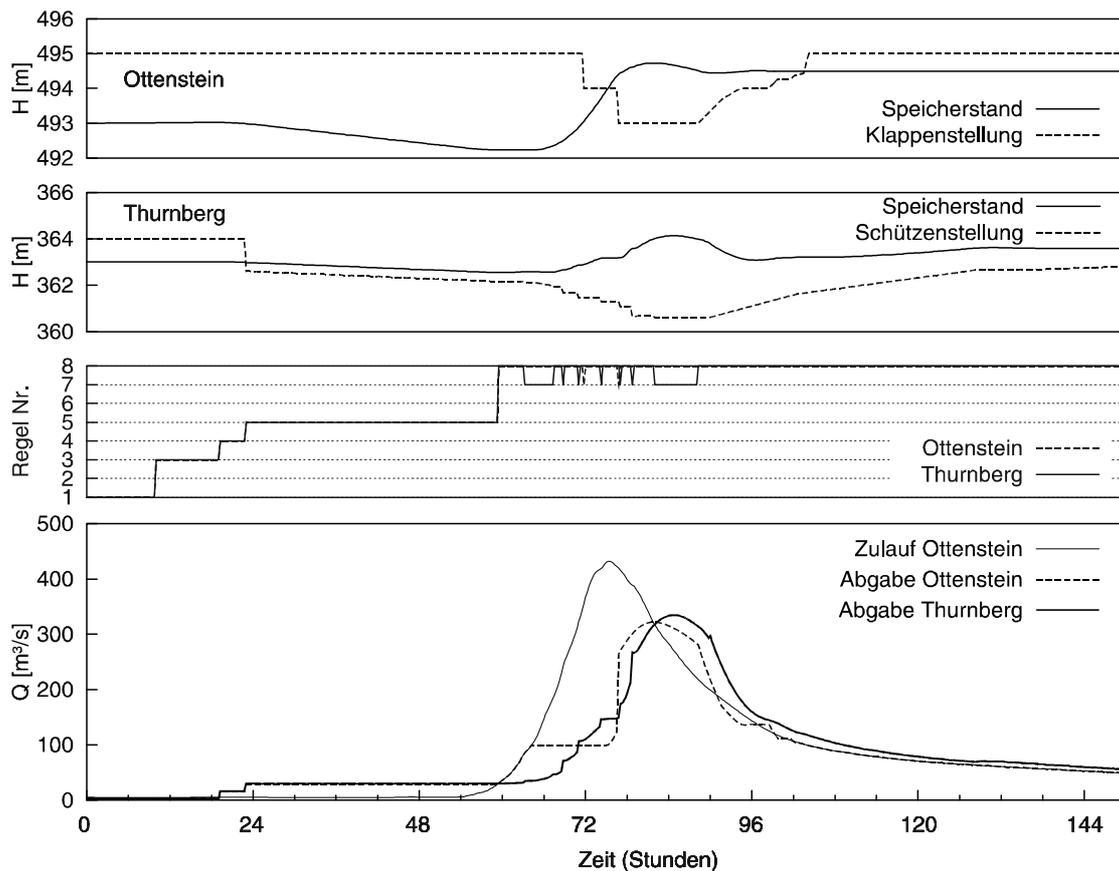


Abb. 5.7 Szenarienrechnung für die Speicher Ottenstein und Thurnberg (großes Hochwasser).

5.4.2 Wirkung des Prognosefehlers

Im Zuge von Testrechnungen wird die Wirkung von verschiedenen angesetzten Prognosefehlern analysiert. Insbesondere wird die Bedeutung des Vorzeichens des Fehlers untersucht. Abbildung 5.8 zeigt dazu ein Beispiel eines Hochwasserszenarios für den Speicher Ottenstein. Am Beginn des Ereignisses ist die Betriebsweise gleich. Erst in der Phase der Klappenbewegung, also im Hochwasserfall, werden die Unterschiede erkennbar. Wird ein negativer Fehler angesetzt, das heißt die Hochwasserwelle wird unterschätzt, wird im Modell mit der Klappensenkung zugewartet. Da die tatsächlich auftretende Zuflussmenge größer ist als die prognostizierte Zuflussmenge, müssen, als das Ausmaß der Hochwasserspitze im Verlauf des Ereignisses ersichtlich wird, die Klappen sehr rasch und stark gesenkt werden. Dies führt in diesem Bereich zu steilen Anstiegen in der Abgabe aus dem Speicher. Bei Annahme eines positiven Fehlers, das heißt die Hochwasserwelle wird überschätzt, wird hingegen schon früher im Modell mit der Klappensenkung begonnen. Die Absenkung kann moderater erfolgen, und es setzt die natürliche Seeretention ein, wodurch es zu weniger steilen Anstiegen und einer Reduktion der Abflussmenge im Bereich des Scheitels kommt. Wie erwartet ist zu erkennen, dass bei Annahme eines positiven Fehlers der Hochwasserscheitel stärker reduziert wird, bei Annahme eines negativen Fehlers hingegen der Speicherstand am Ende des Ereignisses höher ist.

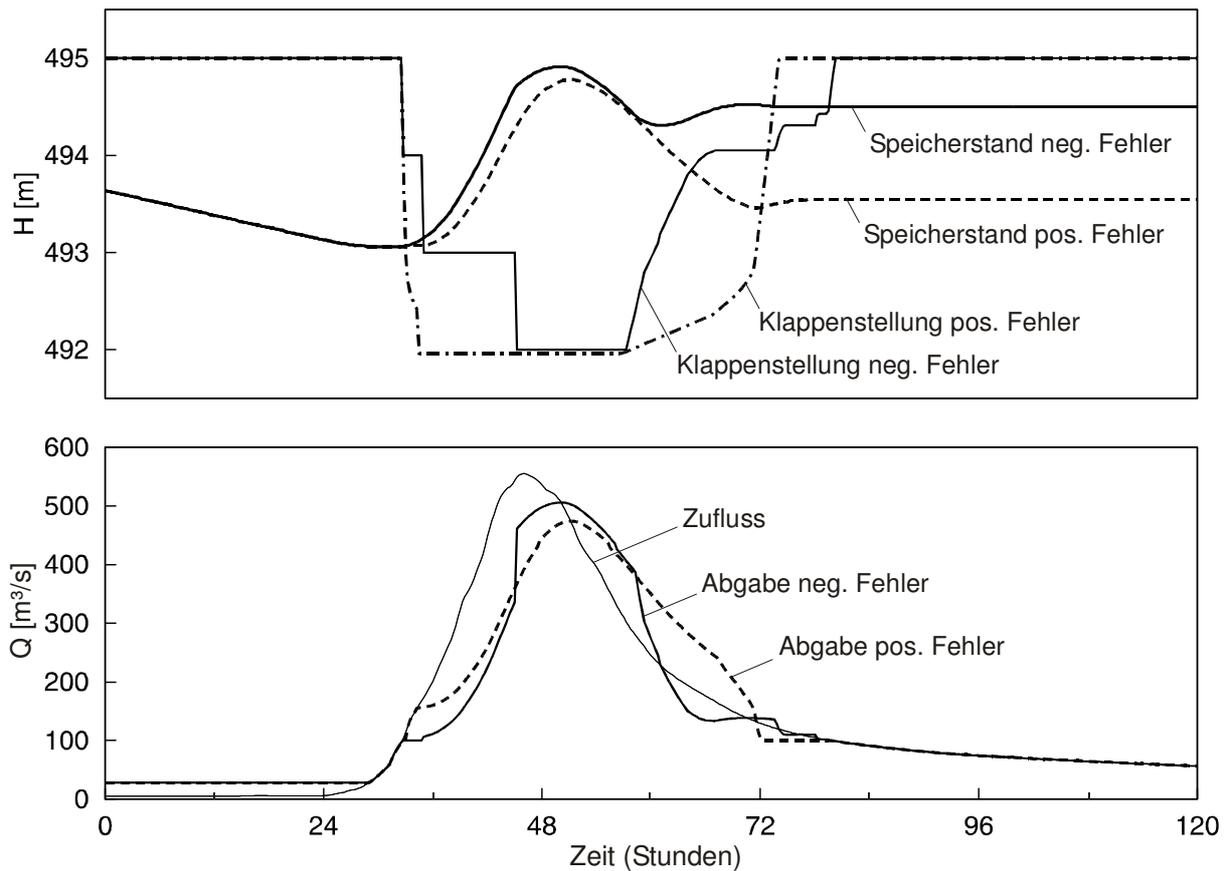


Abb. 5.8 Auswirkungen des Prognosefehlers am Beispiel des Speichers Ottenstein für ein großes hypothetisches Hochwasser.

