

Großskalige hydrologische Modellierung von Abflusszeitreihen und Hochwasserszenarien im Elbe-Einzugsgebiet

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
DOKTOR-INGENIEURS
von der Fakultät für
Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften

des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT)
genehmigte
DISSERTATION

von
Dipl.-Hyd. Martin Helms
aus Bremen

Tag der mündlichen
Prüfung: 10. Juni 2015

Referent: Prof. Dr.-Ing. Dr.-Ing. E.h. Erich Plate
Korreferent: Prof. Dr.-Ing. Erwin Zehe

Karlsruhe 2015

DOI: 10.5445/IR/1000049118



Dieses Werk ist lizenziert unter einer Creative Commons Namensnennung 3.0 Deutschland Lizenz (CC BY 3.0 DE): <http://creativecommons.org/licenses/by/3.0/de/>

Danksagung

Auf dem Weg zur vorliegenden Dissertation habe ich mit vielen Personen und Institutionen zusammengearbeitet, denen ich an dieser Stelle hierfür danken möchte.

Die Dissertation entstand im Rahmen des DFG-Graduiertenkollegs „Ökologische Wasserwirtschaft“ an der Universität Karlsruhe (TH) und der Verbundprojekte „Morphodynamik der Elbe“ und „Operationelles Hochwassermanagement in großräumigen Extremsituationen am Beispiel der Mittleren Elbe“ (BMBF-Förderkennzeichen 0339566 und 0330698B). Ich danke der Deutschen Forschungsgemeinschaft und dem Bundesministerium für Bildung und Forschung für die Förderung dieser Forschungsaktivitäten.

Mein Dank gilt den Referenten, Herrn Prof. Dr.-Ing. Dr.-Ing. E.h. Erich Plate und Herrn Prof. Dr.-Ing. Erwin Zehe, für die Begutachtung meiner Dissertation sowie für die fachliche Diskussion und wertvolle Anregungen für meine Untersuchungen und die Gestaltung der vorliegenden Dissertation. Zudem danke ich Herrn Prof. Dr.-Ing. Dr. h.c. mult. Franz Nestmann für die Initiierung und Leitung der genannten Verbundprojekte, die mir eine interdisziplinäre und praxisbezogene Anbindung meiner Forschungsarbeiten an der Elbe boten. Für die langjährige Unterstützung meiner Forschungsarbeiten und eine Vielzahl instruktiver Beratungen zur Lösung vielfältiger hydrologischer Probleme im Flussgebiet der Elbe bedanke ich mich besonders bei Herrn Dr.-Ing. Jürgen Ihringer. Besonders danke ich auch Herrn Dr.-Ing. Bruno Büchele für einen intensiven fachlichen Austausch und sein großes Engagement bei der Zusammenführung der interdisziplinären Ergebnisse der genannten Verbundprojekte, die zum Transfer auch meiner Forschungsergebnisse in die wasserwirtschaftliche Praxis an der Elbe maßgeblich beitrugen. Für die Bereitstellung meteorologischer Szenarien danke ich Herrn Dr. Ingo Schlüter. Herrn Dr. Jan Daňhelka, Herrn Dr. Jakub Krejčí und Herrn Dr.-Ing. Robert Mikovec danke ich für ihre Beiträge zur hydrologischen Szenariosimulation im tschechischen Bereich und damit im Gesamteinzugsgebiet der Mittleren Elbe. Darüber hinaus danke ich vielen weiteren Kolleginnen und Kollegen am Institut für Wasser und Gewässerentwicklung sowie in den genannten Verbundprojekten für das angenehme und inspirierende Arbeitsumfeld.

Mein großer Dank gilt schließlich meiner Familie und besonders meiner Frau Natalia für die Rücksichtnahme und Unterstützung beim erfolgreichen Abschluss dieser Arbeit.

Karlsruhe, im August 2015

Martin Helms

Kurzfassung

Wasserwirtschaftliche Planungen und ausgewogene Maßnahmen im Flussgebiet der Elbe erfordern eine umfassende Kenntnis ihres Abflussprozesses und der zugrundeliegenden hydrologischen Prozesse in ihrem Einzugsgebiet. Einen besonderen Stellenwert hat dabei der extreme Hochwasserbereich, dem mit einem rationalen Hochwasserrisikomanagement zu begegnen ist. Wie die extremen Hochwasserereignisse im August 2002 und im Juni 2013 zeigten, können solche Ereignisse vielfältige und spezifische Charakteristiken haben und bisher bekannte Ausmaße übertreffen, woraus entsprechend vielfältige und hohe Anforderungen an das Hochwasserrisikomanagement resultieren. Dabei ergibt sich das Problem, dass diese Ereignisse in beobachteten Abflussreihen begrenzter Länge nur selten auftreten. Dementsprechend sind auch die aus den wenigen beobachteten Ereignissen ableitbaren Kenntnisse begrenzt, was zu Unsicherheiten bei Hochwasserstatistiken und beim operativen Hochwassermanagement im Ereignisfall bzw. dessen Vorbereitung führt. Zur Überwindung dieser Unsicherheiten bedarf es einer begründeten Informationserweiterung. Als besonders aussagekräftig erwies sich dabei in der vorliegenden Arbeit die Erweiterung der bisher verfügbaren „Stichprobe“ extremer Hochwasserereignisse durch simulierte Hochwasserszenarien.

Die Simulation extremer Hochwasserszenarien für die Mittlere Elbe im hochwassergefährdeten Bereich der Stadt Dessau an der Muldemündung sowie im Einzugsgebiet der Mittleren Elbe war Gegenstand des Verbundprojekts „Operationelles Hochwasser-Management in großräumigen Extremsituationen am Beispiel der Mittleren Elbe“ (BMBF-FKZ 0330698B). Das deutsch-tschechische Projekt umfasste Beiträge der Meteorologie, der Hydrologie, der Hydraulik und des Deichmonitorings. In diesem interdisziplinären und flussgebietsbezogenen Rahmen wurde ein hydrologisches Modellsystem für das 17000 km² große Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken mit Schnittstellen zu den Modellen der Projektpartner entwickelt und auf Hochwasserszenarien angewandt.

Das Modellsystem umfasst Module für die wesentlichen hydrologischen Prozesskomplexe zwischen dem räumlich verteilten Niederschlag und dem Abflussprozess an interessierenden Standorten der Elbe und der unteren Mulde. Durch räumliche Interpolation täglicher Niederschlagshöhen und Temperaturen und die Anwendung eines Schneemodells werden der tägliche Gebietsinput und seine räumlichen Verteilungseigenschaften als Eingänge in das System Zwischengebiet erhalten. Am Systemausgang dient ein Wellenablaufmodell für die Elbe und ihre Nebenflüsse zur Übertragung gegebener Abflussganglinien auf weitere Flussstandorte. Auch wird mit diesem Modell die nicht direkt beobachtete tägliche Abflussganglinie des Zwischengebiets aus Pegelreihen abgeleitet.

Mit verfügbaren Eingangs- und Ausgangsgrößen folgt die datengestützte Entwicklung eines Niederschlag-Abfluss-(NA-)Modells für das Zwischengebiet. Dessen flexible Modellstruktur wird gemäß einer anfangs aufgestellten Hypothese über einen deduktiven Ansatz schrittweise aus dem langjährigen und damit vielfältigen hydrologischen Prozessgeschehen im Zwischengebiet selbst abgeleitet. Damit resultiert aus diesem Ansatz eine gebiets- und skalenspezifisch besonders geeignete Modellstruktur, die aus konzeptionellen Speichern, saisonalen Funktionen, Indizes sowie linearen und

nichtlinearen stochastischen Beziehungen aufgebaut ist. Es handelt sich um einen parametersparenden und somit robusten, kontinuierlichen Blockansatz, bei dem in intermittierend auftretenden, mittelgebirgsgeprägten Hochwassersituationen ein ereignisbasiertes Modell unter Berücksichtigung räumlicher Verteilungseigenschaften des Gebietsinputs zugeschaltet wird. Nach einer umfassenden Diagnose stellt das entwickelte NA-Modell eine aufgabengerechte Lösung dar zur kontinuierlichen und bis in den extremen Hochwasserbereich zuverlässigen Simulation täglicher Abflussganglinien an besonders interessierenden Standorten im Bereich der Mittleren Elbe.

Nach der Kopplung des NA-Modells mit dem Wettervorhersagemodell COSMO und dem tschechischen hydrologischen Modellsystem Aqualog wird die gebildete Modellkette anhand des Augusthochwassers 2002 im extremen Hochwasserbereich für das Einzugsgebiet der Mittleren Elbe und dessen Skalenbereich validiert. Damit ist auch bei Hochwasserszenarien, die für dieses Einzugsgebiet ausgehend von realen Hochwasserereignissen (vor allem August 2002) unter veränderten Bedingungen definiert werden, von der zuverlässigen Anwendung der Modellkette auszugehen.

Es werden Szenarien mit gegenüber den realen Hochwasserereignissen vom August 2002 oder Juni 2013 weiter verschärften Hochwassersituationen an der Elbe vorgestellt. Neben deutlich höheren Abflussscheiteln und –füllen sind schnellere Hochwasseranstiege, längere Dauern extremer Abflüsse und problematische raumzeitliche Überlagerungssituationen von Hochwasserwellen möglich. Die simulierten Szenarien liefern, auch wenn sie selbst nicht einer konkreten Auftretenswahrscheinlichkeit zuzuordnen sind, einen wesentlichen Beitrag zur begründeten Entwicklung von Hochwasserstatistiken an der Elbe. Für die Planung von Maßnahmen des operationellen Hochwassermanagements stellen sie gegenüber den real aufgetretenen Ereignissen ein deutlich erweitertes Spektrum möglicher Ausmaße, Verläufe und Zusammenhänge bei extremen Hochwasserereignissen der Elbe dar.

Um die präventive Ableitung flexibler und ausgewogener Strategien des Hochwasserrisikomanagements an der Mittleren Elbe und in ihrem Einzugsgebiet in der Praxis zu unterstützen, wurde ein Szenariokatalog extremer Hochwasserganglinien zur weiteren Nutzung, unter anderem zur hydraulisch-numerischen Simulation an der Mittleren Elbe im Verbundprojekt, bereit gestellt. Das jüngst aufgetretene Junihochwasser 2013 der Elbe, das unterhalb der Saalemündung zuvor nicht beobachtete Ausmaße erreichte, zeigte, dass eine Erweiterung der in der vorliegenden Arbeit erarbeiteten Methoden und Szenarien auf das Saale-Einzugsgebiet anzustreben ist, um entsprechende Aussagen auch für so wichtige Elbestandorte wie Magdeburg, die Havelmündung oder Wittenberge zu treffen.

Abstract

Water resources planning aiming at well-balanced measures in the basin of the Elbe River requires comprehensive knowledge of its flow process and of hydrologic catchment processes on which it is based. In this context, extreme flood events and hence rational flood risk management are of special importance. Like the extreme flood events of August 2002 and June 2013 revealed, such events may have multiple and specific characteristics and may exceed all magnitudes observed until the time of their occurrence. Demands on flood risk management are accordingly high and diverse. Due to the fact that such events are rare, their occurrence frequency in observed flow series of limited length is low. Knowledge to be derived from few observed reference events is thus restricted, resulting in uncertainties in flood statistics and in operational flood management during real events or in its preparation, respectively. To overcome these uncertainties, a well-founded information expansion is required. Present work shows that an expansion of the available sample of observed extreme flood events by simulated flood scenarios is of particular significance.

Simulation of extreme flood scenarios for the Middle Elbe River in the area of the flood-prone city of Dessau at the mouth of the Mulde River as well as in the catchment of the Middle Elbe River was the topic of the joint research project "Operational flood management under large-scale extreme conditions, using the example of the Middle Elbe River" (BMBF-FKZ 0330698B). This German-Czech project contained contributions of meteorology, hydrology, hydraulics and dike monitoring. In this interdisciplinary and river basin-related framework, a hydrologic modelling system with interfaces to the models of the project partners was developed for the intermediate catchment of the Elbe gauges of Dresden and Aken (17000 km²) and applied to flood scenarios.

This modelling system contains modules for the essential hydrologic process complexes between spatially distributed precipitation and the flow process at sites of interest at the Elbe and Lower Mulde Rivers. Using spatial interpolation methods for daily precipitation depths and temperatures and a snow model, daily areal input depths and their spatial distribution characteristics are derived as input variables into the system of the intermediate catchment. At the system output, given hydrographs are routed to sites of interest using a flow-routing model. Furthermore, this model can be used to derive the daily flow series of the intermediate catchment, which cannot directly be observed, from gauge series.

Available input and output variables allow for the data-based development of a precipitation-runoff (PR) model for the intermediate catchment. According to an initially formulated hypothesis with regard to a deductive and stepwise approach, the flexible structure of this model is derived from the long-term and diverse hydrological process characteristics in the catchment itself. The resulting model structure consisting of conceptual reservoirs, periodic functions, indices as well as linear and nonlinear stochastic relationships is thus particularly suitable for the investigated catchment and its scale. It is a parsimonious and thus robust, continuous and lumped model combined with an event-based model in the case of intermittingly occurring flood situations predominantly originating from

the low mountain range area, with the latter model taking into account spatial distribution characteristics of the daily areal input. According to a detailed diagnosis, the developed PR model may be considered as an appropriate solution for a continuous and even for extreme flood events reliable simulation of daily hydrographs at sites of interest in the area of the Middle Elbe River.

After coupling of the PR model with the weather forecast model COSMO and the Czech hydrologic modelling system Aqualog, the resulting model chain was validated for the flood event of August 2002, and hence for the extreme flood range, in the river basin of the Middle Elbe River and its scale range. It can therefore be assumed that flood scenarios, which are derived from real flood events (in particular those of August 2002) under modified conditions, can be reliably simulated using this model chain.

In this study, scenarios with exacerbated flood situations at the Elbe River compared to those of August 2002 and June 2013 are presented. In addition to increased flood peaks and volumes, more rapidly rising limbs of flood hydrographs, longer durations of the exceedance of extreme flow values and problematic spatio-temporal superposition situations of flood waves are found. Even if simulated scenarios cannot be assigned to an occurrence probability, they may essentially contribute to the development of plausible flood statistics for the Elbe River. Furthermore, they provide a significantly expanded spectrum of possible magnitudes, interactions and temporal characteristics of extreme flood events at the Elbe River.

In order to support preventive derivation of flexible and well-balanced strategies of flood risk management at the Middle Elbe River and in its catchment in practice, a scenario set with extreme flood hydrographs has been provided for further use, among others for hydraulic-numerical simulation in the area of the Middle Elbe River in the scope of above mentioned joint research project. The recent extreme flood event of June 2013 with a magnitude that has never been observed before in the Elbe River downstream of the Saale mouth showed that methods and scenarios developed in the present study should be further expanded, among others with the inclusion of the Saale catchment in order to provide corresponding results also for other important sites along the Elbe River, such as Magdeburg, the Havel mouth area or Wittenberge.

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	1
2.	Das Elbeeinzugsgebiet - hydrologische Charakteristik und Wasserwirtschaft	5
2.1.	Geographie und Hydrologie des Elbe-Einzugsgebiets	5
2.2.	Wasserwirtschaftliche Maßnahmen	10
2.3.	Hochwasserstatistik	12
2.4.	Hydrologischer Beitrag zu einem rationalen Hochwasserrisikomanagement am Beispiel der Mittleren Elbe und ihres Einzugsgebiets	18
3.	Großskalige Niederschlag-Abfluss-Simulation – Stand der Forschung und Auswahl von Methoden	23
3.1.	Anforderungen an ein hydrologisches Modell bei der operationellen Niederschlag-Abfluss-Simulation für große Flussgebiete.	23
3.2.	Eigenschaften des Abflussprozesses großer Flussgebiete	24
3.3.	Strategien der großskaligen Niederschlag-Abfluss-Modellierung	25
3.4.	Diagnostische Aspekte bei der Niederschlag-Abfluss-Modellierung	33
3.5.	Entwicklung und Hypothese einer flexiblen Modellstruktur zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung im Zwischengebiet Dresden-Aken	38
3.5.1.	Allgemeine Vorgehensweise	38
3.5.2.	Hypothese zur Struktur des Niederschlag-Abfluss-Modells und zu ihrer Entwicklung	40
4.	Datengrundlage im Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken	49
4.1.	Tägliche Wasserstands- und Abflusszeitreihen	49
4.2.	Zeitreihen meteorologischer Variablen	50
4.3.	Raumbezogene thematische Daten	52
5.	Ermittlung hydrometeorologischer Eingangsgrößen für die Niederschlag-Abfluss-Modellierung	54
5.1.	Regionalisierung der täglichen Niederschlagshöhe	54
5.2.	Regionalisierung mittlerer Tagestemperaturen	60
5.3.	Ableitung und Regionalisierung von Grenztemperaturen für Niederschlagsformen	62

5.4.	Simulation der Entwicklung und der Wasserabgabe von Schneedecken	64
5.5.	Berechnung des Gebietsinputs	71
5.6.	Schnittstelle zum Wettervorhersagemodell COSMO	72
6.	Simulation des Wellenablaufs in der Elbe und ihren Nebenflüssen mit der Ableitung der Abflussganglinie des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken	74
6.1.	Entwicklung und Diagnose des Wellenablaufmodells	74
6.2.	Ableitung der Abflussganglinie des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken aus beobachteten Pegelreihen	81
7.	Entwicklung und Diagnose einer flexiblen Modellstruktur zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung im Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken	87
7.1.	Analyse, Modellierung und Separation von Basisabflusskomponenten	87
7.1.1.	Persistente Basisabflusskomponente	90
7.1.2.	Nichtlineare Basisabflusskomponente	93
7.2.	Grundmodell: kontinuierlicher Blockansatz zur komponentenweisen Niederschlag-Abfluss-Modellierung	99
7.2.1.	Lineares Begleitmodell als Einstieg in die Modellentwicklung durch fortschreitende Modifizierung	99
7.2.2.	Saisonal differenziertes Begleitmodell	103
7.2.3.	Nichtlineare Transformation als abschließender Entwicklungsschritt des Grundmodells mit dessen Diagnose	107
7.3.	Ereignisbasiertes Mittelgebirgsmodell für Hochwassersituationen bei inhomogener räumlicher Inputverteilung	120
7.3.1.	Lineares Begleitmodell (Mittelgebirge) als Einstieg in die Modellentwicklung für die Mittelgebirgsresiduen des Grundmodells	124
7.3.2.	Zustandabhängiges Begleitmodell (Mittelgebirge)	125
7.3.3.	Nichtlineare Transformation als abschließender Entwicklungsschritt des Mittelgebirgsmodells mit dessen Diagnose	130
7.4.	Gesamtmodell und seine Diagnose	140
7.5.	Anwendung des Niederschlag-Abfluss-Modells auf extreme Hochwasserereignisse im Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken	144

8.	Integration des Niederschlag-Abfluss-Modells in einen flussgebietsbezogenen und interdisziplinären wasserwirtschaftlichen Zusammenhang für die Mittlere Elbe	148
8.1.	Hydrologische Modellierung im tschechischen Bereich des Elbe-Einzugsgebiets	148
8.2.	Schnittstelle zur hydraulisch-numerischen Modellierung im Bereich der Mittleren Elbe	149
9.	Gekoppelte meteorologisch-hydrologische Simulation des extremen Augusthochwassers 2002 im Elbe-Einzugsgebiet oberhalb von Dessau.	154
9.1.	Ableitung eines Grund szenarios zur Diagnose der Simulationen	154
9.2.	Diagnose der gekoppelten hydrologischen und meteorologischen Simulationen	155
10.	Simulation extremer Hochwasserszenarien	160
10.1.	Definition extremer Hochwasserszenarien	160
10.2.	Ausgewählte Ergebnisse der Simulation extremer Hochwasserszenarien	166
10.2.1.	Szenarien mit extrapoliertem Input des Auguthochwassers 2002	166
10.2.2.	Szenarien mit modifizierten Luftmasseneigenschaften für das Auguthochwasser 2002	168
10.2.3.	Szenarien mit räumlicher Verschiebung der Wetterlage für das Auguthochwasser 2002	170
10.2.4.	Rekombinierte Hochwasserereignisse: doppeltes Auftreten des Auguthochwassers 2002	172
10.2.5.	Rekombinierte Hochwasserereignisse: extreme winterliche und frühjährliche Niederschlagsereignisse in Kombination mit der Schneedecke 2006	174
11.	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	176
12.	Perspektiven hydrologischer Forschung im Elbe-Einzugsgebiet	181
	Literaturverzeichnis	185
	Abbildungsverzeichnis	199
	Tabellenverzeichnis	205
	Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole	206
	Anhang	215

1. Einleitung

Natur-, Wirtschafts- und Siedlungsräume an größeren Flussläufen, wie dem der Elbe, werden durch das Abflussgeschehen im Fließgewässer und die zugrundeliegenden hydrologischen Prozesse in dessen Einzugsgebiet geprägt. Wasserwirtschaftliche Planungen und ausgewogene Maßnahmen zur nachhaltigen Nutzung von Wasserressourcen im Einzugsgebiet, zur Gewährleistung eines guten Gewässerzustands und zum Schutz vor wasserbedingten Risiken im Bereich der Flussläufe erfordern dabei im Sinne der europäischen Wasserrahmenrichtlinie (EU, 2000) und der europäischen Hochwasserrahmenrichtlinie (EU, 2007) eine umfassende Kenntnis des Abflussprozesses im Fließgewässer und der hydrologischen Prozesse im Einzugsgebiet.

Mit an Pegeln beobachteten täglichen Abflusszeitreihen liegen an den entsprechenden Flusstandorten Informationen zum Abflussprozess über mehr oder weniger lange Zeiträume vor, die in vielen Fällen durch eine Wellenablaufmodellierung auch auf weitere Flusstandorte übertragen werden können. An großen Flussläufen haben verfügbare Abflusszeitreihen häufig die Länge von einigen Jahrzehnten, teilweise aber auch von mehr als 100 Jahren. Statistische Analysen der Abflusszeitreihe oder aus dieser abgeleiteter Serien von (z. B. jährlichen) Kenngrößen erlauben Rückschlüsse auf die Wahrscheinlichkeitsverteilung des Abflussprozesses. Beispielsweise können Gewässerkundliche Hauptzahlen, Dauerlinien und daraus abgeleitete Quantile, sowie Extremwertstatistiken für Serien von Hochwasserkenngrößen zur Bemessung wasserbaulicher Anlagen berechnet und regionalisiert werden. Um für den hydrologischen Ist-Zustand und dessen Langfristvariabilität im Abflussprozess repräsentativ zu sein, müssen die den statistischen Analysen zugrundeliegenden Abflusszeitreihen hinreichend lang sein. Ein Problem ergibt sich dabei jedoch dadurch, dass weiter in die Vergangenheit reichende Abflusszeitreihen häufig zunehmend von Inkonsistenzen (bei der messtechnischen Erfassung) und/oder Inhomogenitäten (vor allem infolge veränderter anthropogener Einflüsse im Einzugsgebiet) betroffen sind. Eine Konsistenzbereinigung und Homogenisierung verfügbarer Abflusszeitreihen oder auch eine Rekonstruktion bisher nicht verfügbarer (z. B. historischer) Abflusszeitreihen ist an großen Flussläufen häufig bis zu einem gewissen Grad möglich, jedoch unter Umständen sehr aufwändig (siehe z. B. Helms, 2013a, b).

Darüber hinaus sind (auch langfristige, konsistente und homogene) beobachtete Abflusszeitreihen als Stichprobe aus der Grundgesamtheit eines stochastischen (Abfluss-)Prozesses aufzufassen (Plate, 1993, S. 497). Es ist damit grundsätzlich zu hinterfragen, ob eine vorliegende Abflusszeitreihe mit ihrer begrenzten Länge die Verteilungseigenschaften des Abflussprozesses hinreichend repräsentiert. Insbesondere gilt dies für extreme Hochwasserereignisse, die aufgrund ihrer Seltenheit auch in langen Abflusszeitreihen nur in relativ geringer Anzahl enthalten sind, jedoch für die wasserwirtschaftliche Planung (unter anderem Bemessung für den Hochwasserschutz, Entwicklung von Strategien des operationellen Hochwassermanagements im Ereignisfall) maßgebende Bedeutung haben.

Gerade in komplex strukturierten Einzugsgebieten großer Flüsse können extreme Hochwasserereignisse, wie in den Jahren 2002, 2006, 2011 und 2013 an der Elbe, sehr unterschiedliche raumzeitliche

Ausprägungen aufweisen, die in verfügbaren Abflusszeitreihen bisher nicht in der möglichen Vielfalt aufgetreten sind. Abhängig von der Überlagerung von Hochwasserwellen aus verschiedenen Teileinzugsgebieten, von der Wirkung von Hochwasserschutzmaßnahmen oder vom Auftreten besonderer Ereignisse (z. B. Deichbrüche, spezifische Abflussbildungsmechanismen bei Extremhochwasser) ergeben sich in interessierenden Flussabschnitten jeweils neben unterschiedlich hohen Abflussscheitelwerten auch ereignisspezifische Verläufe der Hochwasserabflussganglinie und damit unterschiedliche Hochwasseranstiegszeiten, -füllen und -dauern. Daraus resultieren entsprechend vielfältige Anforderungen an wasserwirtschaftliche Planungen und Maßnahmen, besonders im Hinblick auf das operationelle Hochwassermanagement im Ereignisfall bzw. dessen Vorbereitung (z. B. Steuerung von Talsperren, Einsatz von Flutungspoldern oder Deichsicherung, auch gegen langanhaltendes Hochwasser unterhalb des Bemessungsabflusses).

Vor diesem Hintergrund werden herkömmliche Sicherheitskonzepte mit der Bemessung von Hochwasserschutzmaßnahmen allein anhand von Abflussscheitelwerten einer bestimmten jährlichen Überschreitungswahrscheinlichkeit, wie sie z. B. nach DVWK (1999) über extremwertstatistische Methoden aus Serien maximaler jährlicher Abflussscheitelwerte berechnet werden können, inzwischen nicht mehr als hinreichend angesehen (Klemeš, 1993; Merz, 2006, S. 92-99; Merz und Blöschl, 2008, S. 1 f.; DWA, 2012, S. 10-12). Um die aus dem begrenzten Informationsgehalt der analysierten Serie resultierende Unsicherheit einzuengen, sind die Ergebnisse der Extremwertstatistik durch ergänzende hydrologische Untersuchungen zu stützen. Dabei kann es sich je nach Gegebenheiten um eine zeitliche Informationserweiterung (z. B. durch Rekonstruktion historischer Hochwasserereignisse, siehe oben), eine räumliche Informationserweiterung über Regionalisierung (z. B. Entwicklung von Längsschnitten statistischer Hochwasserkennwerte für größere Flüsse, die auch zum Abgleich und zur Absicherung pegelweiser Hochwasserstatistiken beiträgt, siehe Helms et al., 2002a, S. 144-150; Helms et al., 2002b, S. 103-105), um eine kausale Informationserweiterung (z. B. saisonal differenzierte Hochwasserstatistiken, Niederschlag-Abfluss-(NA-)Simulationen zur Interpretation und Plausibilisierung von Abflussscheitelwerten, Hochwasserstatistiken und weiteren Hochwassercharakteristiken) oder um eine Kombination dieser Informationserweiterungen handeln (DWA, 2012, S. 11f, 14, 32).

Als umfassender und damit besonders aussagekräftiger Ansatz zur Ergänzung der beobachteten Stichprobe und daraus ableitbarer Statistiken ist die NA-Simulation extremer Hochwasserszenarien mit gegenüber beobachteten Ereignissen in realistischem Rahmen vielfältig modifizierten hydrologischen Bedingungen hervorzuheben. Von besonderem Wert sind dabei Szenarien mit gegenüber beobachteten Extremereignissen weiter verschärften Hochwasserbedingungen, auch wenn ihnen aufgrund komplexer Verhältnisse in einem großen Flussgebiet keine genaue Auftretenswahrscheinlichkeit zugeordnet werden kann. Sie erlauben es, in einem interdisziplinären Rahmen (Hydrologie, Meteorologie, Gerinnehydraulik, Geotechnik, Raumplanung etc.) geeignete Strategien des operationellen Hochwassermanagements bei solchen Extremereignissen abzuleiten und mögliche Risiken (einschließlich eines Restrisikos hinsichtlich möglicher Hochwasserereignisse, deren Abfluss den

Bemessungsabfluss von Hochwasserschutzanlagen übersteigt) zu analysieren und zu bewerten. Damit kann von hydrologischer Seite über die herkömmliche Hochwasserbemessungspraxis hinaus ein wesentlicher Beitrag auf dem Weg zu einem rationalen Hochwasserrisikomanagement geleistet werden, in dem Gefährdungen durch Hochwasser im gesamten Einzugsgebiet eines Flusses in umfassender und zugleich differenzierter Weise sowie präventiv erkannt werden. Hieraus können in planerischer und operationeller Hinsicht adäquate und dabei im Gesamtsystem des Flusseinzugsgebiets ausgewogene Hochwasserschutzmaßnahmen abgeleitet, weiterentwickelt und transparent kommuniziert werden (siehe hierzu Plate, 2002; Grünwald et al., 2003; Merz, 2006 und Plate, 2009, S. 1939-1941). Das Hochwasserrisikomanagement ist dabei als Teilaufgabe eines gesamtheitlichen hydrologischen Ansatzes im Rahmen des Flussgebietsmanagements aufzufassen (EU, 2007, S. 12 f; Plate, 2006, S. 143).

Die Simulation von Szenarien im Rahmen eines umfassenden Hochwasserrisiko- und Flussgebietsmanagements erfordert ein großskalig und operationell anwendbares NA-Modell. Im Sinne einer gesamtheitlich orientierten Modellaussage ist eine kontinuierliche Simulation des Abflussprozesses für alle Abflussbereiche anzustreben. Für eine Verwertbarkeit der Simulationen in der wasserwirtschaftlichen Praxis muss der Modellansatz dabei flexibel und aufgabengerecht an gebietsspezifische Gegebenheiten und Fragestellungen angepasst werden können (siehe hierzu Merz, 2006; Plate, 2006; Franks et al., 2006, S. 105 f.). Von besonderer Bedeutung ist die Zuverlässigkeit des Modells mit einem robusten Verhalten bis in den extremen Hochwasserbereich. Diese Eigenschaft ist für die hydrologischen Modellkomponenten sowie im Hinblick auf die Anschlussfähigkeit des Modells auch für seine interdisziplinären Schnittstellen durch eine umfassende Diagnose der Modellausgänge nachzuweisen. Bei gelungener Validierung des NA-Modells und seiner Schnittstellen kann das Modell als szenariofähig gelten. Insbesondere kann im Verbund mit meteorologischen und hydraulisch-numerischen Modellen die Wirkung hochwasserauslösender Wettersituationen (oder Wetterszenarien) unter Berücksichtigung der wesentlichen hydrologischen Prozesse und deren Überlagerung sowie der Wirkungen von Hochwasserschutzmaßnahmen und möglichen Deichbrüchen bis zu lokalen Gefahrensituationen herunterskaliert werden, um zu den angesprochenen wasserwirtschaftlichen Aussagen beizutragen.

Für die vorliegende Arbeit ergaben sich somit zwei Kernthemen:

- Entwicklung eines großskalig und operationell einsetzbaren NA-Modells für ein bedeutendes Teileinzugsgebiet der Elbe im deutschen Bereich (Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken). Dieses Modell wird im Simulationsmodus entwickelt und ist damit für Szenariosimulationen geeignet. Die Entwicklung eines Vorhersagemodells ist nicht Gegenstand dieser Arbeit.
- Anwendung des entwickelten NA-Modells zur Simulation extremer Hochwasserszenarien im Einzugsgebiet eines Zielgebiets an der Mittleren Elbe im Rahmen eines interdisziplinären Forschungsprojekts (mit Partnern der Meteorologie, der Hydraulik und der Geotechnik) sowie in Kooperation mit tschechischen Partnern.