Die Wirkung unterschiedlich großer Prognosefehler ist in Abbildung 5.9 für das Szenario aus Abbildung 5.8 dargestellt. Auf der x-Achse ist jeweils die Größe des angesetzten Fehlers aufgetragen, ausgedrückt durch ein Vielfaches des in Abb. 5.8 verwendeten Fehlers (Multiplikationsfaktor α). Ein α von -1 bzw. +1 steht für den Fehler, mit welchem im Szenario in Abb. 5.8 gerechnet wird. Bei $\alpha = +1$ ist beispielsweise der Prognosefehler in den ersten 2 Stunden +10 % und bei 48 Stunden +80 %. $\alpha = -2$ bzw. +2 steht für den 2-fachen Fehler etc.

Abb. 5.9 links zeigt den simulierten Hochwasserscheitel der Abgabe Q_s . Bei einem Fehler gleich null, das heißt bei einer perfekten Prognose, kann im Zuge der Optimierung der geringste Scheitel der Abgabe bzw. die größte Scheitelreduktion im Bezug zum Zuflussscheitel erreicht werden. Je größer der negative Fehler angesetzt wird, desto größer wird der Scheitel der Abgabe simuliert. Das heißt, je stärker die zulaufende Welle unterschätzt wird, desto geringer sind die Möglichkeiten, den Scheitel zu reduzieren. Ein gewisses Maß der natürlichen Seeretention bleibt aber auch bei großen Fehlern erhalten. Setzt man einen positiven Fehler an, ist der Scheitel der Abgabe in der Simulation nur geringfügig größer als der minimale und nahezu unabhängig von der Größe des Fehlers. Dies hat den Grund, dass im diesem Fall eine völlige Absenkung der Klappen simuliert wird (vgl. Abb. 5.8 oben: Klappen bei Kote von ca. 492m völlig gesenkt). Die Abgabe wird nicht mehr gesteuert

bzw. mit der Hebung wird zugewartet, und die Scheitelreduktion ist ab diesem Zeitpunkt die Folge der natürlichen Seeretention.

Abb. 5.9 rechts zeigt den simulierten Speicherstand H nach dem Ereignis. Ist der Fehler negativ, ist der Aufstau bis zur definierten Zielkote durch die Optimierung möglich, und zwar bei diesem Szenario unabhängig von der Größe des Fehlers. Die Steuerung der Klappen wird auf eine Zuflusswelle optimiert, die mit großer Wahrscheinlichkeit kleiner ist als die tatsächlich zulaufende Welle. Dadurch ist der Speicher nach dem Ereignis bei diesem Szenario immer gefüllt. Wie erwähnt, ist die Zielkote jedoch nicht gleich dem Stauziel. Wird der Fehler dagegen positiv angesetzt, bleibt der Speicherstand nach dem Ereignis unter der Zielkote. Je größer der angesetzte positive Fehler ist, desto niedriger ist der Stauspiegel nach dem Ereignis. Ab einem 3-fachen Fehler ($\alpha > 3$) ist kein Unterschied mehr festzustellen. Dies liegt wie oben daran, dass die Klappen bei starker Überschätzung des Zulaufes in diesem Szenario völlig abgesenkt und danach für längere Zeit gesenkt gelassen werden müssen. Der Wasserspiegel nach dem Ereignis stellt sich entsprechend der zulaufenden Welle ein.

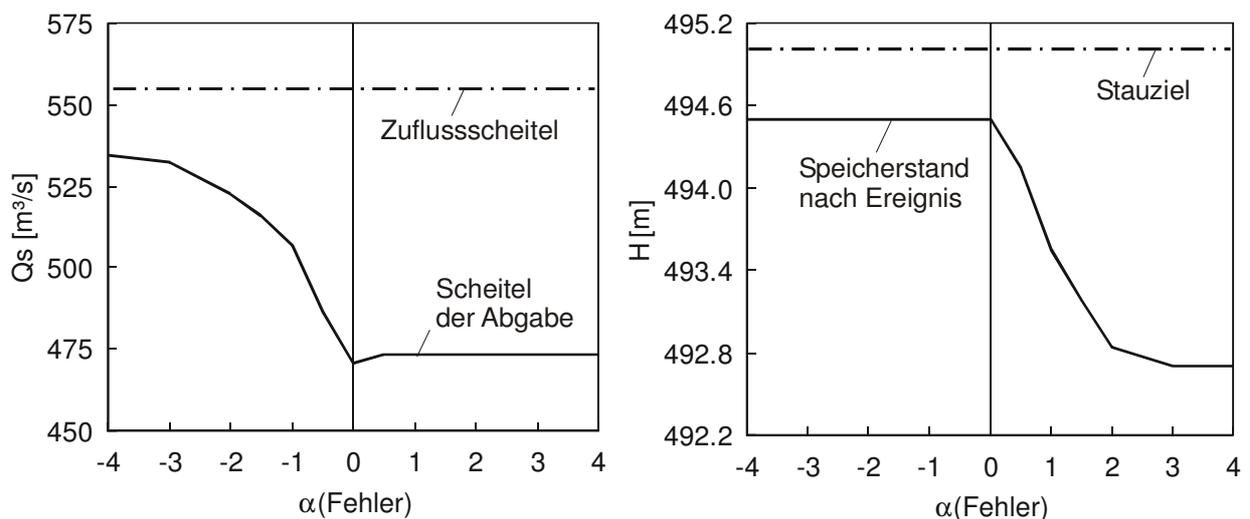


Abb. 5.9 Auswirkung des Fehlers der Zuflussprognose, ausgedrückt durch den Multiplikationsfaktor α , auf die konkurrierenden Ziele: abgegebener Hochwasserscheitel Q_s möglichst klein (links) und simulierter Speicherstand nach dem Ereignis H möglichst groß (rechts). Beispiel für das Szenario aus Abb. 5.8.