Die Arbeit gliedert sich dabei wie folgt:

Im Kapitel 2 wird zunächst ein Überblick zu den regionalen hydrologischen Verhältnissen und wasserwirtschaftlichen Einflüssen im Elbe-Einzugsgebiet gegeben. Dabei werden insbesondere die Hochwasserverhältnisse berücksichtigt und die hydrologische Aufgabenstellung für die vorliegende Arbeit bezogen auf das Elbe-Einzugsgebiet und das angesprochene Zwischengebiet präzisiert.

Kapitel 3 befasst sich mit dem aktuellen Stand der hydrologischen Forschung bei der NA-Modellierung. Vor diesem Hintergrund wird die in der vorliegenden Arbeit verfolgte Modellierungsstrategie gewählt und eine Hypothese zur Struktur des zu entwickelnden NA-Modells aufgestellt.

Anschließend wird im Kapitel 4 die erhobene Datengrundlage angesprochen. Ausgehend von stationsweise beobachteten Zeitreihen meteorologischer Größen werden diese im Kapitel 5 regionalisiert, womit nach einer raumverteilten Simulation der Schneedeckenentwicklung die täglichen Eingangsgrößen für die NA-Modellierung ermittelt werden (Gebietsinput und räumliche Verteilungsmaße des Inputs im angesprochenen Zwischengebiet). Andererseits wird im Kapitel 6 ein Wellenablaufmodell für die Elbe und ihre Nebenflüsse genutzt, unter anderem um die nicht direkt beobachtbare Abflussganglinie des Zwischengebiets (dessen Ausgangsgröße) aus beobachteten Pegelabflussreihen abzuleiten.

Nach der Ableitung der Eingangs- und Ausgangsgrößen des Zwischengebiets werden diese im Kapitel 7, dem Kernbereich der vorliegenden Arbeit, genutzt, um die Struktur des NA-Modells im Rahmen der Hypothese aus Kapitel 3 anhand der beobachteten oder der aus Beobachtungen abgeleiteten Daten schrittweise zu entwickeln, zu kalibrieren und zu diagnostizieren.

Im Kapitel 8 (sowie bereits im Kapitel 5.5) werden Schnittstellen zum Wettervorhersagemodell COSMO, zu einem tschechischen hydrologischen Modellsystem und zur hydraulisch-numerischen Modellierung im Bereich der Mittleren Elbe entwickelt.

Nach der Kopplung der Modelle für das Einzugsgebiet der Mittleren Elbe werden in den Kapiteln 9 und 10 Ergebnisse der Simulation extremer Hochwasserereignisse (zur Validierung des gekoppelten Modellsystems) und extremer Hochwasserszenarien mitgeteilt, zu denen das in der vorliegenden Arbeit entwickelte NA-Modell maßgeblich beitrug.

Schließlich werden im Kapitel 11 Schlussfolgerungen gezogen und im Kapitel 12 Perspektiven für weiterführende hydrologische Arbeiten entwickelt.

2. Das Elbeeinzugsgebiet - hydrologische Charakteristik und Wasserwirtschaft

In diesem Kapitel wird zunächst das Elbeeinzugsgebiet mit seinen geographischen, klimatologischen und hydrologischen Charakteristiken vorgestellt (Kapitel 2.1). Zudem werden wasserwirtschaftliche Maßnahmen angesprochen, da sie den Abflussprozess der Elbe beeinflussen und da die vorliegende Arbeit einen Beitrag zur Planung ihres Managements anstrebt (Kapitel 2.2). Besondere Beachtung findet dabei jeweils das Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken, für das in der vorliegenden Arbeit ein NA-Modell entwickelt wird. Des Weiteren werden Ergebnisse einer hochwasserstatistischen Analyse für die Elbepegel Dresden und Aken mitgeteilt (Kapitel 2.3). Ausgehend von den Unsicherheiten im Extrapolationsbereich dieser Statistiken wird die Notwendigkeit einer flussgebietsbezogenen und interdisziplinären Simulation extremer Hochwasserszenarien im Elbeeinzugsgebiet begründet und konkretisiert, wozu eine NA-Modellierung im genannten Zwischengebiet einen maßgeblichen Beitrag liefert (Kapitel 2.4).

2.1. Geographie und Hydrologie des Elbe-Einzugsgebiets

Die Elbe (tschechisch: Labe) mit einer Einzugsgebietsfläche von 148268 km² hat ihre Quelle im Riesengebirge in der Tschechischen Republik und durchfließt nach Verlassen des Mittelgebirgsbereichs zunächst das auch von weiteren Mittelgebirgszügen umgebene Böhmisches Becken (siehe Abbildung 1). Etwa 30 km nördlich von Prag mündet die Moldau (Vltava, 28090 km² Einzugsgebietsfläche) in die vor dem Zusammenfluss kleinere Elbe (13714 km²), bevor auch die Eger (Ohře, 5614 km²) in die Elbe mündet. Mit dem Durchbruch durch das Elbsandsteingebirge erreicht die Elbe deutsches Gebiet. Nach Durchquerung des Mittelgebirgsbereichs und des durch Platten- und Hügelländer geprägten Mittelgebirgsvorlands tritt die Elbe in die Norddeutsche Tiefebene ein, in der glazial geformte Urstromtäler und Moränenlandschaften sowie Börden anzutreffen sind. Die wichtigsten Nebenflüsse im deutschen Bereich sind die Schwarze Elster (5700 km²), die Mulde (7400 km²), die das Thüringer Becken entwässernde Saale (24080 km²) und die Havel mit einem durch glaziale Ablagerungen dominierten Einzugsgebiet (23860 km²). Nach 1091,5 km Fließlänge mündet die Elbe in die Nordsee.

Besondere Bedeutung im Rahmen der vorliegenden Arbeit hat das bereits im Kapitel 1 erwähnte Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken mit einer Fläche von 16872 km², das die Einzugsgebiete von Mulde, Schwarzer Elster und einiger kleinerer Nebenflüsse, unter anderem der Weißeritz, umfasst (siehe Abbildungen 1 und 2). Eine Gebietsansprache erfolgt hier nach Angaben von Neef (1981, S. 59-61). Im südlichen Bereich des Zwischengebiets befindet sich das aus Plutoniten und Metamorphiten aufgebaute Erzgebirge. Es besitzt dabei eine verhältnismäßig breite Nordwestabdachung, womit dieser (hochwasserträchtige) Mittelgebirgsbereich einen bedeutenden Flächenanteil im Zwischengebiet einnimmt. Im Norden schließt sich das im Kern von Granuliten geprägte Mittelsächsische Bergland an, im osterzgebirgischen Bereich direkt, weiter im Westen mit einer eingelagerten Zone des im Rotliegenden und Oberkarbon verfüllten Erzgebirgischen Beckens.

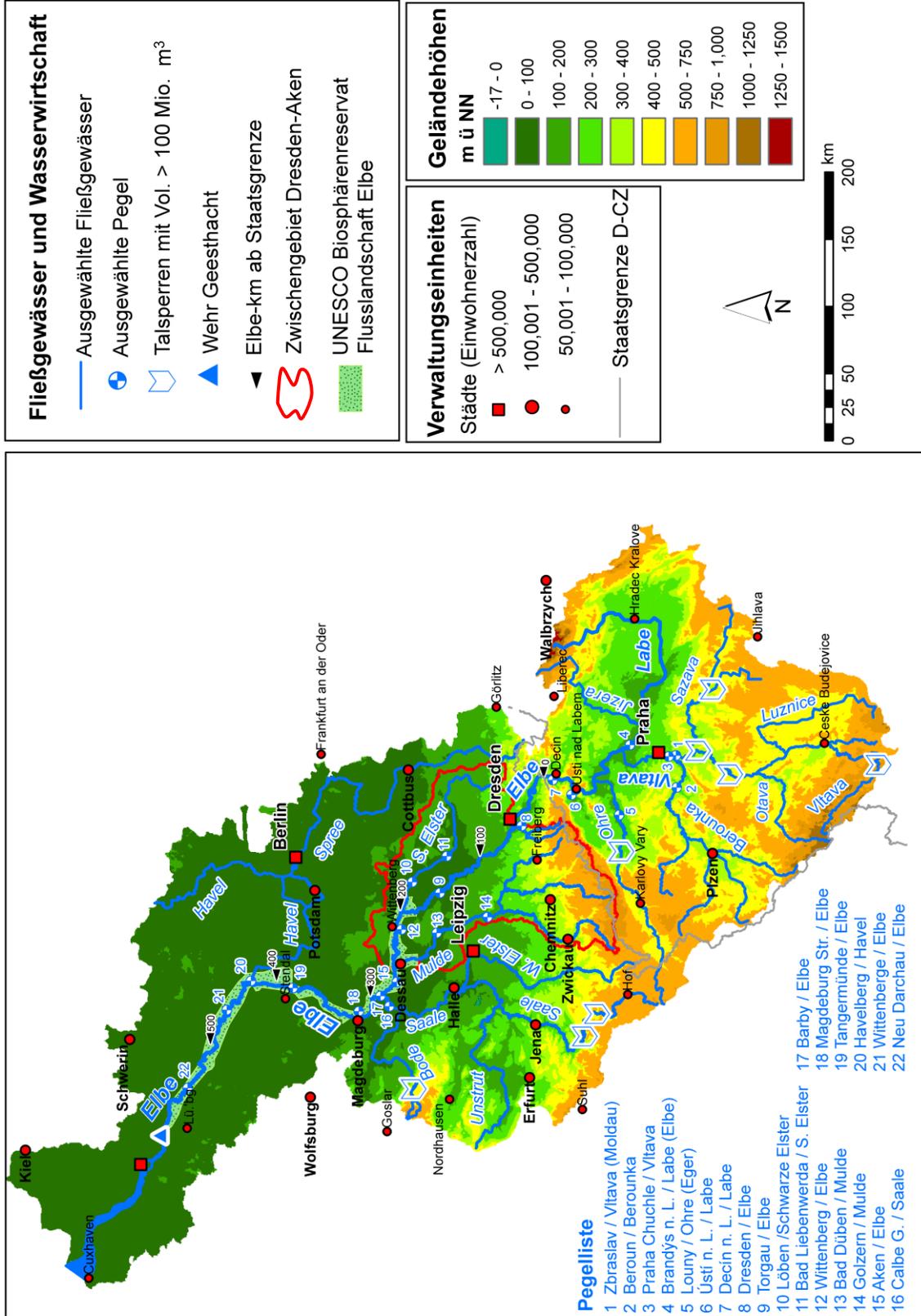


Abbildung 1: Das Elbe-Einzugsgebiet

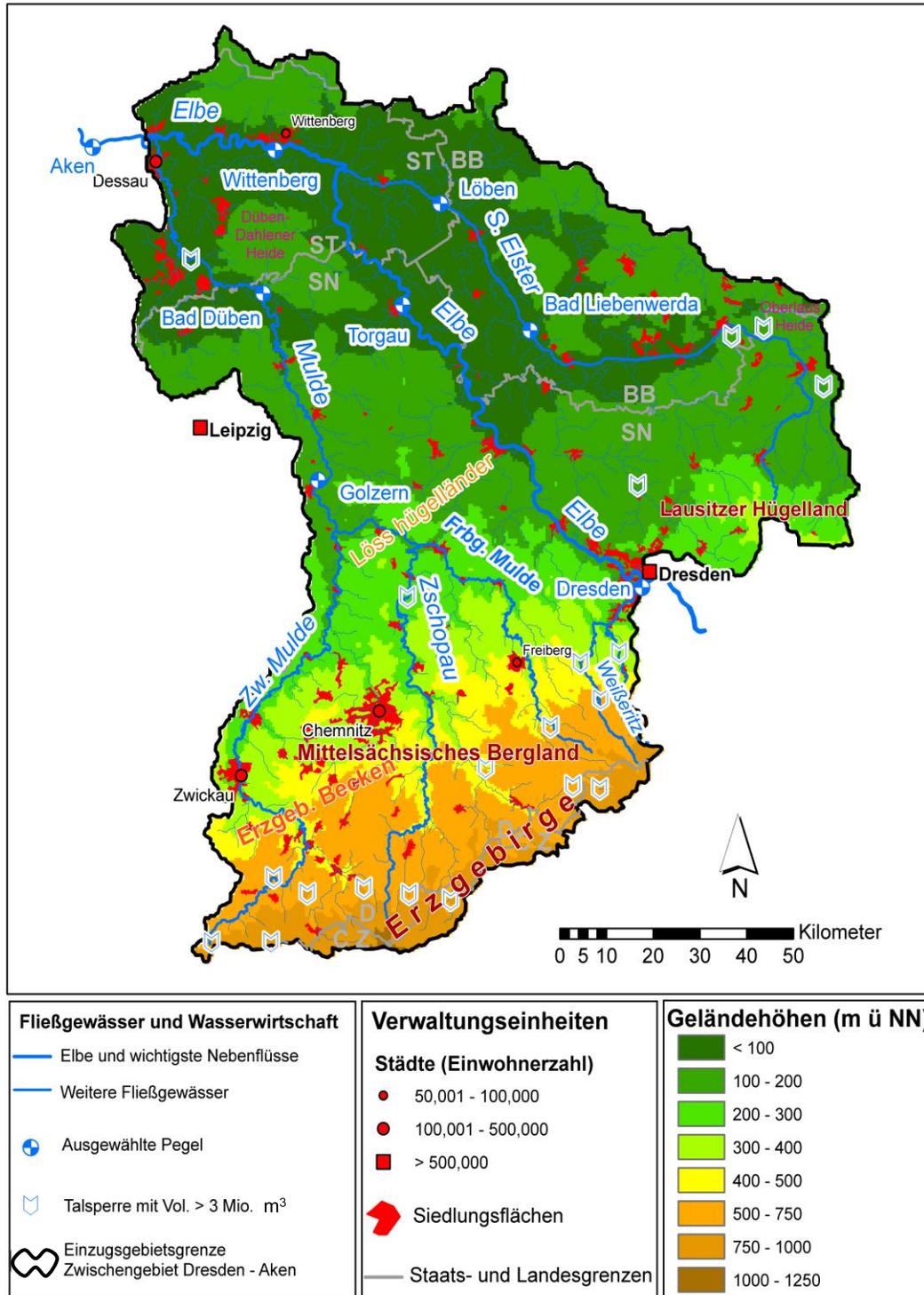


Abbildung 2: Das Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken.

Charakteristisch für dieses hügelige bis bergige Mittelgebirgsvorland ist eine starke Zertalung. Auch im weiter östlich gelegenen Einzugsgebiet der Schwarzen Elster findet sich im oberen Bereich mit dem Lausitzer Hügelland ein Mittelgebirgsvorland, in dem die Vorberge jedoch räumlich stärker aufgelöst und die Talungen breiter sind. Gen Norden kommt es in den Mittelgebirgsvorländern zu einer

zunehmenden Lössmischung in die verwitterten Oberflächen und zu einem allmählichen Übergang in wellige Lösshügelländer. Im weiteren Übergang zur Norddeutschen Tiefebene finden sich quartäre Sedimente mit saalekaltzeitlichen Endmoränen und gebietsweise sandige Deckschichten in Heidelandschaften.

Das Klima hat im Elbe-Einzugsgebiet bereits kontinentale Anklänge, im Zwischengebiet Dresden-Aken jedoch weniger als in den genannten Beckenlagen. Als wichtige Ausprägungen von Klimaelementen sind anzusprechen:

- relativ scharfe Gegensätze im Jahresgang der Temperatur (und damit der Verdunstung).
- heterogene räumliche Ausprägungen der Jahresniederschlagshöhen im Elbe-Einzugsgebiet von unter 500 mm/Jahr in ausgedehnten Leelagen der genannten Becken bis über 1600 mm/Jahr in Mittelgebirgslagen (siehe z. B. BfG und Institut für Hydrologie, 2000). Die Niederschlagshöhen im Zwischengebiet sind relativ hoch, vor allem bedingt durch große Flächenanteile der nach Nordwesten abgedachten Mittelgebirge und Mittelgebirgsvorländer, die bei vielen niederschlagsreichen Wetterlagen eine Luvwirkung haben. Verbreitet kommen hier jährliche Niederschlagshöhen ab etwa 800 mm vor, im Erzgebirge auch über 1000 mm, im Flachland von 550 bis 600 mm (Simon et al., 2005, S. 86, 100, 107).
- im Jahresgang der Niederschlagshöhen des Gesamteinzugsgebiets der Elbe sowie auch des Zwischengebiets überwiegen nach Angaben von Simon et al. (2005, S. 13 f.) Niederschlagshöhen des Sommerhalbjahres leicht (etwa 55% gegenüber 45% des Winterhalbjahres).
- abhängig vom Relief und vom Kontinentalitätsgrad spielen Schneeniederschläge eine bedeutende Rolle. Es ist im Mittel von Anteilen zwischen 7,5 und 10 % in der Norddeutschen Tiefebene (de Haar et al., 1978) und ca. 40 % im Mittelgebirge (z. B. Station Fichtelberg im Erzgebirge) am Jahresniederschlag auszugehen.

Im Hinblick auf langfristige Betrachtungen ist die Kleine Eiszeit zu erwähnen, die seit Mitte des 16. Jahrhunderts voll entfaltet war und bis in die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts reichte, bevor eine deutliche Erwärmung zum 20. Jahrhundert einsetzte (Schönwiese, 1992, S. 66; Hupfer et al., 1998, S. 268, 270-275; Lamb, 1989, S. 232-239, 266-284). Im Vergleich zum heutigen Klima sind im mitteleuropäischen Raum neben geringeren mittleren Temperaturen vor allem ein stärker kontinental geprägtes Klima mit strengeren, längeren und schneereicheren Wintern sowie eine höhere interannuelle Klimavariabilität zu nennen. Diese langfristige Instationarität des Klimas ist bei der Entwicklung statistischer Hochwasseranalysen, insbesondere bei der im Kapitel 1 angesprochenen zeitlichen Informationserweiterung um historische Hochwasserereignisse, kritisch zu berücksichtigen.

Die genannten geomorphologischen und (aktuellen) klimatologischen Voraussetzungen bedingen die hydrologischen Charakteristiken des Elbe-Einzugsgebiets.

Die mittleren jährlichen Abflussspenden und die Spenden der mittleren jährlichen Scheitelabflüsse (Zeitraum 1971-2006) sind in großen Teilen des Elbe-Einzugsgebiets als gering einzustufen, z. B. am

Pegel Dresden mit 6 bzw. 27 l·s⁻¹·km⁻² oder im Saale-Einzugsgebiet mit 4,8 bzw. 16 l·s⁻¹·km⁻² (Simon et al., 2005, S. 88, 123). Ursachen sind vor allem die verbreitet auftretenden Leelagen in den Beckenlandschaften und der Hochwasserrückhalt in Talsperren (vergleiche Kapitel 2.2). Im Zwischengebiet Dresden-Aken treten allerdings deutlich höhere Abflussspenden auf, insbesondere im Einzugsgebiet der Mulde mit Spenden von 10 bzw. 73 l·s⁻¹·km⁻² (Simon et al., 2005, S. 109), da dieses einen hohen Mittelgebirgsanteil mit häufigen Luvlagen niederschlagsreicher Wetterlagen und nur einen vergleichsweise geringen Hochwasserrückhalt in Talsperren aufweist.

Das Abflussregime lässt im Elbe-Einzugsgebiet einen deutlichen Einfluss der frühjährlichen Schneeschmelze (Maximum der mittleren monatlichen Abflüsse im März oder April) erkennen. Es handelt sich – vor allem abhängig von Flächenanteilen verschiedener Geländehöhen – um pluvio-nivale bis nivo-pluviale Regimes.

Von besonderer Bedeutung für die vorliegende Arbeit ist die Kenntnis der vorherrschenden Mechanismen der Hochwasserentstehung. An der Elbe oder ihren wichtigsten Nebenflüssen setzt die Entstehung von Hochwasser großräumig auftretende, zyklonale Niederschläge voraus. Deren Wirkung kann überlagert und verstärkt werden durch eine Schneeschmelze, die sich in dem bereits kontinental beeinflussten und durch Mittelgebirge (mit begrenzter vertikaler Zonierung) geprägten Einzugsgebiet zeitlich recht konzentriert ergibt. Die überwiegende Zahl bedeutender, großräumig auftretender Hochwasserereignisse wird im Elbe-Einzugsgebiet durch solche Überlagerungssituationen im Winter oder im Frühjahr ausgelöst. Schneeschmelze allein löst jedoch keine großen Hochwasserereignisse aus (IKSE, 2004, S. 7).

Auch im Sommer oder, wie beim Hochwasserereignis vom Mai/Juni 2013, im späten Frühjahr können infolge von mehrtägigem Dauerregen Hochwasserereignisse an der Elbe entstehen. Besondere Aufmerksamkeit gilt dabei Ereignissen, die bei der Großwetterlage „Trog Mitteleuropa“ (siehe Werner und Gerstengarbe, 2010, S. 14) als sogenannte Vb-Wetterlage auftreten. Dabei zieht ein Tiefdruckgebiet mit feuchtwarmen und labil geschichteten Luftmassen vom Adriatischen Meer nach Nordosten, wo es zu einem Aufgleiten auf die in nördlicheren Bereichen Mitteleuropas liegende Kaltluft kommt. Besonders bei anhaltendem Nachschub feuchtwarmer Luftmassen aus dem Mittelmeerraum und einer sich nur langsam ändernden großräumigen Druck- und Strömungsverteilung kann es im Elbe-Einzugsgebiet zu lang anhaltenden, flächendeckenden und sehr ergiebigen Niederschlägen kommen. Aufgrund der labilen Luftschichtung können die Niederschläge durch eingelagerte konvektive Prozesse örtlich verstärkt werden. Insbesondere können sie jedoch durch den Staufeffekt an den tschechischen und sächsischen Mittelgebirgszügen und die damit verbundene orographische Hebung verstärkt werden. Es können daraus extreme Hochwasserereignisse entstehen, wie z. B. im August 2002, im Juli 1954 oder im September 1890 (für weitere Details zu Vb-Wetterlagen siehe Rudolf und Rapp, 2002 und IKSE, 2004, S. 8-10). Abgesehen von solchen Ereignissen lösen konvektive sommerliche Niederschläge aufgrund ihrer begrenzten räumlichen Ausdehnung meist nur in kleineren Teileinzugsgebieten der Elbe Hochwässer aus und verursachen nur unbedeutende Hochwasserereignisse an der Elbe.

2.2. Wasserwirtschaftliche Maßnahmen

Unter den wasserwirtschaftlichen Maßnahmen mit deutlichem Einfluss auf den Abflussprozess ab dem 20. Jahrhundert sind im Elbe-Einzugsgebiet diejenigen der Eindeichungen und der Anlage von Talsperren, im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster auch der Einleitung von Sumpfungswässern, hervorzuheben. Bezüglich weiterer oder früher durchgeführter Maßnahmen wird auf IKSE (1996, S. 13-30), BfG (2000, S. 13-26) und Simon et al. (2005, S. 17-44) verwiesen.

Im Elbe-Einzugsgebiet gibt es im Vergleich mit anderen mitteleuropäischen Flussgebieten viele Talsperren und einen insgesamt großen Rückhalteraum. Abbildung 1 zeigt die größten Talsperren. Die Talsperren dienen verschiedenen Zwecken, wozu die Niedrigwasseraufhöhung, die Trinkwassergewinnung, die Energieerzeugung und der Hochwasserschutz gehören. Insgesamt gibt es im Elbe-Einzugsgebiet 312 Talsperren mit einem Gesamtstauraum ab jeweils 0,3 Mio. m³, 137 davon in der Tschechischen Republik (ČR), 175 in Deutschland (IKSE, 2012, S. 12). Der Gesamtstauraum für alle diese Talsperren beträgt 4,12 Mrd. m³, davon 2,56 Mrd. m³ in der ČR und 1,56 Mrd. m³ in Deutschland. Auf den gewöhnlichen Hochwasserrückhalteraum entfallen dabei im Winterhalbjahr (Sommerhalbjahr) 606,0 (521,9) Mio. m³, davon 265,1 (232,2) Mio. m³ in der ČR und 340,9 (289,7) Mio. m³ in Deutschland. Die historische Entwicklung der Inbetriebnahmen der Talsperren und ihrer Rückhalteräume ist dokumentiert in IKSE (1996, Anlage 4; 2012, S. 12), BfG (2000, Tab. 3.3.1) und Simon et al. (2005, S. 34-37).

In Deutschland konzentrieren sich ca. 64 % des Gesamtstauraums und 72 % (Winterhalbjahr) bzw. 66 % (Sommerhalbjahr) des gewöhnlichen Hochwasserrückhalterums auf das Saale-Einzugsgebiet, im Zwischengebiet Dresden-Aken (mit tschechischem Anteil des Mulde-Einzugsgebiets) liegen hingegen nur ca. 23% des Gesamtstauraums und ca. 13% (Winterhalbjahr) bzw. 16% (Sommerhalbjahr) des gewöhnlichen Hochwasserrückhalterums. Der Gesamtstauraum der Talsperren mit einem Stauraum ab 0,3 Mio m³ in dem Zwischengebiet (siehe Abbildung 2) ergibt sich dabei aus 272,4 Mio m³ im Mulde-Einzugsgebiet, 43,5 Mio. m³ im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster und ca. 47 Mio. m³ im Weißeritz-Einzugsgebiet (IKSE, 2012, S. 12; Simon et al., 2005, S. 94). Die gewöhnlichen Hochwasserrückhalteräume nehmen dabei ca. 32 bis 34 Mio. m³ (Mulde), 7,9 bis 10,3 Mio. m³ (Schwarze Elster) und 13,3 Mio. m³ (Weißeritz) ein. Bemerkenswert ist im Vergleich der Angaben von IKSE (1996, Anlage 4; 2012, S. 12) und Simon et al. (2005, S. 94) die Zunahme des gewöhnlichen Hochwasserrückhalterums in den Einzugsgebieten der Mulde und der Weißeritz über die letzten Jahrzehnte, jedoch bleibt dieses Volumen gegenüber anderen Teileinzugsgebieten der Elbe auf relativ geringem Niveau.

Bei der Beurteilung der Hochwasserschutzwirkung der Talsperren ist zu berücksichtigen, dass Abflussfüllen extremer Hochwasserereignisse unter Umständen nur teilweise zurückgehalten werden können, wie z. B. das Überlaufen einiger Talsperren beim Augusthochwasser 2002 zeigte. Andererseits kann der tatsächliche Hochwasserrückhalteraum abhängig von der hydrologischen Situation und der Zuverlässigkeit der Abflussvorhersage durch eine Vorentlastung im Betriebsstauraum ver-

größert werden, wie z. B. beim Augusthochwasser 2002 bei den meisten Talsperren, zum Teil deutlich (Simon et al., 2005, S. 40). Auch ergibt sich selbst bei vollständiger Füllung der Talsperren eine weitere Retentionswirkung durch die Seefläche des gestauten Wassers (Simon et al., 2005, S. 39). Schließlich sind über die genannten Stauräume hinaus auch weitere Stauräume einer Vielzahl kleinerer Talsperren und Hochwasserrückhaltebecken im Elbe-Einzugsgebiet vorhanden (Simon et al., 2005, S. 37).

Als weitere Maßnahmen mit bedeutendem Einfluss auf den Abfluss der Elbe, insbesondere auf den Ablauf extremer Hochwasserereignisse, sind Eindeichungen am deutschen Elbelauf zu nennen. Flussaufwärts vom Elbekilometer 97,7 (vergleiche Abbildung 1) sowie im tschechischen Bereich spielen Eindeichungen aufgrund der geografischen Gegebenheiten nur eine geringere Rolle (Simon et al., 2005, S. 25; IKSE, 1996, S. 14). Im Flussabschnitt zwischen den Kilometern 97,7 und 585,9 (Wehr Geesthacht) ist die Elbe heute jedoch abgesehen von einigen Hochuferabschnitten und einigen Ortslagen mit Ufermauern vollständig eingedeicht. Hinzu kommen Rückstaudeiche an den Unterläufen von Elbenebenflüssen, unter anderem an der Mulde und an der Schwarzen Elster im Bereich des Zwischengebiets Dresden-Aken (Simon et al., 2005, S. 22 ; IKSE, 1996, S. 14 f.). Nach einer groben Abschätzung der IKSE lässt sich der insgesamt eingedeichten Fläche ein Entzug von 2,34 Mrd. m³ möglichen Retentionsvolumens zuordnen.

Der Großteil dieser Retentionsflächen war bereits Anfang des 20. Jahrhunderts eingedeicht, wobei die Deiche bis dahin allerdings häufig keine ausreichende Höhe und Standsicherheit aufwiesen. Im 20. Jahrhundert wurde der Zustand der Deiche deutlich verbessert (BfG, 2000, S. 16), so dass bis zum Augusthochwasser 2002 keine Deichbrüche an der Elbe auftraten (siehe Helms et al., 2013a).

Insbesondere das extreme Augusthochwasser 2002 mit mehreren Deichbrüchen an der Elbe (im Bereich des Zwischengebiets Dresden-Aken) und an den Unterläufen von Mulde und Schwarzer Elster verdeutlichte jedoch, dass die bis dahin bestehenden Elbe- und Rückstaudeiche nicht mehr den technischen Anforderungen entsprachen. Im Aktionsplan Hochwasserschutz der Elbe (IKSE, 2003, S. 42) wurde daher ein Sanierungsbedarf von 45 % (entsprechend 548 km) der bestehenden Elbe- und Nebenflussdeiche festgestellt. Der Fortschritt der seitdem durchgeführten Deichsanierungen ist in den Berichten zur Erfüllung des Aktionsplan Hochwasser Elbe dokumentiert (IKSE, 2006, S. 34 ff; IKSE, 2009a; IKSE, 2012, S. 20-24). In IKSE (2012, S. 20) wurde festgestellt, dass die vorgesehenen und benötigten Deichbaumaßnahmen zum Ende des Jahres 2011 bereits weitgehend realisiert werden konnten und das Ziel einer Ertüchtigung aller Elbehauptdeiche sowie der Rückstaudeiche an der Mittleren Elbe erreicht werden kann.

Seit der jüngeren Vergangenheit, insbesondere in der Folge der extremen Hochwasserereignisse vom August 2002 und vom Juni 2013, werden an der Elbe Deichrückverlegungen und die Einrichtung steuerbarer Flutungspolder diskutiert, geplant und in wenigen Fällen der Deichrückverlegung bereits realisiert (siehe Ihringer et al., 2000; Neuschulz und Purps, 2000; Merkel et al., 2002; Helms et al., 2002b, S. 105-108, 112; Bundesregierung (2002); Ihringer et al., 2003; IKSE, 2003, S. 13, 24-31, 77; IKSE, 2012, S. 15, 17; Ergebnis der Sonderkonferenz der Umweltminister im September 2013 in Ber-

lin; DWA, 2013, S. 2). Insbesondere steuerbare Flutungspolder erlauben eine Dämpfung oder gar Kappung von Hochwasserscheiteln der Elbe. Wesentlich für ihren effektiven Einsatz ist dabei neben dem Hochwasserscheitel und dessen zutreffender Vorhersage auch die Charakteristik (vor allem Dauer) der Hochwasserwelle. Die in der vorliegenden Arbeit simulierten Hochwasserszenarien mit vielfältigen Charakteristiken tragen diesbezüglich zu einer erweiterten Planungsgrundlage bei (siehe Mikovec, 2014).

Als wasserwirtschaftlicher Einfluss im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster ist schließlich die Einleitung von Sumpfungswässern zu nennen, die sich seit den 1960er und besonders seit Ende der 1980er Jahre rückläufig entwickelte (Simon et al., 2005, S. 170 f.). Im Jahresmittel ergaben sich Unterschiede von einigen (m^3/s), die vor allem bei der Interpretation von Niedrigwasserabflüssen und ihrer Simulation zu beachten sind (siehe Kapitel 7.1.1). Für eine Bereinigung solcher Effekte in der Abflussganglinie anhand von Einleitungsmengen liegen keine hinreichenden Informationen vor, zumal – wie auch in anderen Einzugsgebieten – von vielfältigen weiteren anthropogenen Einflüssen auf Niedrigwasserabflüsse auszugehen ist. In der Skala des Zwischengebiets Dresden-Aken sowie in Bezug auf den in der vorliegenden Arbeit besonders interessierenden Hochwasserbereich relativiert sich der Einfluss der Sumpfungswässer.