Die Darstellung in Abb. 5.9 zeigt deutlich die Gegenläufigkeit der beiden konkurrierenden Ziele – Speicher nach Hochwasserereignis möglichst voll bzw. möglichst große Reduktion des Hochwasserscheitels – wenn die Unsicherheit der Prognosen berücksichtigt wird. Das Vorzeichen des angesetzten Prognosefehlers bestimmt, welchen der beiden Ziele mehr Gewicht zugemessen wird. Ein negativer Fehler bedeutet, dass die tatsächlich auftretende Zuflusswelle mit großer Sicherheit größer ist als die Prognose und der Speicher nach dem Ereignis voraussichtlich voll sein wird. Dies ist aus energiewirtschaftlicher Sicht günstig. Ein positiver Fehler bedeutet, dass die tatsächlich auftretende Zuflusswelle mit großer Sicherheit

kleiner ist als die Prognose und der Hochwasserscheitel größtmöglich reduziert wird. Dies ist hinsichtlich Zivilschutz günstig. Für eine konkrete Anwendung des Optimierungsmodells ist es notwendig, vorab das Vorzeichen des Fehlers festzulegen. Die Entscheidung über das Vorzeichen des angesetzten Fehlers ist nach den vorrangigen Zielen und Prioritäten der Bewirtschaftung zu treffen. Diese Gegenläufigkeit wird hier im Prinzip anhand eines speziellen Szenarios gezeigt. Bei anderen Szenarien ändert sich das Ausmaß der Wirkung, die Gegenläufigkeit bleibt jedoch in ähnlicher Weise bestehen.

5.4.3 Aufgetretene Hochwasserereignisse

Zum Test des Optimierungsmodells werden auch für mehrere aufgetretenen Ereignisse Simulationen durchgeführt und mit der tatsächlich durchgeführten Betriebsweise verglichen. Ein negativer Fehler mit $\alpha = -1$ wird in den hier dargestellten Beispielen angesetzt. Abbildung 5.10 zeigt ein großes Hochwasserereignis für den Speicher Ottenstein. Eingetragen ist der beobachtete Zulauf, der aus den Speicherstandsänderungen rückgerechnet wurde (unten), sowie zum Vergleich der beobachtete Speicherstand und die Klappenstellung in der Form wie tatsächlich während des Ereignisses gesteuert wurde (oben). In den Diagrammen ist eine gute Übereinstimmung zwischen der simulierten und der tatsächlich durchgeführten Steuerung erkennbar. Lediglich am Beginn des Ereignisses schlägt das Modell im Gegensatz zur tatsächlich durchgeführten Betriebsweise ein Kappen der ersten Welle vor, wodurch der simulierte Stauspiegel ansteigt. Dieser Unterschied ergibt sich daraus, dass für das Modell eine Zuflussprognose verfügbar ist, die anzeigt, dass das prognostizierte Zuflussvolumen im Speicher Ottenstein aufgefangen werden kann. Die weitere Simulation ist der tatsächlichen Betriebsweise sehr ähnlich, sowohl bezüglich der Klappenbewegung (oben) als auch bezüglich der Gesamtabgabe aus dem Speicher Ottenstein (unten).

Als zweites Beispiel zeigt Abbildung 5.11 ein kleineres Ereignis. Der Zufluss zum Speicher wurde aus den Oberliegerpegeldaten zuzüglich dem im Niederschlag-Abfluss-Modell berechneten Zufluss aus dem Zwischeneinzugsgebiet ermittelt. Aufgrund der Annahme einer Zuflussprognose für 48 Stunden im Voraus simuliert das Modell eine leichte Vorabsenkung im Speicher Ottenstein, die im tatsächlichen Betrieb nicht durchgeführt wurde (oben). Simuliert wird daraufhin in Übereinstimmung mit der Beobachtung, dass die Hochwasserwelle im Speicher aufgefangen werden kann, ohne dass Wasser über das Wehr abgegeben werden muss (Klappen vollständig gehoben). Bei dieser geringen Ereignisgröße hängt die Wasserführung zwischen den drei Kraftwerken in der Praxis von anderen Einflussgrößen wie rein betrieblichen Vorgaben (z.B. dem Strompreis) ab und bei der Steuerung des obersten Speichers Ottenstein gibt es viel Flexibilität. Dementsprechend wurde im tatsächlichen Betrieb keine Vorabsenkung in Ottenstein vorgenommen (oben) und die Erhöhung der Abgabe aus dem untersten Speicher Thurnberg erfolgte im Vergleich zur Simulation später (unten). Im weiteren Verlauf des Ereignisses wird die Abgabe in Thurnberg in Übereinstimmung mit der Beobachtung als konstant simuliert. Die Hochwasserwelle kann in den Speichern aufgefangen werden und der Speicher Ottenstein wird aufgestaut (oben).

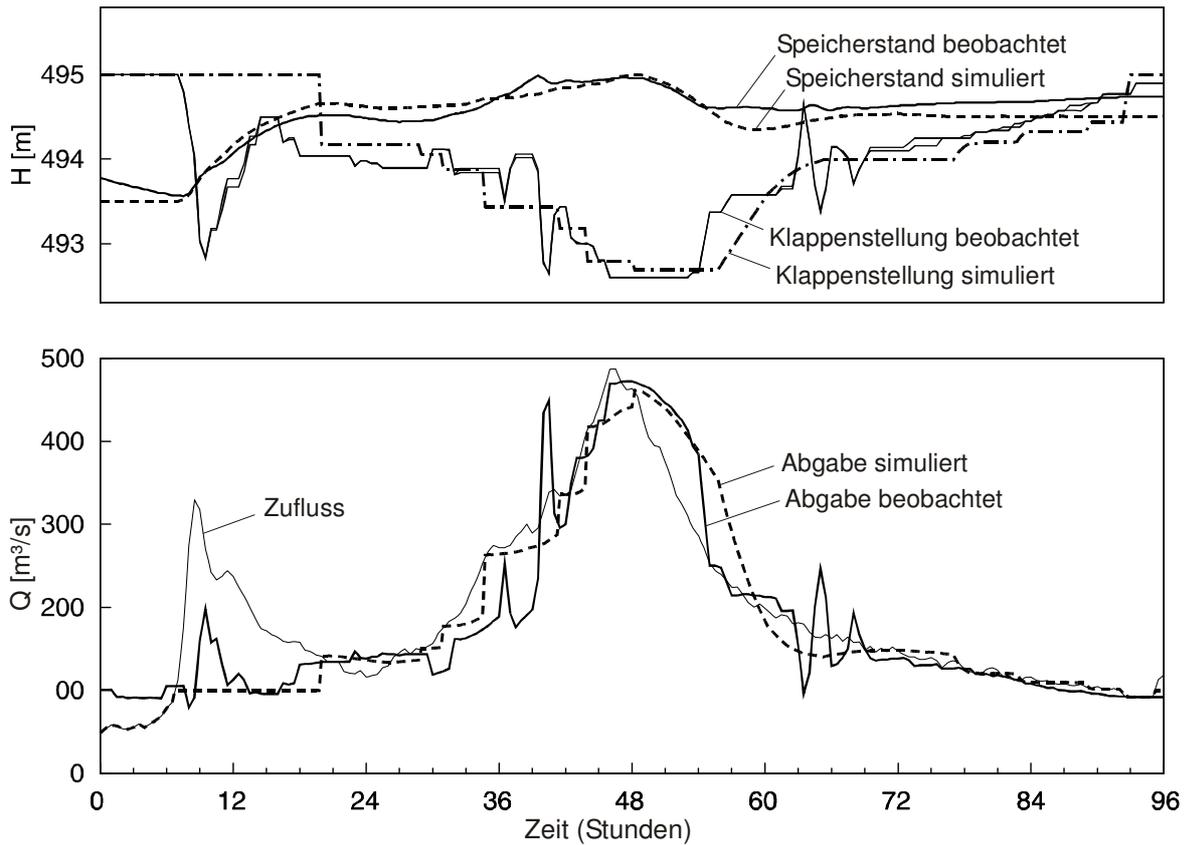


Abb. 5.10 Test des Optimierungsmodells: Simulation von Klappenstellung, Speicherstand und Abgabe des Speichers Ottenstein für ein aufgetretenes großes Hochwasserereignis.