2.3. Hochwasserstatistik

Ab dem Jahr 2002 traten an der Elbe mehrere große Hochwasserereignisse auf (August 2002, April 2006, Januar 2011, Juni 2013), wie sie nach den 1950er Jahren oder in Bezug auf die Ereignisse von 2002 und 2013 im gesamten 20. Jahrhundert und weit davor nicht auftraten, besonders auch nicht in dieser Häufung.

Die Einbindung der Extremereignisse vom August 2002 und vom Juni 2013 in Hochwasserstatistiken für die Elbe gestaltete sich zunächst schwierig, da auf konsistenten und homogenen Abflusszeitreihen basierende Serien jährlicher Abflussscheitel an den Elbepegeln nur für die letzten Jahrzehnte vorlagen. Diese Serien enthalten, zumindest im Bereich bis zur Saalemündung, keine Referenzereignisse mit einer zu den genannten Extremereignissen vergleichbaren Größe. Die Schwierigkeit wird besonders deutlich in einem Vergleich der Abflussscheitel des Augusthochwassers 2002 mit Längsschnitten statistischer Hochwasserkennwerte für den deutschen Elbelauf ohne Berücksichtigung der genannten Extremereignisse (siehe Abbildung 3). Die Längsschnitte wurden dabei mit den von Helms et al. (2002a, S. 137-150) dokumentierten Methoden aus Extremwertstatistiken für Serien jährlicher Abflussscheitel an den Elbepegeln im Zeitraum von 1971 bis 2006 abgeleitet, wobei in den Serien der Scheitel des Augusthochwassers 2002 jeweils durch den nächstgrößeren Abflussscheitel des Abflussjahres 2002 ersetzt wurde. Es ist erkennbar, dass die Scheitel des Augusthochwassers 2002 gegenüber dem Referenzmuster der Längsschnitte nicht nur einen extremen, sondern auch einen sehr ereignisspezifischen Charakter haben, auch nach einer Homogenisierung mit Hilfe einer Wellenablaufmodellierung (siehe Kapitel 6.1) unter der Annahme des Ablaufs des Augusthochwas-

sers 2002 ohne Deichbrüche und ohne Retentionsmaßnahme im Bereich der Havelmündung. Damit würde die Einbeziehung des Augusthochwassers 2002 zu einer einseitigen Verzerrung von (insbesondere regionalisierten) Hochwasserstatistiken für den Zeitraum 1971-2006 führen.

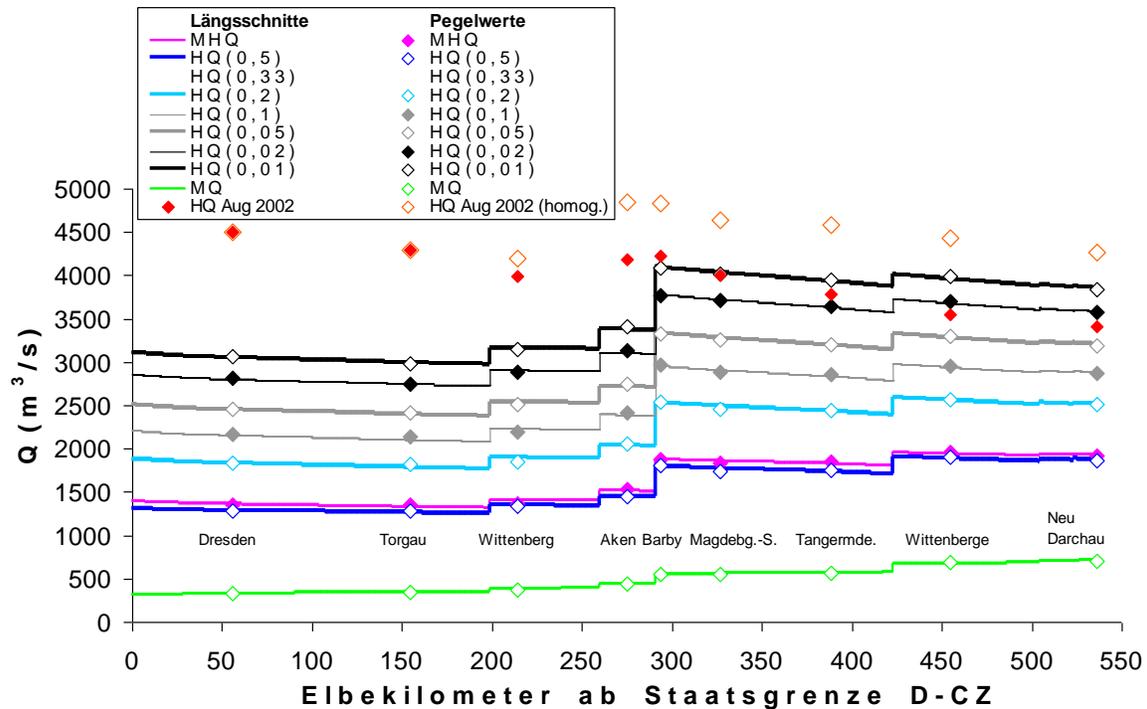


Abbildung 3: Elbelängsschnitte und Pegelwerte für Abflussscheitel (HQ) jährlicher Überschreitungswahrscheinlichkeiten $P_{\bar{u}}$ ($HQ(P_{\bar{u}})$), berechnet aus HQ-Serien 1971-2006 (Scheitel vom August 2002 durch nächsthöheren Scheitel 2002 ersetzt). Die Scheitel vom August 2002 (beobachtet und homogenisiert unter Annahme standfester Deiche) sind gesondert eingezeichnet. Zum Vergleich: Längsschnitte und Pegelwerte des mittleren jährlichen Abflusses MQ und des mittleren jährlichen Scheitelabflusses MHQ.

Im Rahmen eines im Auftrag der Bundesanstalt für Gewässerkunde durchgeführten Projektes zur „Überarbeitung der Abflussreihen und Abflusstafeln für die Elbe (Zeitraum 1890-2006)“ (kurz: „WQ-Elbe 1890“) wurden die Serien jährlicher Abflussscheitel für alle deutschen Elbepegel auf Grundlage plausibilisierter bzw. rekonstruierter Abflusszeitreihen für einen erweiterten Zeitraum ab 1890 abgeleitet (Helms et al. 2013 a, b). Damit konnten viele weitere große Hochwasserereignisse in die Berechnung von Hochwasserstatistiken einbezogen werden, wobei jedoch auch diese Ereignisse an den Elbepegeln oberhalb der Saalemündung nicht das extreme Ausmaß des Augusthochwassers 2002 erreichten, insbesondere nicht nach einer Homogenisierung mit Bezug auf den heute wirksamen Talsperreneinfluss im tschechischen Einzugsgebietsteil (s. u.). Das Junihochwasser 2013 hatte dagegen eine vergleichbare Größe wie das vom August 2002 bzw. war unterhalb der Saalemündung sogar größer. Dabei liegen für das Hochwasser 2013 (so wie für das ebenfalls große Hochwasser vom Januar 2011) gegenwärtig keine offiziell abgestimmten Abflussganglinien vor, ihre Größenordnung kann jedoch – wie auch für die anderen Hochwasserereignisse ab 2007 - eingeschätzt werden.

Um Hochwasserstatistiken anhand der Serien jährlicher Abflussscheitelwerte 1890-2013 zu ermitteln, wurden die Abflusszeitreihen bis zum Jahr 1968 zunächst homogenisiert mit der Annahme des heute wirksamen Talsperreneinflusses im tschechischen Bereich des Elbe-Einzugsgebiets und der Annahme standfester Deiche an der deutschen Elbe im gesamten Zeitraum ab 1890 (MŽP et al., 2005; Helms et al., 2008, S. 34-36; Helms und Ihringer, 2013, S. 90-91). Da für die Talsperren im Saaie-Einzugsgebiet anders als für die tschechischen Talsperren keine Studie zur Quantifizierung der Talsperrenwirkung auf den Abflussprozess vorlag, wurde die Homogenisierung der Elbe-Abflusszeitreihen auf den Bereich zwischen den Elbepegeln Dresden und Aken (oberhalb der Saaielemündung, siehe Abbildung 1) beschränkt. Mit der Annahme standfester Deiche am deutschen Elbelauf ab 1890 wurden deichbruchbedingte Retentionseffekte für einige Hochwasserereignisse zwischen 1890 und 1900 sowie für das Auguthochwasser 2002 bereinigt.

An die aus den homogenisierten täglichen Abflusszeitreihen extrahierten Serien jährlicher Abflussscheitelwerte (siehe Abbildung 4 für die Pegel Dresden und Aken) wurden unter Nutzung der Programme „Analyse von hydrologischen/geophysikalischen Zeitreihen“ (Ihringer, 2002) und EXANTO (Klein, 2010) theoretische Verteilungsfunktionen angepasst und zusammen mit den nach Weibull berechneten plotting positions (PP) in Wahrscheinlichkeitsnetzen aufgetragen (siehe Abbildung 5).

Am Pegel Dresden ist im Extrembereich eine starke Streuung der PP erkennbar, die die Wahl einer anzupassenden Verteilungsfunktion erschwert. Die allgemein häufig herangezogenen Verteilungsfunktionen der dreiparametrischen log. Normalverteilung LN3 und der allgemeinen Extremwertverteilung AEV (hier beide angepasst nach dem Maximum-Likelihood-Schätzverfahren (ML)) führen im Extrembereich gegenüber den PP zu einem mittellenden Verlauf. Eine noch etwas verbesserte Anpassung an die PP der drei deutlich größten Abflussscheitel (September 1890, August 2002 und Juni 2013) zeigt die zweiparametrische log. Gammaverteilung LG2 (nach ML angepasst). Insgesamt kann unter den verfügbaren Verteilungsfunktionen jedoch keine gefunden werden, die zu einer befriedigenderen Anpassung an die Stichprobe führt.

Der Beobachtung folgend, dass die drei deutlich größten Scheitel alle aus dem Sommerhalbjahr stammen, die nächstgrößeren Scheitel jedoch aus dem Winter oder Frühjahr, wurden Verteilungsfunktionen auch an Serien der Abflussscheitel der hydrologischen Sommer- und Winterhalbjahre (Mai bis Oktober bzw. November bis April) angepasst (siehe Abbildung 5). Für die Serie der Sommerhalbjahre wurde die LG2 (angepasst nach dem Schätzverfahren der L-Momente LM) ausgewählt, für die Serie der Winterhalbjahre die dreiparametrische log. Weibullverteilung LW3 (angepasst nach dem Schätzverfahren der Produktmomente MM). In beiden Fällen ergibt sich eine gute Übereinstimmung mit dem Verlauf der PP bis in den Extrembereich. Für das Gesamtjahr wurde schließlich eine Mischverteilung aus den für das hydrologische Sommer- und das hydrologische Winterhalbjahr angepassten Verteilungsfunktionen gebildet (zur Methodik siehe DWA, 2012, S. 33; Stedinger et al., 1993, S. 18.40). Eingezeichnet in Abbildung 5 zeigt sie einen nach der vorangehenden Diskussion begründet flexiblen Verlauf, der besser an den Verlauf der PP angepasst ist als die zuvor angesprochenen, pauschal an die Serien der Abflussscheitel des Gesamtjahres angepassten Verteilungsfunk-

tionen. Die Mischverteilung führt allerdings zu sehr hohen Abflüssen im Extrapolationsbereich, die aus der Historie nicht bekannt sind.

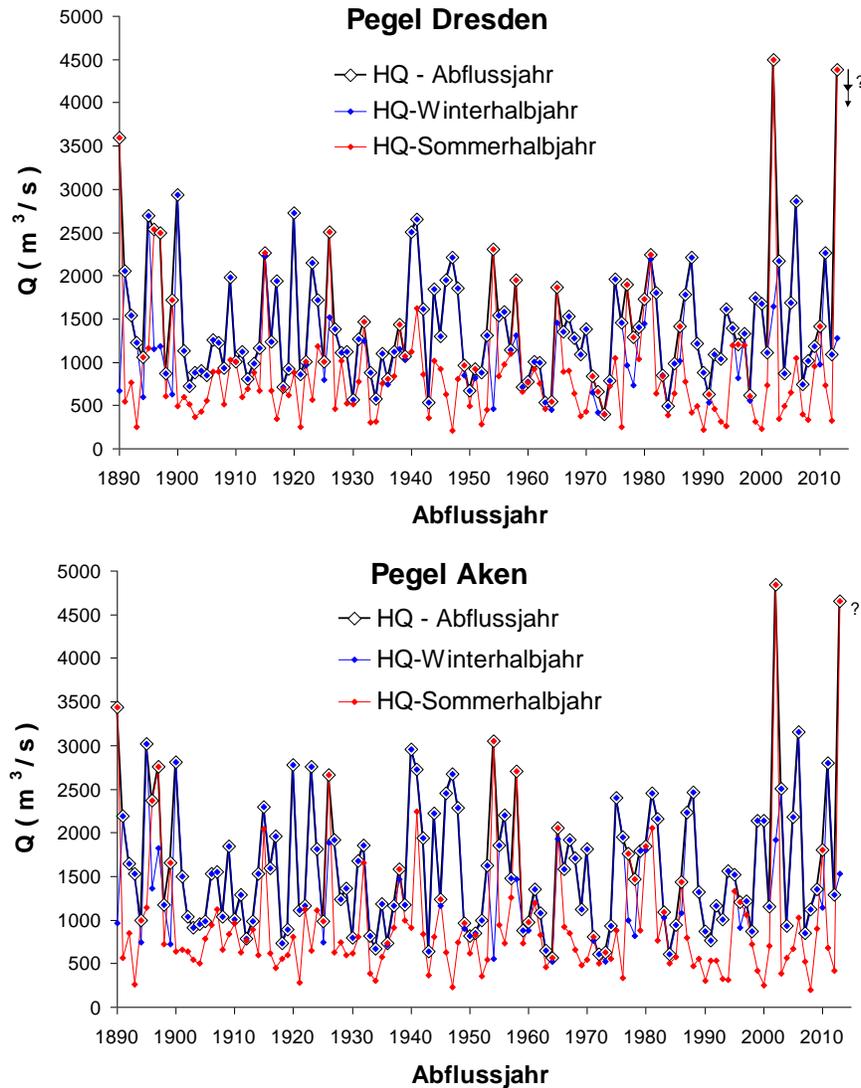


Abbildung 4: Serien der Abflussscheitel des Abflussjahres sowie der hydrologischen Winter- und Sommerhalbjahre an den Elbepegeln Dresden und Aken nach durchgeführter Homogenisierung unter der Annahme des heutigen Talsperreneinflusses im tschechischen Bereich und standfester Deiche am deutschen Elbelauf. Da die Werte für das Abflussjahr 2013 bisher nur in der Größenordnung eingeschätzt werden können, sind sie mit einem Fragezeichen versehen.

Am Pegel Aken weichen nur die PP der Ereignisse von 2013 und 2002 deutlich vom Verlauf der anderen PP ab. Der Verlauf der angepassten Verteilungsfunktionen der LN3 und der AEV hängt hier stark vom Schätzverfahren ab: während sich, bei LN3 und AEV in ähnlicher Weise, nach MM und LM mittelnde Verläufe im Bereich der extremen PP ergeben, ergeben sich nach ML Verläufe, die den hohen Abflussscheiteln der PP der Ereignisse von 2002 und 2013 besser entsprechen.

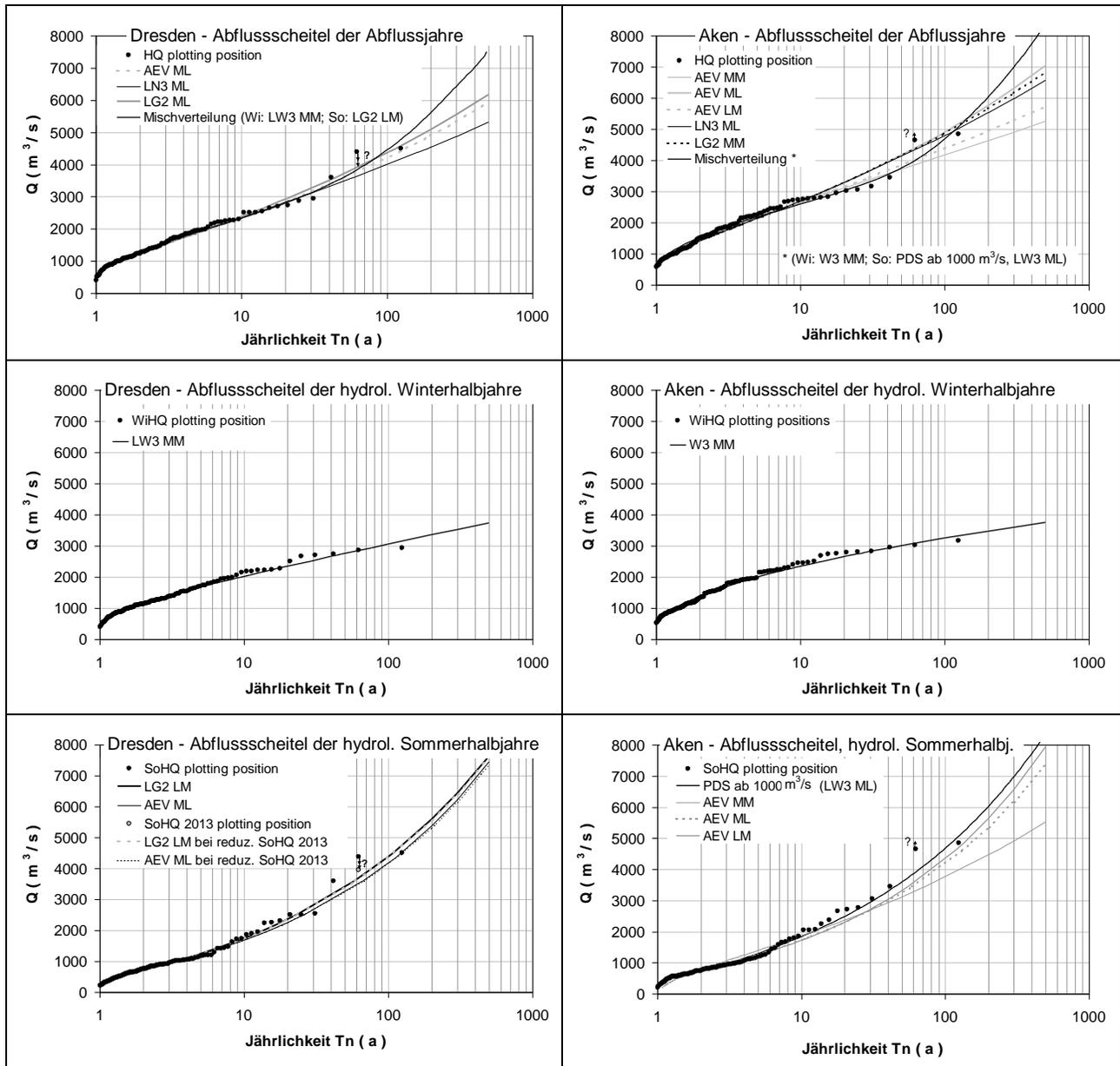


Abbildung 5: Wahrscheinlichkeitsnetze mit empirischen Wahrscheinlichkeiten (plotting positions) der homogenisierten Serien maximaler Abflussscheitel HQ der Abflussjahre (oben) sowie der hydrologischen Winter- (Mitte) und Sommerhalbjahre (unten) für die Elbepegel Dresden und Aken. Gezeigt sind ferner angepasste theoretische Verteilungsfunktionen. Zur Erläuterung der verwendeten Kürzel und zur Interpretation der Ergebnisse siehe Text.

Für die Serie der Scheitel der Winterhalbjahre ist die nach MM angepasste dreiparametrische Weibullverteilung W3 geeignet. Für die jährliche Serie der Scheitel der Sommerhalbjahre führen die meisten angepassten Verteilungsfunktionen hingegen zu geringeren Abflüssen als bei den PP der Ereignisse von 2002 und 2013 (abgesehen von der log. Gumbelverteilung, die jedoch unrealistisch hohe Abflusswerte im Extrapolationsbereich ergibt). Eine bessere Anpassung an diese Stichprobe im extremen Hochwasserbereich ergab sich auf einem anderen Weg. Dabei wurde eine partielle Serie (engl.:

partial duration series – PDS) aller unabhängigen Abflussscheitel des Sommerhalbjahrs, die den Mittelwert der jährlichen Serie der sommerlichen Scheitel ($975 \text{ m}^3/\text{s}$) überschritten, gebildet. An die partielle Serie wurde eine LW3 (nach ML) angepasst, die sich im vorliegenden Fall als besser geeignet erwies als die sonst häufig für partielle Serien verwendete Exponential- oder Allgemeine Paretoverteilungen (siehe zum Vergleich auch Ekanayake und Cruise (1993)). Unter der Annahme einer Poisson-verteilten Wahrscheinlichkeit für die Anzahl der Scheitel pro Jahr, die den gewählten Schwellenwert überschreiten, ließ sich die Verteilungsfunktion der partiellen Serie in eine Verteilungsfunktion für jährliche Auftretenswahrscheinlichkeiten der (sommerlichen) Abflussscheitel umrechnen (Stedinger et al., 1993, S. 18.37 ff.), siehe Abbildung 5. Diese konnte wiederum in einer Mischverteilung mit der W3 für die winterlichen Abflussscheitel kombiniert werden (siehe Abbildung 5), die im Extrapolationsbereich – wie für den Pegel Dresden – zu sehr hohen Abflüssen führt.

Insgesamt zeigen die Hochwasserstatistiken für Dresden und Aken hohe Unsicherheiten im Extrembereich. Eine pauschale Betrachtung der Stichprobe der Serien jährlicher Abflussscheitel ergibt kaum Hinweise auf eine auch im Extrapolationsbereich begründbare Verteilungsfunktion. Die Mischverteilungen ergeben hingegen im Extrapolationsbereich sehr hohe Abflusswerte, deren Plausibilität zu hinterfragen ist. Aus diesen Gründen wird hier noch kein konkreter Wert für Abflüsse bestimmter jährlicher Überschreitungswahrscheinlichkeiten, wie sie für die Bemessung beim Hochwasserschutz gebraucht werden, angegeben. Auch wurde bisher kein Versuch unternommen, einen Längsschnitt für statistische Hochwasserkennwerte im extremen Hochwasserbereich (Niveau der Ereignisse von 2002 und 2013 und höher) zu entwickeln, zumal unterhalb von Aken noch keine Homogenisierung des Saalezuflusses bezüglich der dort wirksamen Talsperreneinflüsse vorliegt.

Um auszuloten, welche Abflusswerte im extremen Hochwasserbereich unter noch realistischen Bedingungen möglich sind und auch mit welchen weiteren Charakteristiken bei solchen Ereignissen zu rechnen ist, ist eine Informationserweiterung notwendig (vergleiche Kapitel 1).

Eine zeitliche Informationserweiterung mit der Einbeziehung extremer Hochwasserereignisse auch vor 1890 ist denkbar, jedoch angesichts geringerer Datendichten zunehmend schwer zu begründen. Für bekannte historischen Hochwasserereignissen der Elbe wurden bis vor kurzem sehr hohe Abflussscheitel am Pegel Dresden angegeben (z. B. $5700 \text{ m}^3/\text{s}$ Ende März 1845, $5200 \text{ m}^3/\text{s}$ Anfang März 1784, $5000 \text{ m}^3/\text{s}$ im August 1501, sowie weitere Ereignisse, siehe z. B. Fügner, 1984, S. 190). Bei diesen Hochwasserereignissen sind jedoch die zugrundeliegenden Abflusskurven kritisch zu hinterfragen. So ergaben Untersuchungen von Pohl (2007) und Siglow (2007, zitiert in Kirsch und Pohl, 2011), dass der zuvor angenommene Abflussscheitel des Hochwasserereignisses von 1845 auf etwa 4000 bis $4350 \text{ m}^3/\text{s}$ zu reduzieren ist. Bei diesem Ereignis sowie auch bei dem von 1784 sind zudem die Effekte von Eistau zu berücksichtigen (Schmidt, 2000, S. 259 f., 267), ohne den der Abflussscheitel geringer ausgefallen wäre. Auch eine die Hochwasserscheitel dämpfende Talsperrenwirkung war damals nicht vorhanden. Die bekannten historischen Winter- und Frühjahrshochwässer dürften somit unter eisfreien, heutigen Verhältnissen kaum $4000 \text{ m}^3/\text{s}$ überstiegen haben. Zur Einschätzung des Abflusses des Ereignisses vom August 1501 liegen weniger Informationen vor. In der Folge kam

es bis zum September 1890 zu keinen sommerlichen Hochwasserereignissen, deren Ausmaß dasjenige dieser beiden Ereignisse übertraf. Möglicherweise war die fehlende Ausbildung solcher Sommerhochwasserereignisse unter Klimabedingungen der Kleinen Eiszeit weniger wahrscheinlich. Insgesamt sind die allein aus der zeitlichen Informationserweiterung ableitbaren Aussagen bei der zur Zeit vorliegenden Informationsgrundlage begrenzt.

Wie bereits im Kapitel 1 angesprochen, ist demgegenüber eine kausale Informationserweiterung mit der Simulation extremer Hochwasserszenarien für die Elbe bei variierten und insbesondere gegenüber real aufgetretenen Extremereignissen weiter verschärften Hochwasserbedingungen besonders aussagekräftig. Auch wenn den simulierten Szenarien keine Wahrscheinlichkeitsaussage zugeordnet werden kann, können diese einen wesentlichen Beitrag zur Plausibilitätsbeurteilung möglicher Abflüsse im Extrapolationsbereich von Hochwasserstatistiken liefern. Über die auf Hochwasserscheitel bezogene Aussage hinaus führen die Szenarien zudem zur verbesserten Kenntnis weiterer möglicher Charakteristiken extremer Hochwasserereignisse an der Elbe (Fülle, Dauer, Anstiegszeiten etc.), womit sie einen wesentlichen Beitrag zur Planung von Hochwasserschutzmaßnahmen und zur Vorbereitung des operationellen Hochwassermanagements im Ereignisfall liefern. Die hydrologische Simulation solcher Szenarien im interdisziplinären und flussgebietsbezogenen Zusammenhang wird im Folgekapitel näher betrachtet.

2.4. Hydrologischer Beitrag zu einem rationalen Hochwasserrisikomanagements am Beispiel der Mittleren Elbe und ihres Einzugsgebiets

Eine umfassende Kenntnis des Abflussprozesses bis in den extremen Hochwasserbereich ist für ein Flussgebiets- und Hochwasserrisikomanagement an der Elbe und in ihrem Einzugsgebiet in besonderem Maße notwendig. So ergeben sich aus der Größe und der landschaftlichen und klimatologischen Heterogenität des Einzugsgebiets komplexe hydrologische Verhältnisse. Bei wasserwirtschaftlichen Planungen und Entscheidungen sind zudem vielfältige Nutzungen der Gewässer und Wasserressourcen, Hochwasserschutzmaßnahmen sowie weitere sozio-ökonomische und umweltbezogene Interessen zu berücksichtigen (IKSE, 2009b, 2010, 2012). Die im Kapitel 2.2 im Zusammenhang mit Talsperrren und Eindeichungen angesprochenen Aspekte stellen dabei nur einen – wenn auch wesentlichen - Teil des Gesamtgefüges dar. So finden sich an der Elbe und an ihren wichtigsten Nebenflüssen bedeutende Städte und Wirtschaftsräume, wie z. B. die Landeshauptstädte Dresden und Magdeburg an der Elbe oder die tschechische Hauptstadt Prag an der Moldau. Die Elbe ist zudem Bundeswasserstraße und wird von wichtigen (hochwassergefährdeten) Verkehrswegen gekreuzt (unter anderem Bahnlinien Berlin-Hannover und Berlin-Frankfurt). Auch erstrecken sich entlang der Elbe wertvolle Naturräume, insbesondere das Biosphärenreservat Mittlere Elbe. Um ein Flussgebiets- und Hochwasserrisikomanagement in diesem Raum auf die Flussgebietseinheit Elbe zu beziehen, müssen diese staats- und länderübergreifend durchgeführt werden (Nestmann et al., 2004).

Bei der Bewältigung der damit verbundenen Anforderungen des Flussgebiets- und Hochwasserrisikomanagements liefern Simulationen des Abflussprozesses der Elbe und ihrer Zuflüsse eine wesentliche Planungsgrundlage. Die bereits in den Kapiteln 1 und 2.3 betonte Bedeutung interdisziplinär gekoppelter Simulationen extremer Hochwasserszenarien mit vielfältig variierten und insbesondere auch gegenüber real aufgetretenen Ereignissen verschärften Bedingungen wurde durch das Auftreten der extremen Hochwasserereignisse der Jahre 2002, 2006, 2011 und 2013 unterstrichen. Besonders beim Hochwasserereignis vom August 2002 hatten der vielerorts nicht ausreichende Hochwasserschutz sowie die mangelnde Erfahrung mit dem operationellen Management solcher Extremereignisse schwerwiegende Folgen. Neben den bisher, zumindest anhand abgesicherter Daten, nicht gekannten Abflussscheiteln deuteten die unterschiedlichen, ereignisspezifischen Charakteristiken der genannten Hochwasserereignisse ihre mögliche Vielfalt an, und damit auch die vielfältigen Anforderungen an das Hochwasserrisikomanagement an der Elbe. Szenarien unter vielfältig variierten Bedingungen erweitern die Kenntnis möglicher Ausmaße und Charakteristiken extremer Hochwasserereignisse und tragen damit entscheidend zu einem rationalen Hochwasserrisikomanagement im Elbe-Einzugsgebiet bei.

In diesem Zusammenhang und nach den Erfahrungen aus dem Augsthochwasser 2002 wurde im Rahmen der BMBF-Förderaktivität RIMAX („Risikomanagement extremer Hochwasserereignisse“) das Verbundprojekt „Operationelles Hochwasser-Management in großräumigen Extremsituationen am Beispiel der Mittleren Elbe“ (BMBF-FKZ 0330698B, Laufzeit 07/2005-12/2008) durchgeführt. Mit interdisziplinären sowie deutschen und tschechischen Forschungspartnern wurden in diesem Projekt operationelle Modelle der Meteorologie, der Hydrologie und der numerischen Hydraulik anhand von beobachteten Extremhochwasserereignissen validiert und untereinander sowie mit einem Deichinformationssystem gekoppelt, um mit dem daraus resultierenden Gesamtsystem die Wirkungskette von der hochwasserauslösenden Wetterlage bis zu lokalen Hochwasserrisikosituationen an der Mittleren Elbe durchgängig und zuverlässig zu quantifizieren (Nestmann und Kron, 2009; Kron et al. 2010). Auf dieser Grundlage wurden beobachtete Hochwassersituationen nach Abstimmung mit den interdisziplinären Forschungspartnern in Szenarien modifiziert, um deren mögliche Streubreite und entsprechende Folgen zu erfassen.

Als Zielgebiet wurde in dem Projekt die Mittlere Elbe, insbesondere der Bereich um die Muldemündung in Dessau-Rosslau gewählt (siehe Abbildung 6), da sich hier eine besonders problematische Überlagerungssituation von Mulde- und Elbehochwasserereignissen und eine dementsprechend hohe Hochwassergefährdung ergeben können. Mit diesem Zielgebiet und der Kooperation mit den Forschungspartnern vom Tschechischen Hydrometeorologischen Institut und dem Büro Aqualogic aus Prag ergab sich das Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken (wenige Kilometer unterhalb der Muldemündung) als Projektgebiet für die hydrologischen Simulationen auf deutscher Seite. Für die von den tschechischen Partnern für den tschechischen Einzugsgebietsbereich (Pegel Ústí n. L.) simulierten Abflussganglinien konnte der Wellenablauf im deutschen Abschnitt der Elbe simuliert und mit den simulierten Zuflüssen aus dem Zwischengebiet Dresden-Aken überlagert werden.