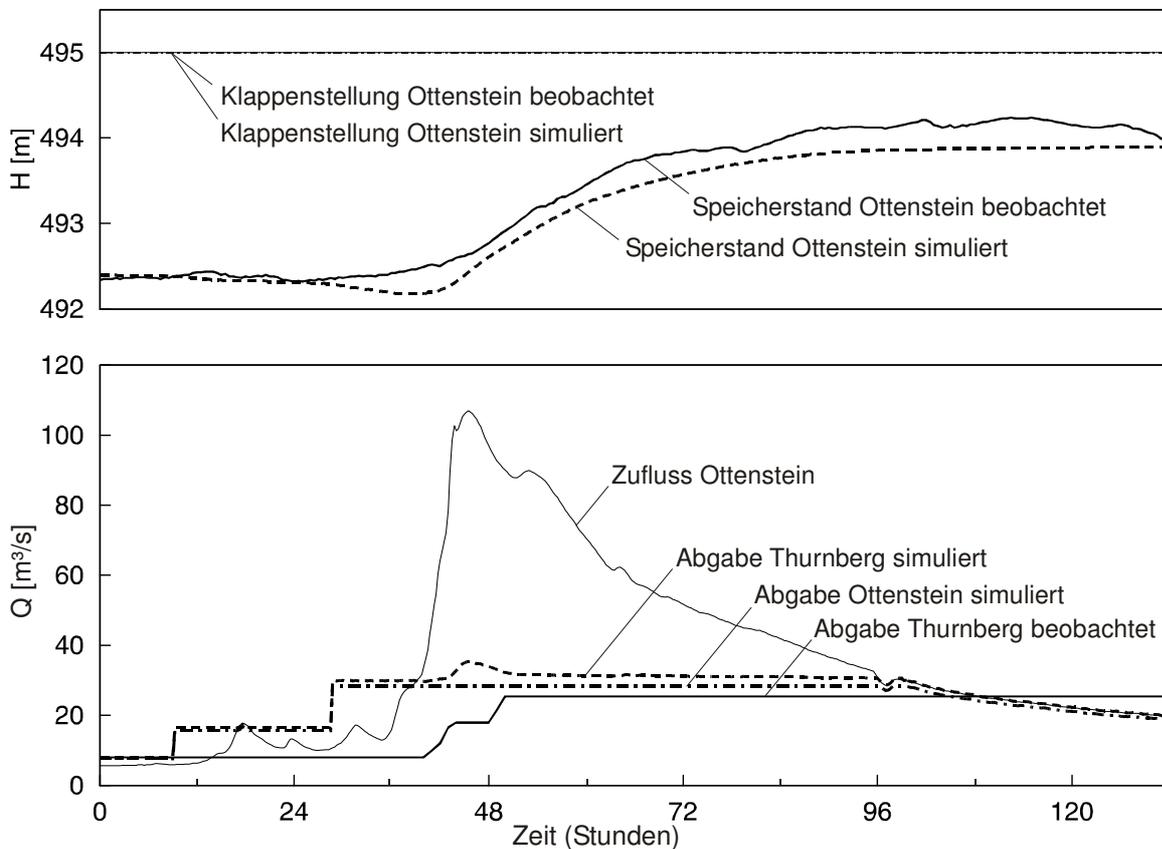


Abb. 5.11 Test des Optimierungsmodells: Simulation von Klappenstellung, Speicherstand und Abgabe des Speichers Ottenstein und der Abgabe Thurnberg für ein kleines Hochwasserereignis.

5.5 ZUSAMMENFASSUNG

Im vorliegenden Kapitel wird ein Ansatz zur Steuerung des Betriebs von wasserwirtschaftlichen Speichern im Hochwasserfall vorgestellt und am Beispiel der Kraftwerkskette Kamp dargestellt. Auf Basis der prognostizierten Zuflüsse zu den drei Speichern Ottenstein, Dobra und Thurnberg berechnet der Ansatz quasi-optimale Werte der Wasserführung der Speicherkette, wie z.B. Speicherstände, Wehrverschlussstellungen, Turbinendurchflüsse, und somit die Gesamtabgabe.

Es wird ein regelbasierter Ansatz zur Berechnung der zukünftigen Steuerung der Speicher formuliert. Der regelbasierte Ansatz erlaubt es, auch nicht quantitativ vorliegende Informationen in die Optimierung einzubeziehen. Acht Regeln wurden gewählt, die sich entsprechend den wichtigsten Betriebssituationen in vier Gruppen gliedern: Schönwetterregeln; Freies-Volumen-Regel; Vorabsenksregeln; und Schlechtwetterregeln. Die Regeln beinhalten die Bewirtschaftungsziele im Hochwasserfall. Die Regeln wurden unter Einbeziehung des Betreibers in einem iterativen Prozess angeeignet an die bisher praktizierte Betriebsführung sowie an die Einschätzung des Betreibers bei hypothetischen Szenarien. Das heißt, das Modell emuliert die typische Handlungsweise eines Betriebsführers. Die Einbeziehung des Betreibers wird als besonders notwendig erachtet, um in die Modellentwicklung die gesamte Bandbreite an Erfahrungen aus der täglichen Betriebsführung sowie die gute Kenntnis des Systemverhaltens einfließen zu lassen. Außerdem erhöht die aktive Einbindung des Betreibers das Vertrauen in das Modell und erleichtert die Interpretation der Ergebnisse. Damit kann das Modell besser für den Betrieb der Speicher im Hochwasserfall genutzt werden. Da das Modell im operationellen Betrieb eingesetzt wird, werden spezielle Anforderungen an die Robustheit des Modells gestellt. Es muss bei allen denkbaren Situationen in kurzer Rechenzeit stabile, robuste Lösungen liefern und extrapolierbar sein. Diese Eigenschaften wurden durch eine Reduktion der Nichtlinearitäten des System, durch eine geeignete mathematische Abstraktion der Regeln und durch Verwendung hysteretischer Beziehungen im Modell erreicht.

Das Simulationsmodell basiert auf Echtzeitprognosen des Zulaufs zum Speichersystem und dem sich daraus entwickelnden Verlauf des freien Speichervolumens über die Prognosefrist. Eine nach allen Bewirtschaftungszielen optimale Betriebsweise kann nur gefunden werden, wenn die Prognosen perfekt sind. Da im Hochwasserfall jedoch mit Unsicherheiten in der Zuflussprognose zu rechnen ist, wird explizit ein Fehler der Zuflussprognose in die Optimierung einbezogen. Die Wahl des Vorzeichen des Fehlers bestimmt, welcher Steuerungsstrategie gefolgt wird. Ein negativer Fehler bedeutet, dass die tatsächlich auftretende Zuflusswelle mit großer Sicherheit größer ist als die Prognose und der Speicher nach dem Ereignis voraussichtlich voll sein wird. Dies ist aus energiewirtschaftlicher Sicht günstig. Ein positiver Fehler bedeutet, dass die tatsächlich auftretende Zuflusswelle mit großer Sicherheit kleiner ist als die Prognose und der Hochwasserscheitel größtmöglich reduziert wird. Dies ist hinsichtlich Zivilschutz günstig. Es handelt sich also um zwei konkurrierende

Ziele in der Speicherbewirtschaftung. Die Entscheidung über Vorzeichen des angesetzten Fehlers ist nach den vorrangigen Zielen und Prioritäten der Bewirtschaftung zu treffen.

Das Modell wurde ausführlich getestet. Für eine große Zahl hypothetischer Szenarien stimmt das Modellverhalten mit der von den Betreibern als sinnvoll angesehenen Betriebsführung überein. Für die bisher aufgetretenen Hochwasserereignisse stimmt das Modellverhalten gut mit der tatsächlich durchgeführten Betriebsführung überein.