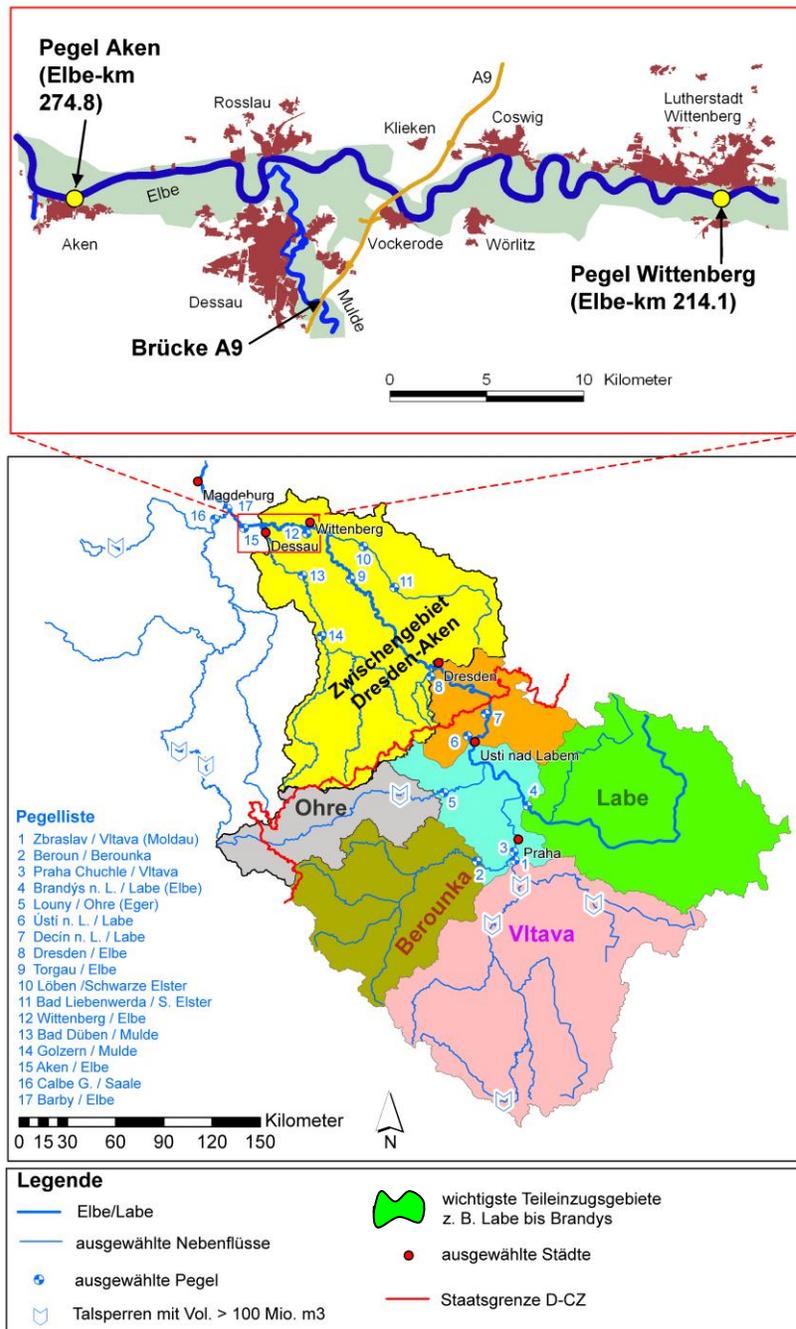


Abbildung 6: Elbe-Einzugsgebiet bis zum Muldezuffluss bei Dessau mit den wichtigsten Teileinzugsgebieten und Fließgewässern, ausgewählten Pegeln und weiteren Angaben. Das Hauptuntersuchungsgebiet an der Mittleren Elbe wird detaillierter dargestellt (roter Kasten, bereitgestellt durch Kron et al., 2010).

Ein grenzübergreifendes Zwischengebiet zwischen den Elbepegeln Ústí n. L. und Dresden („Restgebiet“) blieb nach Abstimmung mit den tschechischen Partnern zunächst unberücksichtigt. Dazu ist anzumerken, dass die Einbeziehung des tschechischen Restgebietsanteils aufgrund unsicherer Pe-

gelabflusskurven und sehr starker anthropogener Einflüsse (Braunkohletagebau, Eingriffe in den Grundwasserhaushalt, Teichsysteme; siehe Simon et al., 2005, S. 90) problematisch ist. Der von der Grenze bis Dresden verbleibende Restgebietsanteil nimmt anschließend nur drei Prozent des Einzugsgebiets des Pegels Dresden ein. Ein wesentliches Argument für die obere Begrenzung des Modellierungsgebiets auf deutscher Seite am Pegel Dresden waren ferner dessen abgesicherte Abflussdaten, da sie für die Ableitung der Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken verwendet wurden (siehe Kapitel 6.2). Für das Restgebiet Ústí-Dresden wurden bei der Simulation extremer Hochwasserereignisse und –szenarien empirische Ansätze herangezogen (siehe Kapitel 8.1).

In dem angesprochenen Projektraum war für das Zwischengebiet Dresden-Aken ein großskalig und operationell sowie bis in den extremen Hochwasserbereich zuverlässig einsetzbares NA-Modell mit robusten Schnittstellen zu den von den Forschungspartnern eingesetzten Modellen (Wettervorhersagemodell COSMO, hydrologisches Modellsystem Aqualog im tschechischen Einzugsgebietsteil, hydraulisch-numerisches Modell für das Zielgebiet an der Mittleren Elbe) zu entwickeln, zu validieren und auf Szenarien anzuwenden.

Neben der evidenten Relevanz des Zwischengebiets Dresden-Aken für die Hochwasserverhältnisse im Zielgebiet der Mittleren Elbe war seine Wahl für die Entwicklung eines großskaligen NA-Modells im Elbe-Einzugsgebiet auch in allgemeiner Hinsicht aus verschiedenen Gründen geeignet.

So wird der Abflussprozess im Zwischengebiet Dresden-Aken an mehreren Elbe- und Nebenflussspegeln (Dresden, Torgau, Wittenberg, Aken an der Elbe, Löben bzw. Bad Liebenwerda an der Schwarzen Elster sowie Bad Düben an der Mulde) bereits seit vielen Jahrzehnten erfasst. Durch die Überarbeitung der Abflussreihen im Rahmen des Projekts „WQ-Elbe 1890“ (siehe Kapitel 2.3) sind die Abflussreihen der genannten Pegel gut abgesichert. Aus ihnen kann als Grundvoraussetzung für eine diagnostizierbare Modellentwicklung eine entsprechende Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken abgeleitet werden, auch wenn diese nicht direkt beobachtbar ist (siehe Kapitel 6.2).

Günstig für die Entwicklung eines NA-Modells ist auch die Tatsache, dass der Einfluss wasserwirtschaftlicher Maßnahmen auf den Abflussprozess im Zwischengebiet Dresden-Aken im Vergleich zu anderen Teileinzugsgebieten der Elbe relativ gering ist (siehe Kapitel 2.2). Damit ist der Abflussprozess durch natürliche hydrologische Prozesse geprägt, während anthropogene Einflüsse, die im NA-Modell nicht erfasst werden, demgegenüber zurücktreten. Einen deutlichen Einfluss auf den Ablauf von Hochwasserwellen hat zwar die Eindeichung am Elbelauf ab Flusskilometer 97,7 und an den Unterläufen von Mulde und Schwarzer Elster, jedoch ist dies ebenfalls günstig für die Entwicklung und Diagnose eines NA-Modells. Mit standfesten Deichen war eine Diagnose unter langfristig homogenen Bedingungen möglich. Eine Ausnahme stellte lediglich das Auguthochwasserereignis 2002 mit mehreren Deichbrüchen und ereignisspezifischen Retentionseffekten an der Elbe und am Unterlauf der Mulde dar (siehe Kapitel 6.1). Bei diesem Ereignis wurde die Abflussganglinie des Zwischengebiets aus beobachteten Pegelreihen unter der Homogenitätsannahme standfester Deiche abgeleitet, bevor sie zur Diagnose für die NA-Simulation herangezogen wurde (siehe Kapitel 6.2, 7.5 und 9.1). Die Homogenitätsannahme entspricht dabei den im Aktionsplan Hochwasser Elbe umgesetzten

oder in naher Zukunft noch geplanten Deichsanierungen (IKSE, 2012, S. 20), womit bis zu einem deutlich erhöhten Abflussniveau standfeste Deiche gewährleistet sind oder sein werden, wie sich bereits bei dem Extremhochwasser vom Juni 2013 zeigte. Die Homogenitätsannahme standfester Deiche wird in der vorliegenden Arbeit daher allen simulierten Hochwasserereignissen und –szenarien zugrunde gelegt, um sie einheitlich diagnostizieren zu können (siehe Kapitel 9.1). Auftretende Deichbrucheffekte oder der Einsatz von Flutungspoldern sind Gegenstand weiterführender Arbeiten (Kron et al., 2010; Mikovec, 2014).

Des Weiteren ist das Zwischengebiet Dresden-Aken geeignet, da es ein typisches Landschaftsspektrum für das Elbe-Einzugsgebiet besitzt (Mittelgebirge, Hügelland, Tiefebene - siehe Kapitel 2.1), so dass die hier gewonnenen Erkenntnisse auch für entsprechende Modellentwicklungen in vergleichbaren Teileinzugsgebieten der Elbe (oder weiterer Flussgebiete Mitteleuropas) genutzt werden können. Vorteilhaft im Zwischengebiet Dresden-Aken ist dabei die recht eindeutige Abfolge der genannten Landschaftseinheiten (Abdachung nach Nordwest, s. o.), was der Identifikation einer geeigneten Modellstruktur für die hydrologischen Prozesse entgegen kommt.

Dabei hat das Zwischengebiet als Betrachtungseinheit auch eine geeignete Größe für die Entwicklung eines operationellen NA-Modells für die Elbe, in dem die in der hydrologischen Makroskala dominierenden Prozesse im Vordergrund stehen. Zudem werden mit der Wahl dieser großskaligen Betrachtungseinheit skalenbedingte Unsicherheiten an der meteorologisch-hydrologischen Schnittstelle gering gehalten (vergleiche Kapitel 3.3, 5.6 und 9.2).

Geeignet für die Entwicklung eines NA-Modells ist das Zwischengebiet Dresden-Aken schließlich aufgrund seiner expositionsbedingt relativ hohen Abflussspenden und häufigen Hochwasserereignisse (vergleiche Kapitel 2.1). Mit dieser Variabilität hat die Abflusszeitreihe einen hohen hydrologischen Informationsgehalt, zumal sie aus gut abgesicherten Pegelreihen für einen Zeitraum über mehrere Jahrzehnte abgeleitet werden konnte. Lange Abflusszeitreihen mit hohem Informationsgehalt sind dabei günstig für die Identifikation komplexer hydrologischer Modellstrukturen mit gut definierten Parametern (Jakeman und Hornberger, 1993, S. 2638; Schoups et al., 2008, S. 8, 9 und 12; Merz et al., 2009, S. 11-14; Nester et al., 2011, S. 341; van Esse et al., 2013, S. 4233). Gerade im Hinblick auf die in der vorliegenden Arbeit interessierenden seltenen und extremen Hochwasserereignisse sind lange Abflusszeitreihen mit darin enthaltenen Hochwasserereignissen wichtig.

Insgesamt sind im Zwischengebiet Dresden-Aken somit günstige Voraussetzungen für die Entwicklung eines großskaligen Ansatzes zur NA-Modellierung gegeben.

3. Großskalige Niederschlag-Abfluss-Simulation – Stand der Forschung und Auswahl von Methoden

Mit den in den Kapiteln 1 und 2 angesprochenen fachlichen, regionalen und wasserwirtschaftlichen Aspekten und mit der in der Flussgebietskala realisierbaren Datengrundlage (siehe Kapitel 4) sind geeignete Methoden der großskaligen hydrologischen Simulation im Zwischengebiet Dresden-Aken sowie ihrer Diagnose zu diskutieren und auszuwählen. Das Hauptaugenmerk liegt dabei in diesem Kapitel auf den großskaligen Abflussbildungs- und Abflusskonzentrationsprozessen. Für die Regionalisierung meteorologischer Variablen, die Simulation der Schneedeckenentwicklung und die Simulation des Wellenablaufs in der Elbe und den Unterläufen der Schwarzen Elster und Mulde wird im Wesentlichen auf die Kapitel 5 und 6 verwiesen. Des Weiteren bezieht sich dieses Kapitel auf den gesamten Abflussprozess, wobei der Hochwasserbereich jedoch im Vordergrund steht.

Zunächst werden grundlegende Anforderungen an ein großskaliges Simulationsmodell angesprochen (Kapitel 3.1). Es folgt eine skalenabhängige Betrachtung der hydrologischen Prozesse in großen Flussgebieten (Kapitel 3.2). Mit den Anforderungen einerseits und den Prozessen andererseits werden verschiedene Ansätze zur Niederschlag-Abfluss-(NA-)Modellierung entsprechend zum aktuellen Stand der hydrologischen Forschung diskutiert (Kapitel 3.3). Die Diagnose der NA-Modelle spielt dabei eine wesentliche Rolle, was im Kapitel 3.4 zur Sprache kommt. Vor diesem Hintergrund wird schließlich im Kapitel 3.5 eine Vorgehensweise zur Entwicklung der Modellstruktur eines geeigneten NA-Modells für das Zwischengebiet Dresden-Aken skizziert. In diesem Zusammenhang werden eine perzeptuelle Modellstruktur und ihre Entwicklung als Hypothese aufgestellt, die im Kapitel 7 auf Grundlage beobachteter Daten getestet, präzisiert, kalibriert und validiert wird.

3.1. Anforderungen an ein hydrologisches Modell bei der operationellen Niederschlag-Abfluss-Simulation für große Flussgebiete.

In den Kapiteln 1 und 2.4 wurde bereits der mögliche Beitrag von hydrologischen und insbesondere von NA-Modellen zu integrierten, auf gesamte Flussgebiete bezogenen Forschungs-, Planungs- und Management-Konzepten verdeutlicht. Durch ein NA-Modell werden dabei ausgehend vom großräumigen Wettergeschehen Abflussganglinien an relevanten Standorten des Flussgebiets simuliert. Um dabei die Anforderungen der wasserwirtschaftlichen Praxis zu erfüllen, muss ein NA-Modell auch großskalig (auf Flussgebietsebene) operationell einsetzbar sein. Das Modell muss in der Lage sein, die Fülle, die Varianz und den zeitlichen Verlauf beobachteter Abflussganglinien durch Simulation hinreichend genau zu reproduzieren und auch für bisher unbeobachtete hydrologische Situationen (z. B. Szenarien) ähnlich zuverlässige Simulationen zu gewährleisten. Für umfassende hydrologische Aussagen sind zeitlich kontinuierliche Abflussganglinien des gesamten Abflussbereichs zu simulieren. Dabei ist für die beabsichtigte Simulation extremer Hochwasserszenarien ein robustes und damit zuverlässiges Verhalten des Modells bis in den extremen Hochwasserbereich erforderlich.

Weiterhin ist eine Flexibilität des Modells anzustreben, besonders durch seine modulare Gliederung. Damit können wesentliche gebiets- und ereignisspezifische Charakteristika in begründeter Weise in die Modellierung einbezogen und vielfältig differenzierte, umfassende und anschlussfähige hydrologische Aussagen getroffen werden. Vor allem ist das Modell jedoch aufgabengerecht zu gestalten, da es nicht sinnvoll bzw. überhaupt möglich ist, die gesamte Wirklichkeit im Modell wiederzugeben (Merz 2006, S. 51 f.; Plate, 2006, S. 143; Plate, 2009, S. 1939; Franks et al., 2006, S. 106). Hauptaufgabe der vorliegenden Arbeit ist die Simulation von Abflussganglinien und insbesondere Hochwasserganglinien an ausgewählten Standorten an der Elbe und am Unterlauf der Mulde.