Das Optimierungsmodell wird in dieser Form seit dem Frühjahr 2006 zur operationellen Hochwasservorhersage am Kamp eingesetzt. Der Schwerpunkt des Interesses liegt dabei auf der zukünftigen Abgabe aus der Speicherkette. Diese dient als Eingangsgröße der Hochwasserverprognose für die Flussstrecken unterhalb der Speicherkette. Das Optimierungsmodell bietet die Möglichkeit, aufgrund der automatischen und raschen Berechnung eine große Anzahl von Simulationen in kurzer Zeit durchzuführen. Dies erlaubt die Durchführung von Ensembleprognosen. Ensembleprognosen sind zahlreiche Hochwasservorhersagen, die insgesamt den Streubereich der Unsicherheiten der Vorhersagen abdecken sollen. Außerdem kann das Optimierungsmodell im Hochwasserfall als Entscheidungshilfe für den Betrieb der wirtschaftlichen Speicher genutzt werden. Auswirkungen der gesetzten oder prognostizierten Maßnahmen auf die Speicherbewirtschaftung oder auch auf die Abflusssituation unterhalb der Kraftwerkskette sind im Modellergebnis sichtbar. Neben dem operationellen Betrieb kann das Optimierungsmodell schließlich auch offline in einem Simulationsmodus verwendet werden. Dies bietet die Möglichkeit des Trainings des Betreiberpersonals anhand von Szenarien unterschiedlicher meteorologischer und hydrologischer Situationen.

Kapitel 6

Schlussfolgerungen

Ziel dieser Arbeit ist die Identifikation von Struktur und Parameter eines detaillierten Abflussmodells durch Kombination von unterschiedlichen Daten und Informationen quantitativer und qualitativer Natur. Die Daten und Informationen

- unterscheiden sich voneinander,
- bringen einander ergänzende Informationen ein,
- stammen aus unterschiedlichen Quellen und
- unterscheiden sich in Hinblick auf die Voraussetzungen, Annahmen und Einflussfaktoren.

Der verschiedenartige Informationsgehalt in den einzelnen Quellen wird in einer schrittweisen, inkrementellen und teilweise auch iterativen Vorgangsweise genutzt, sodass ausgehend von *a priori* Schätzungen eine Einengung der Bandbreite und Reduktion der Unschärfe durch die in jedem weiteren Schritt zusätzlich Eingang findenden Informationen erfolgt. Getroffene Annahmen werden durch die Beschreibung des gleichen Phänomens anhand verschiedenartiger Daten abgesichert und verdichtet. Damit wird eine genauere Beschreibung von Situationen möglich, die nicht im Eichdatensatz abgebildet sind. Im Fall der Hochwasservorhersage betrifft dies vor allem die Extrapolierbarkeit auf große Ereignisse. Unterschiedliche Entstehungsbedingungen bezüglich Vorfeuchte und Überregnung können gänzlich unterschiedliche Größenordnungen von Abflüssen hervorrufen. Weiters kann sich das Wellenablaufverhalten im Gerinne, etwa durch Ausuferung bei großen Durchflüssen ändern. Schließlich können bezüglich Form und Volumen verschieden große Zuflüsse zu wasserwirtschaftlichen Speichern auftreten, die zu unterschiedlichen Abgaben des Speichersystems und folglich zu unterschiedlichen Belastungen des Unterliegersystems führen. Derartige Situationen sollen mit dem vorliegenden Konzept erfasst werden. Die Umsetzung dieses Konzeptes wird am Beispiel der Modellkomponenten des Hochwasservorhersagesystems am Kamp beschrieben.

Die erste Modellkomponente beschreibt die Abflussbildung und Abflusskonzentration im Gebiet. Für diese Komponente wird ein kontinuierliches Modell herangezogen, das auf Rasterbasis die Bodenfeuchte bilanziert. In Kapitel 2 wird eine systematische Vorgangsweise der Identifikation der Vielzahl der Parameter für jedes Rasterelement vorgestellt, die aus fünf Schritten besteht: Im ersten Schritt werden hydrologisch ähnlich reagierende Teilflächen (Hydrotope) identifiziert und *a priori* Parameterwerte gesetzt. Dies erfolgt anhand von digitalen Karten, Parameterwerten in der Literatur, Voranalysen von beobachteten Abflussganglinien und Grundwasserganglinien sowie Feldbegehungen und Gesprächen mit Ortskundigen. Im zweiten Schritt erfolgt eine Feinabstimmung der räumlichen Muster durch spektrale Entmischung. In diesem Schritt wird angenommen, dass die Differenzen zwischen

Beobachtung und Simulation vor allem auf die relativen Flächenanteile der Hydrotöpfe in jedem Einzugsgebiet zurückzuführen sind. Einzelne Pixel werden einem anderen Hydrotopf zugeordnet, bis die spektrale Charakteristik der simulierten Ganglinie derer der Beobachtungen entspricht. Im dritten Schritt erfolgt eine Feinabstimmung der Parameter, indem die vorabgeschätzten Parameter in einem physikalisch vertretbaren Rahmen variiert werden (Parametereichung). Im vierten Schritt erfolgt eine Feinabstimmung der Modellstruktur auf die spezielle hydrologische Situation im Kampgebiet. Im fünften Schritt wird schließlich eine Plausibilitätskontrolle der simulierten räumlichen Muster durchgeführt.

Die zweite Komponente ist ein Modell zur Beschreibung des Wellenablaufs in den Flussstrecken, welche die Teilgebiete verbinden. Die Schwierigkeit liegt hier besonders darin, dass es sich um kleine Gebiete handelt, bei denen die seitlichen Zuflüsse groß sein können im Vergleich zum Durchfluss im Hauptgerinne. Für eine derartige Situation stellt Kapitel 3 eine Methode zur Bestimmung der Parameter des Wellenablaufmodells vor, die ebenfalls aus fünf Schritten besteht: In einem ersten Schritt werden *a priori* Parameter auf Basis von Topographie, Luftbildern, Ausuferungsmarken und Begehungen abgeschätzt. Im zweiten Schritt werden Abflussdaten von konvektiven und durch den Kraftwerksbetrieb ausgelösten Ereignissen analysiert, bei denen in den direkten Einzugsgebieten der Flussstrecken kein oder nur geringer Niederschlag fiel. Im dritten Schritt wird das Wellenablaufmodell an Ergebnisse von hydrodynamischen Modellen für Szenarien unterschiedlicher Größenordnungen angeeicht. Im vierten Schritt werden die verschiedenen Informationen kombiniert unter Einbeziehung von Expertenwissen bzw. -einschätzung. Im fünften Schritt werden schließlich die Wellenablaufparameter feinabgestimmt unter Verwendung von zusätzlichen Ereignissen in den beobachteten Datenreihen, bei denen die mitunter großen seitlichen Zuflüsse über ein Niederschlag-Abflussmodell abgeschätzt werden.

In Kapitel 4 wird das Modell im Zuge des Identifikationsprozesses plausibilisiert. Aufbauend auf dem „Dominant Processes Concept“ werden drei Ereignistypen unterschieden: Schneebeeinflusste Ereignisse, konvektive Ereignisse und advective Ereignisse. Bei den unterschiedlichen Ereignistypen und Ereignisphasen werden jeweils unterschiedliche Teilprozesse und Mechanismen dominant für die Größenordnung und Dynamik der an den Pegeln beobachteten Abflussganglinien. Bei stark durchfeuchteten Böden, wie nach der Schneeschmelze, tragen zwar große Teile des Gebietes zum Abfluss bei, jedoch dominieren die langsameren Abflusskomponenten aus den tieferen Bodenschichten. Beim konvektiven Typ reagiert nur ein geringer Teil des Gebietes; es sind dies vor allem die Teilflächen mit geringen Speichereigenschaften, wie die versiegelten Flächen, steilen Gräben oder Sättigungsflächen. Es dominiert die rasche Abflusskomponente. Beim advectiven Typ werden durch die großräumige und lange Überregnung die Böden im gesamten Gebiet aufgesättigt. Je nach Ereignisphase tragen hier unterschiedliche Teilflächen zum Abfluss bei, und unterschiedliche Prozesse werden dominant. Am Beginn bestimmt die Aufsättigung der Böden und die hohen Anfangsverluste die Abflussentstehung; regnet es nach Aufsättigung der Böden weiter, kommt es zu einem sprunghaften Anstieg in den Abflussbeiwerten und damit

Abflussganglinien. Zusätzlich wird eine saisonale Analyse durchgeführt, in der die Prozesse auf einer längeren zeitlichen Skala betrachtet werden. Diese differenzierte Betrachtung erleichtert die Identifikation und Plausibilisierung des Modells, da bei den unterschiedlichen Ereignistypen jeweils unterschiedliche Modellgleichungen maßgebend werden.

Das fünfte Kapitel befasst sich mit dem Fall, bei dem sich eine wasserwirtschaftliche Speicherkette im Flussgebiet befindet. Das Einzugsgebiet liefert den Input in die Speicherkette, und umgekehrt liefert die Speicherkette einen Input in andere Teilgebiete, die durch das hydrologische Modell beschrieben werden. Kapitel 5 stellt eine Methode vor, das hydrologische Verhalten der Speicherkette zu beschreiben. Der Ansatz ist als regelbasiertes Simulationsmodell formuliert, um auch nicht quantitativ vorliegende Informationen einzubeziehen. Die Berechnung der zukünftigen Steuerung der Verschlussorgane (Turbinen, Hochwasserentlastung) erfolgt nach Regeln, die unter Einbeziehung des Betreibers in einem iterativen Prozess entwickelt wurden. In den Regeln sind die Bewirtschaftungsziele des Betreibers aus der bisherigen Praxis implizit enthalten. Zu den Zielen zählen insbesondere die beiden konkurrierenden Bedingungen der Speicherfüllung am Ende des Ereignisses und der größtmöglichen Reduktion des Hochwasserscheitels. Szenarienrechnungen werden durchgeführt, um die Funktionsweise des Modells zu zeigen.

Im Gegensatz zur Eichung eines vorgegebenen Modells anhand zahlreicher Simulationen und Minimierung einer Zielfunktion besteht die Grundidee der vorgestellten Vorgangsweise in einer detaillierten hydrologischen Interpretation und Argumentation der Konzeptionen. Im Vordergrund steht hier das Verstehen der Abläufe und das Prozessverständnis, welches aus dem Abfluss allein nicht abgeleitet werden kann. Der Eichvorgang erfolgt daher nicht automatisch, sondern manuell/visuell anhand einer Suche nach Indizien und Belegen für das Gelingen und Nicht-Gelingen der Nachbildung eines konkreten Ereignisses. Die Vorgangsweise erfordert einen großen Arbeitsaufwand. Dieser Einsatz wird aber als notwendig erachtet, um die Modellstruktur und Modellparameter in einer plausiblen Weise zu identifizieren und damit zuverlässige Modellaussagen bei unterschiedlichen Situationen zu erhalten.

7. Literatur

- Ahmad, S. und S. Simonovic (2000) System Dynamics Modeling of reservoir operations for flood management. *J. of Computing in Civil Engineering* **14**(3), 190-198.
- Anderson, M.G. und T.P. Burt (Eds.) (1990) Process studies in Hillslope Hydrology, 539 Seiten, John Wiley, Hoboken, N.J..
- Beck, M.B. (1987) Water quality modeling: a review of the analysis of uncertainty. *Water Resour. Res.* **23**(8), 1393-1442.
- Becker, A. (1976) Simulation of nonlinear flow systems by combining linear models. IAHS Publ. 116, 135-142.
- Becker, A. und Z.W. Kundzewicz (1987) Nonlinear flood routing with multilinear models. *Water Resour. Res.* **23**, 1043-1048.
- Bellman, R. E. (1957) Dynamic Programming. Princeton University Press, Princeton, N.J..
- Bergström, S. (1976) Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. Dept. of Water Resour. Engineering, Lund Inst of Technol./Univ. of Lund, Bull. Ser. A, No. 52. 134pp.
- Beven, K. (1989) Changing ideas in hydrology - the case of physically based models, *J. Hydrol.* **105**, 157-172.
- Beven, K. (2001) How far can we go in distributed hydrological modelling? *Hydrology and Earth System Sciences* **5**(1), 1-12.
- Blöschl, G., R. Kirnbauer und D. Gutknecht (1991) Distributed snowmelt simulations in an Alpine catchment. 1. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. *Water Resour. Res.* **27**(12), 3171-3179.
- Blöschl, G. (2001) Scaling in hydrology. *Hydrological Processes* **15**, 709-711.
- Blöschl, G. (2005a) Rainfall-runoff modeling of ungauged catchments. Article 133 in: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, M. G. Anderson (Managing Editor), J. Wiley & Sons, Chichester, 2061-2080.
- Blöschl, G. (2005b) Statistical upscaling and downscaling in hydrology. Article 9 in: *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, M. G. Anderson (Managing Editor), J. Wiley & Sons, Chichester, 135-154.
- Blöschl, G., Ch. Reszler und J. Komma (2007) Operationelle Hochwasservorhersage im Kampgebiet. *Wasserwirtschaft* **97**(5), 10-15.

- Blöschl, G., R. Merz, Ch. Reszler, J. Komma und J. Parajka (2007) Modellierung von Hochwasser in alpinen Regionen. Proc. 1. Departmentkongress zu Bautechnik und Naturgefahren, Boku Wien.
- Bowles, D.S., J.D. Mathias, S.S. Chauhan und J.D. Countryman (2004) Reservoir Release Forecast Model for Flood Operation of the Folsom Project Including Pre-Releases. Proceedings of the 2004 USSD Annual Lecture, St. Louis, MO, March 2004.
- Dooge, J.C.I. (1973) Linear Theory of Hydrologic Systems. Agricultural Research Service, Tech. Bull. No. 1468, USDA, Washington, DC.
- Dooge, J.C.I., W.G. Strupczewski und J.J. Napiorkowski (1982) Hydrodynamic derivation of storage parameters of the Muskingum model. *J. Hydrology* **54**, 371-387.
- Duan, Q., J. Schaake, V. Andréassian, S. Franks, G. Goteti, H.V. Gupta, Y.M. Gusev, F. Habets, A. Hall, L. Hay, T. Hogue, M. Huang, G. Leavesley, X. Liang, O.N. Nasonova, J. Noilhan, L. Oudin, S. Sorooshian, T. Wagener, E.F. Wood (2006) Model Parameter Experiment (MOPEX). An overview of science strategy and major results from the second and third workshops. *J. Hydrology* **320**(1-2), Special Issue.
- Dunne, T (1983) Relation of field studies and modelling in the prediction of storm runoff. *J. Hydrology* **65**, 25-48.
- DVWK (1996) Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen, DVWK-Merkblätter, Heft 238, Bonn.
- Fink, M.H., Grünweis, F.M und Wrbka T. (1989) Kartierung ausgewählter Kulturlandschaften Österreichs. Monographien des Umweltbundesamtes Bd. 11. Umweltbundesamt, Wien.
- Flügel, W-A. (1995) Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. *Hydrological Processes* **9**, 423-436.
- Georgakakos, A. P. (1993) Operational Trade-Offs in Reservoir Control. *Water Resour. Res.* **29**(11), 3801-3819.
- Grayson, R.B. und G. Blöschl (Eds) (2000a) Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 404 Seiten.
- Grayson, R.B. und G. Blöschl (2000b) Summary of Pattern Comparison and Concluding Remarks. Chapter 14 in: R. Grayson and G. Blöschl (Eds.) Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 355-367.
- Grayson, R., G. Blöschl, A. Western und T. McMahon (2002) Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response. *Adv. in Water Resources* **25**, 1313-1334.

- Güntner, A., J. Seibert und S. Uhlenbrook (2004) Modeling spatial patterns of saturated areas: An evaluation of different terrain indices, *Water Resour. Res.* **40**, W05114, doi:10.1029/2003WR002864.
- Gutknecht, D. (1991) On the development of "applicable" models for flood forecasting. In: v.d. Ven et al., eds: Hydrology for the Water Management of Large River Basins. IAHS Publ. No. 201, 337-345.
- Gutknecht, D. (1993) Grundphänomene hydrologischer Prozesse. Zürcher Geographische Schriften, 53, ETH Zürich, 25-38.
- Gutknecht, D. (1994) Extremhochwässer in kleinen Einzugsgebieten. *Österr. Wasser- und Abfallwirtschaft* **46**, Heft 3/4, 50-57.
- Gutknecht, D. (1996) Abflüßentstehung an Hängen - Beobachtungen und Konzeptionen. *Österr. Wasser- und Abfallwirtschaft* **48**, Heft 5/6, 134-144.
- Gutknecht, D. und R. Kirnbauer, (1996) Abflüßentstehung – Einflußfaktoren und Konzeption. In Markert, B. (Hg.): Wasser im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. Festschrift Prof. G. Peschke, IHI-Schriften Heft 6, Internationales Hochschulinstitut Zittau, 1996, 182-191.
- Gutknecht, D., Ch. Reszler und G. Blöschl (2002) Das Katastrophenhochwasser vom 7. August 2002 am Kamp – eine erste Einschätzung. *Elektrotechnik und Informationstechnik* **119**(12), 411-413.
- Gutknecht, D., G. Blöschl, Ch. Reszler und H. Heindl (2006) Ein "Mehr-Standbeine" Ansatz zur Ermittlung von Bemessungshochwässern kleiner Auftretenswahrscheinlichkeit. *Österr. Wasser und Abfallwirtschaft* **58**., Heft 3-4, 44-50.
- Gutknecht, D., W. Kugi und F. Nobilis (1997) Flood forecasting model for the alpine drainage basin of the River Drau in Austria. In: *Destructive Water: Water-Caused Natural Disasters-Their Abatement and Control* (Proc. conference at Anaheim, California, June 1996). IAHS Publ. 239, 211-216.
- Haiden, T., A. Kann, G. Pistotnik, K. Stadlbacher, M. Steinheimer, F. Wimmer und C. Wittmann (2006) Integrated Nowcasting through Comprehensive Analysis (INCA) - System overview. ZAMG report, 40 Seiten. http://www.zamg.ac.at/fix/INCA_system.doc. Stand: Mai 2007.
- Jordan, F., J.-L. Boillat, J. Dubois und A. Schleiss (2005) Real-time management by preventive operations on multiple alpine hydropower schemes. Proceedings of 31th IAHR Congress, Seoul 2005, 3235 - 3245.
- Kamran, H.S., D. Goodrich, D. Myers und S. Sorooshian (2003) Spatial characteristics of thunderstorm rainfall fields and their relation to runoff. *J. Hydrology* **271**, 1-21

- Karbowski, A., K. Malinowski und E. Niewiadomska-Szynkiewicz (2005) A hybrid analytic/rule-based approach to reservoir system management during flood. *Decision Support Systems* **38**, 599-610.
- Keefer, T.N. und S. McQuivey (1974) Multiple Linearization Flow Routing Model. *J. Hydraul. Div. ASCE* **100**(7), 1031-1046.
- Komma, J. und M. Hausmann (2003) Hydrodynamische Untersuchung des Hochwasserereignisses vom August 2002 an Zwettl und oberem Kamp. Große Projektarbeit am Institut für Wasserbau und Ingenieurhydrologie, TU Wien.
- Koussis, A. D. (1978) Theoretical estimation of flood routing parameters. *J. Hydraul. Div. ASCE* **104**(1), 109-115.
- Koussis, A.D. und B.J. Osborne (1986) A Note on Nonlinear Storage Routing. *Water Resour. Res.* **22**(13), 2111-2113.
- Krzysztofowicz, R. und L. Duckstein (1979) Preference Criterion for Flood Control Under Uncertainty. *Water Resour. Res.* **15**(3), 513-520.
- Labadie, J. W. (2004) Optimal Operation of Multireservoir Systems: State-of-the-Art Review. *J. of Water Resour. Planning and Management* **130**(2), 93-111.
- Laurenson, E.M. (1964) A catchment storage model for runoff routing. *J. Hydrology* **2**, 141-163.
- Leavesley, G. H. (1973) A Mountain Watershed Simulation Model: Fort Collins, Colorado, Colorado State University, Ph. D. dissertation, 174pp.
- Löhmannsröben, R. (2002) Die Bedeutung des Bodens im Zusammenhang mit der hydrologischen Regionalisierung. In Gutknecht, D. (Hg.): Niederschlag-Abfluss Modellierung. Simulation und Prognose. Wiener Mitteilungen Wasser-Abwasser-Gewässer, Band 164. Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft Technische Universität Wien, September 2002, 201-213.
- Lohr, H. (2001) Simulation, Bewertung und Optimierung von Betriebsregeln für wasserwirtschaftliche Speichersysteme. Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Wasserwirtschaft, Technische Universität Darmstadt, Heft 118, 2001.
- Loukas, A. und M.C. Quick (1996) Spatial and temporal distribution of storm precipitation in southwestern British Columbia. *J. Hydrology* **174**, 37-56.
- Malone, T.A. und I. Cordery (1989) An assessment of network models in flood forecasting. New directions of surface water modelling, Proc. Baltimore Symposium, ed. M.L. Kavvas, IAHS Publ. 181, 114-124.

- Markart G., B. Kohl, B. Sotier, T. Schauer, G. Bunza und R. Stern (2004) Provisorische Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflussbeiwertes auf alpinen Boden-/Vegetationseinheiten bei konvektiven Starkregen (Version 1.0). Bundesamt und Forschungszentrum für Wald (BFW) Dokumentation, Nr.3.
- McDonnell, J.J. (1990) A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Research* **26**(11), 2821-2832.
- Merz, R. und G. Blöschl (2002) Marktüberblick und Beispiele – Software für die NA-Modellierung. Wiener Mitteilungen, Wasser-Abwasser-Gewässer, Band 164. Niederschlag-Abfluss Modellierung - Simulation und Prognose, Institut für Hydraulik, TU Wien, 223-242.
- Merz, R. und G. Blöschl (2003) A process typology of regional floods. *Water Resources Research* **39**(12), 1340. doi:10.1029/2002WR001952,2003.
- Merz, R., G. Blöschl und J. Parajka (2006) Raum-zeitliche Variabilität von Ereignisabflussbeiwerten in Österreich. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* **50**, H. 1, 2-6.
- Mitkova, V., P. Pekarova, P. Miklanek und J. Pekar (2005) Analysis of flood propagation changes in the Kienstock-Bratislava reach of the Danube River. *Hydrol. Sci. J.* **50**(4), 655-668.
- Montanari, L., M. Sivapalan und A. Montanari (2006) Investigation of dominant hydrological processes in a tropical catchment in a monsoonal climate via the downward approach. *Hydrol. Earth Syst. Sciences* **10**, 769-782.
- Naef, F., S. Scherrer und C. Zurbrügg (1998) Grosse Hochwasser – Unterschiedliche Reaktionen von Niederschlägen. Hydrologischer Atlas der Schweiz HADES, Blatt 5.7.
- Nash, J.E. (1957) The form of the instantaneous Unit Hydrograph. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ.* **45**(3), 114-121.
- Nujic, M. (1998) Praktischer Einsatz eines hochgenauen Verfahrens für die Berechnung von tiefengemittelten Strömungen. Mitteilungen des Instituts für Wasserwesen, Universität der Bundeswehr München, Heft 62.
- O'Connor, K.M. (1976) A discrete linear cascade model for hydrology. *J. Hydrology* **29**, 203-242.
- Onda, Y., Y. Komatsu, M. Tsujimura und J.-I. Fujihara (2001) The role of subsurface runoff through bedrock on storm flow generation. *Hydrological Processes* **15**, 1693-1706. DOI: 10.1002/hyp.234.
- Palmer, R. (2000) Task Committee report on shared vision modeling in water resources planning. Proceedings, 26th annual ASCE Water Resources Planning and Management Conf., Minneapolis.

- Parajka J., R. Merz und G. Blöschl (2005a) Regionale Wasserbilanzkomponenten für Österreich auf Tagesbasis. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft* **57**, H 3-4, 43-56.
- Parajka J., R. Merz und G. Blöschl (2005b) A comparison of regionalisation methods for catchment model parameters. *Hydrol. Earth Systems Sci.* **9**, 157-171. SRef-ID: 1607-7938/hess/2005-9-157.
- Perumal, M. (1994) Multilinear discrete cascade model for channel routing. *J. Hydrology* **158**, 135-150.
- Peschke, G., C. Etzenberg, G. Müller, J. Töpfer und S. Zimmermann (1999) Das wissenschaftsbasierte System FLAB – Ein Instrument zur rechnergestützten Bestimmung von Landschaftseinheiten mit gleicher Abflussbildung. IHI-Schr. 10, Int. Hochschulinstitut Zittau, Deutschland.
- Ponce, V. M. und V. Yevjevich (1978) Muskingum-Cunge Method with variable parameters. *J. Hydraul. Div. ASCE* **104**(12), 1663-1667.
- Postrihac, M. und D. Gutknecht (1985) Analyse großräumiger Niederschläge – Fallstudien. In: Planung und Betrieb wasserwirtschaftlicher Maßnahmen (1. Wissenschaftliche Tagung „Hydrologie und Wasserwirtschaft“). Inst. f. Hydrologie und Wasserwirtschaft, Karlsruhe, A.4-1 – A.4-9.
- Refsgaard, J. Ch. (2000) Towards a Formal Approach to Calibration and Validation of Models Using Spatial Data. Chapter 13 in: R. Grayson and G. Blöschl (Eds.) *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 329-354.
- Reihan, A. und O. Kovalenko (2001) Experience of an application of the HBV model for runoff computation in Estonia. In *Environmental Impact and Water Management in a Catchment Area Perspective*. Proceedings of the Symposium dedicated to the 40th Anniversary of Institute of Environmental Engineering at Tallinn Technical University, Estonia, Tallinn, 24-26 September. Tallinn, 126-134.
- Scherrer, S. und F. Naef (2003) A decision scheme to indicate dominant hydrological flow processes on temperate grassland. *Hydrological Processes* **17**, 391-401. doi: 10.1002/hyp.1131.
- Scherrer, S., N. Demuth und A. Meuser (2002) A procedure for the identification of dominant runoff processes by field investigations to delineate the relevant contributing area for flood modelling. In Spreafico and Weingartner (eds.): *International Conference on Flood Estimation*. Conference Proceedings. CHR/KHR Report II-17, Lelystad, NL, 2002. 219-228.
- Seibert J., und J.J. McDonnell (2002) On the dialog between experimentalist and modeler in catchment hydrology: Use of soft data for multicriteria model calibration. *Water Resources Research* **38**(11), 1241. doi: 10.1029/2001WR000978,2002.

- Simonovic, S. P. (1992) Reservoir systems analysis: closing gap between theory and practice. *J. of Water Resources Planning and Management* **118**(3), 262-280.
- Singh, V. P. (Ed.) (1995) Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 1130 pp.
- Stam, A., K.A. Salewicz und J.E. Aronson (1998) An interactive reservoir management system for Lake Kariba. *European Journal of Operational Research* **107**, 119-136.
- Sui, J. und Koehler, G. (2001) Rain-on-snow induced flood events in Southern Germany. *J. Hydrology* **252**, 205-220.
- Summer, W. (2004) Kampabschnitt Thurnberger Sperre bis Mündung in die Donau – Instationärer Wellenablauf. Studie im Auftrag der EVN-AG.
- Szilagy, J. (2003) State-space discretization of the Kalinin-Milyukov-Nash-Cascade in a sample-data system framework for streamflow forecasting. *J. Hydrol. Eng.* **8**(6), 339-347.
- Szolgay, J. (2004) Multilinear flood routing using variable travel-time discharge relationships on the Hron River. *J. Hydro. Hydromech.* **52**(4), 303-316.
- Szöllösi-Nagy, A. (1982) The discretisation of the continuous linear cascade by means of state-space analysis. *J. Hydrology* **58**, 223-236.
- USACE (2002) HEC-RAS River Analysis System, Hydraulic Reference Manual Version 3.1. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, Davis, California, USA.
- Vikhamar, D. und R. Solberg (2003) Snow-cover mapping in forests by constrained linear spectral unmixing of MODIS data. *Remote Sensing of Environment* **88**(3), 309-323.
- Wagener, T. und McIntyre, N. (2005) Identification of rainfall-runoff models for operational applications. *Hydrological Sciences Journal* **50**(5), 735-751.
- Watkins, D. W., Jr., und D.C. McKinney (1995) Recent developments associated with decision support systems in water resources. *Rev. Geophys.* **33**, suppl., 941-948.
- Werner Consult (2004) 2D-Abflussberechnung am Kamp in Bereich von Dobrasperre bis zur Mündung in die Donau. Studie im Auftrag des Landes NÖ und der EVN-AG.
- Western, A. W., R. B. Grayson, G. Blöschl, G. R. Willgoose und T. A. McMahon (1999) Observed spatial organisation of soil moisture and its relation to terrain indices. *Water Resour. Res.* **35**(3), 797-810.
- Western, A., R. Grayson und G. Blöschl (2002) Scaling of soil moisture: a hydrologic perspective, *Ann. Rev. Earth and Planetary Sci.* **30**, 149–180.
- Wong, T.H.F. und E.M. Laurenson (1984) A model of flood wave speed-discharge characteristics of rivers. *Water Resour. Res.* **20**, 1883-1890.

Wösten, J. H. M. , Ya. A. Pachepsky und W. J. Rawls (2001) Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics, *J. Hydrology* **251**, Issues 3-4, 123-150.

Wurbs, R. A. (1993) Reservoir-System Simulation and Optimization Models. *J. of Water Resour. Planning and Management* **119**(4), 445-472.

Yeh, W. W.-G. (1985) Reservoir Management and Operations Models: A State-of-the-Art Review. *Water Resour. Res.* **21**(12), 1997-1818.