Zu berücksichtigen ist schließlich, dass die genannten Anforderungen sich nicht nur auf die hydrologischen Modellsysteme selbst, sondern auch auf die Schnittstellen zu Modellen und Analysen weiterer Disziplinen (v.a. Meteorologie und Gerinnehydraulik) und zu wasserwirtschaftlichen Planungen (z. B. zum möglichen Einsatz von Flutungspoldern an der Elbe) beziehen müssen, um die praktische Verwertbarkeit der hydrologischen Aussagen zu gewährleisten.

3.2. Eigenschaften des Abflussprozesses großer Flussgebiete

Der durch NA-Modelle zu simulierende Abflussprozess eines großen Flussgebiets resultiert aus vielfältigen, komplex interagierenden, räumlich verteilten, gleichzeitig oder zeitlich versetzt ablaufenden Einzelprozessen und auftretenden Zuständen in verschiedenen Raumskalen eines Einzugsgebiets. Die Identifikation, Differenzierung und Quantifizierung dieser Prozesse ist aufgrund ihrer nichtlinearen, gebiets- und skalenabhängigen Eigenschaften schwierig (Kleeberg, 1999a, S. 3-9; Becker und Kleeberg, 1999, S. 27-31; Uhlenbrook und Leibundgut, 1997, S. 14-18; Uhlenbrook, 2005, S. 14-17; Savenije, 2009, S. 159). Dies gilt bereits für einzelne Abschnitte im NA-Prozess, wie für die vertikal geprägten Prozesse der Abflussbildung und Schneedeckenentwicklung in der Standortskala. Im Übergang zur Hangskala, zur Kleineinzugsgebietskala und zur hydrologischen Mesoskala (bis ca. 1000 km²) ergeben sich neben der zunehmenden Heterogenität und Variabilität der Prozesse zunehmend nichtlineare Interaktionen zwischen den Einzelprozessen bis hin zu schwellenwertabhängigen Effekten ihrer zustandsvarianten Konnektivität (Zehe und Sivapalan, 2009, S. 1280 ff.). Zudem nimmt die Bedeutung der lateralen Prozesse der Abflusskonzentration und des Wellenablaufs im Gewässernetz zu. So ist es bereits ab der Hangskala und besonders in der Mesoskala ohne (aufwändige) experimentelle Untersuchungen oft nicht im Voraus möglich, das Zusammenspiel der vielfältigen hydrologischen Prozesse zu verstehen und die dominanten hydrologischen Prozesse abzuschätzen (Sivapalan, 2003, S. 1038; Uhlenbrook, 2005, S. 14 f.). Mit dem weiteren Übergang zur hydrologischen Makroskala nimmt mit der Bedeutung lateraler hydrologischer Prozesse auch die Bedeutung der räumlichen und zeitlichen Variabilität des Niederschlags zu. In der Makroskala bzw. der Skala großer Flussgebiete dominieren schließlich die raum-zeitliche Verteilung hydrometeorologischer Parameter und der Wellenablauf im Gewässernetz die Abflussreaktion (Uhlenbrook, 2005, S. 15). Entsprechend geringere Bedeutung hat die detaillierte räumliche Differenzierung der Abflussbildung (Plate, 2009, S. 1947). Großräumig differenzierte Abflussbildungseigenschaften von topographisch

und pedologisch deutlich unterschiedlich geprägten Landschaften spielen jedoch ebenfalls eine wichtige Rolle (Savenije, 2010, S. 2682-2684). Es ist davon auszugehen, dass dies auch die Landschaften im Zwischengebiet Dresden-Aken (Mittelgebirge, Hügelländer, Flachland) betrifft.

Insgesamt dominieren in verschiedenen räumlichen (und auch zeitlichen) Skalen unterschiedliche hydrologische Prozesse das NA-Geschehen (Klemeš, 1983, S. 1-6; Peschke, 1999, S. 13; Kleeberg, 1999b, S. 25; Beven, 2001, S. 5; Blöschl und Sivapalan, 1995, S. 257 f.; Plate, 2009, S. 1948). Daher ist es nicht möglich, kleinskalige Einzelprozesse in einfacher Weise zu aggregieren, wobei das Problem eher in der gebietspezifischen Komplexität des Zusammenwirkens der Prozesse als im fehlenden physikalischen Verständnis der Einzelprozesse besteht (Nash und Sutcliffe, 1970, S. 283; Kleeberg, 1999a, S. 7; Savenije, 2009, S. 159). Auch ist zu beachten, dass bei der Beschreibung der Prozesse die für kleinere Raumskalen geeignete Zeitskala in größeren Raumskalen nicht mehr praktikabel ist und somit leicht ungeeignete Beziehungen zwischen den betrachteten Zeit- und Raumskalen entstehen können (Klemeš, 1983, S. 2; Blöschl und Sivapalan, 1995, S. 256; Kleeberg 1999a, S. 7). Ein weiteres Problem ergibt sich durch die Grenzen der Beobachtbarkeit bzw. Messbarkeit des komplexen hydrologischen Prozessgeschehens großer Flussgebiete in seiner raumzeitlichen Auflösung und Vielfalt, womit die Verifikationsmöglichkeiten von Annahmen zu systeminternen Teilprozessen entsprechend begrenzt sind (Blöschl und Sivapalan, 1995, S. 256 f.; Kleeberg, 1999a, S. 3 f., 7 f.; Beven, 2001, S. 5; Di Baldassarre und Uhlenbrook, 2012, S. 155). Insbesondere ergibt sich dieses Problem bei unterirdischen hydrologischen Prozessen (Sivapalan, 2009, S. 1394). Eine besondere Schwierigkeit ergibt sich ferner bei der Erfassung schwellenwertabhängiger Prozesse, die sich in größeren Skalen zunehmend vielfältig ausprägen (Zehe und Sivapalan, 2009, S. 1275, Kavetski, 2006, S. 178 ff). Insgesamt führen die diskutierten Probleme dazu, dass bei der hydrologischen Modellierung größerer Einzugsgebiete Zufallsanteile und Wissenslücken zu berücksichtigen sind. Diese betreffen vor allem Skalenübergänge, so dass bisher keine allgemeine hydrologische Skalentheorie entwickelt werden konnte und hydrologische Modelle skalenabhängig zu entwickeln sind (Beven, 2001, S. 5, Plate, 2009, S. 1945-1948). Eine weitere Skalenabhängigkeit hydrologischer Modelle ergibt sich schließlich bei ihrer Kopplung mit Wettervorhersage- bzw. regionalen Klimamodellen im Hinblick auf Unsicherheiten in der raumzeitlichen Zuordnung simulierter Niederschlagshöhen (siehe Kapitel 3.3).

Die erörterten Schwierigkeiten gelten besonders auch für extreme Hochwassersituationen, bei denen spezifische hydrologische Prozesse auftreten können, die mit aus Normalsituationen abgeleiteten Erkenntnissen nicht erklärt werden, vor allem wenn sie erst ab dem Überschreiten eines zustandsabhängigen Schwellenwerts auftreten. Für solche Situationen selbst liegen zudem aufgrund ihrer Seltenheit und schwierigen messtechnischen Erfassung oft nur wenige (verlässliche) Daten vor.

3.3. Strategien der großskaligen Niederschlag-Abfluss-Modellierung

Vor dem Hintergrund der in den vorangehenden Abschnitten dargestellten Problematik gibt es bei der großskaligen NA-Modellierung keine einheitlich befürwortete Vorgehensweise, um der komple-

nen Situation angemessen gerecht zu werden - im Gegenteil, verschiedene Ansätze bzw. Modellstrukturen werden kontrovers diskutiert. Physikalisch basierte, verteilte Modelle stehen mehr oder weniger stark konzeptionalisierten Ansätzen gegenüber. Beide können aus jeweils verschiedenen Gründen zweckmäßig sein. Es ist ein Kompromiss zu finden zwischen einer begründbaren bzw. für die Modellaussage im modellierten System notwendigen Komplexität der Modellstruktur einerseits und einer zuverlässigen, parametersparenden Modellstruktur, die durch verfügbare Daten unterstützt wird, andererseits (siehe auch Wagener et al. 2001, S. 14 f.; Savenije, 2010, S. 2681).

Physikalisch basierte, verteilte Modelle, wie das *Système Hydrologique Européen* (Abbott et al., 1986), stellen den denkbaren Idealfall dar, da sie theoretisch ohne Kalibrierung einsetzbar und auch extrapolierbar sind (Kuczera und Mroczkowski, 1998, S. 1482). Allerdings ist für diese sehr komplexen Modelle eine ausreichende Datengrundlage und Prozesskenntnis vorauszusetzen, was nach Kapitel 3.2 nicht nur in der wasserwirtschaftlichen Praxis großer Flussgebiete und bei extremen Hochwasserereignissen unrealistisch ist (Kuczera und Mroczkowski, 1998, S. 1482; Blöschl 2001, S. 710 und Todini 2007, S. 470), zumal der individuelle Charakter der Einzugsgebiete zu berücksichtigen ist (Beven, 2001, S. 5 f.). Daher wird in jüngerer Zeit allgemeiner von prozessbasierten Modellen gesprochen (Montanari und Koutsoyannis, 2012, S. 1), die allerdings bereits Übergänge zu vereinfachten Prozessbeschreibungen wie bei konzeptionellen Modellen (s. u.) umfassen. Im Hinblick auf die angesprochenen daten- und prozessbezogenen Unsicherheiten müssen in der Praxis auch prozessbasierte Modelle kalibriert werden, womit effektive bzw. repräsentative Parameterwerte erhalten werden (Beven, 2001, S. 5 f.; Kleeberg, 1999a, S. 3 f.). Bei gegenüber der Daten- und Wissensgrundlage inadäquat komplexen und mehr oder weniger unsicheren Modellstrukturen mit einer Vielzahl von (dann ebenfalls unsicheren) Parametern ergibt sich das Problem der Überparametrisierung. Im Kalibrierungszeitraum führen dabei verschiedene Modellstrukturen und Parametersätze zu etwa gleich akzeptablen Modellausgängen (Äquifinalität, siehe Beven und Binley, 1992, S. 279 f.; Beven, 1993, S. 43-45; Efstratiadis und Koutsoyannis, 2010, S. 59). Bei Anwendung außerhalb des kalibrierten Zeitraums ergibt sich jedoch eine hohe Fehleranfälligkeit dieser Modelle mit nicht hinreichend identifizierten Parameterwerten (siehe z. B. Savenije, 2010, S. 2681; Andreásson et al., 2012, S. 2206, f.). Schließlich ist auch der hohe Rechenaufwand für diese Modelle zu erwähnen, der ihrer operationelle Einsetzbarkeit in großen Flussgebieten entgegensteht (Todini, 2007, S. 470).

Insgesamt ist somit eine komplexe, prozessbasierte hydrologische Modellierung in der Skale großer Flussgebiete, wie dem der Elbe oder ihrer Hauptzuflüsse, problematisch. Besonders für einen operationellen Einsatz sind vereinfachte Modellstrukturen vorzuziehen, die sich auf geeigneter Abstraktionsebene mit angemessener Komplexität auf die skalen- und gebietsspezifisch dominierenden und für die Aufgabenstellung wesentlichen hydrologischen Prozesse beziehen (Kleeberg, 1999a, S. 6 ff; Sivapalan, 2003, S. 1037 ff.; Blöschl, 2006, S. 2 f.; Plate, 2009, S. 1944-1948; Savenije, 2010, S. 2681). Weite Verbreitung finden semi-verteilte, konzeptionelle Modelle mit physikalisch sinnvollen Modellstrukturen. Dabei werden die Prozesse für homogene Teilflächen aggregiert oder mit einer einfachen Verteilungsfunktion repräsentiert, so dass wesentlich weniger (repräsentative) Parameter als

bei stärker prozessbasierten Modellen involviert werden (Kleeberg, 1999b, S. 25-27). Weit verbreitete Beispiele sind die semi-verteilten Versionen des Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning (HBV-)Modells (Bergström, 1995), des Precipitation Runoff Modelling System (PRMS) (Leavesley und Stannard, 1995) oder des Sacramento Soil Moisture Accounting (SAC-SMA) Modells (Burnash, 1995).

Im Bereich des in der vorliegenden Arbeit besonders interessierenden deutschen Elbe-Einzugsgebiets bis zur Mulde-Mündung sind die Arbeiten von Krysanova et al. (1999) und Menzel und Bürger (2002) zu nennen, in denen im Mulde-Einzugsgebiet (Pegel Bad Dübener See, siehe Abbildung 2) semi-verteilte Varianten des HBV-Modells mit einer Untergliederung in Höhen- und Vegetationszonen sowie weitergehend auch in Teil-Einzugsgebiete eingesetzt wurden. Krysanova et al. (1999) erreichten recht gute Kalibrierungsergebnisse mit Nash-Sutcliffe-Effizienzkriterien NSE (zu dessen Definition siehe Kapitel 3.4) von 0,82 bis 0,88 für verschiedene Kalibrierungszeiträume. Die Kalibrierungszeiträume waren dabei mit vier bis fünf Jahren als hinreichend lang einzuschätzen, um die zeitliche Variabilität des Abflussprozesses großteils zu erfassen, jedoch nicht als lang genug, um alle Parameterwerte zuverlässig bestimmen zu können (Merz et al., 2009, S. 14). Angaben zu den für die verschiedenen Kalibrierungszeiträume gefundenen Parameterausprägungen und zu einer Modellvalidierung (siehe Kapitel 3.4) machen Krysanova et al. (1999) nicht. Für die Mulde wurde ferner eine schlechtere Modellanpassung der teileinzugsgebietsdifferenzierten Modellvariante (HBVD, NSE 0,82) gegenüber der entsprechenden, nicht differenzierten Variante (HBV-96) gefunden. Menzel und Bürger erreichten mit der Modellvariante HBVD eine ähnlich gute Modellanpassung, sowohl für einen vierjährigen Kalibrierungs- als auch für einen vierjährigen Validierungszeitraum (NSE 0,79 bzw. 0,83 sowie 0,81 für den achtjährigen Gesamtzeitraum). Zu beiden Untersuchungen ist festzustellen, dass in den simulierten Zeiträumen keine extremen Hochwasserereignisse enthalten waren.

Fleischbein et al. (2006a und 2006b) wendeten, ebenfalls für das Mulde-Einzugsgebiet, das semi-verteilte konzeptionelle Modellsystem J2000 (Krause, 2000) an und verglichen verschiedene räumliche Aggregationsstufen: einerseits eine Untergliederung in 56 Teileinzugsgebiete, andererseits eine weitere Untergliederung in 456 hydrological response polygons (HRP, abgeleitet aus Boden-, Bodenbedeckungs-, Gelände- und hydrogeologischen Eigenschaften). Es wurden ein einjähriger Kalibrierungszeitraum und ein fünfjähriger Validierungszeitraum genutzt, beide ohne extreme Hochwasserereignisse. Die HRP-Variante erwies sich gegenüber derjenigen mit lediglich einer Teileinzugsgebietsuntergliederung als vorteilhaft, bei der Kalibrierung besonders im Hochwasserbereich und bei der Modellvalidierung insgesamt. Als mögliche Ursachen werden hierfür neben der räumlich detaillierteren Erfassung der Einzugsgebietscharakteristiken auch die bessere Erfassung der räumlichen Niederschlagsverteilung und im Hinblick auf den Wellenablauf die detailliertere Erfassung des Gewässernetzes bei der HRP-Variante genannt, jedoch ohne Gewichtung. Die bei der HRP-Variante erreichten NSE betragen 0,83 bei der Kalibrierung und 0,79 bei der Validierung (Fleischbein et al., 2006 b, S. 43), wobei zu berücksichtigen ist, dass der Kalibrierungszeitraum zu kurz ist, um die Variabilität des Abflussprozesses hinreichend zu erfassen (Merz et al., 2009, S. 14). Bei einer Simulation des extremen Hochwasserereignisses vom August 2002 zur Validierung der HRP-Variante im extre-

men Hochwasserbereich wurde ein deutlich geringeres NSE von 0,64 berechnet, das auch unterhalb des NSE (0,75) der teileinzugsgebietuntergliederten Variante liegt (Fleischbein, 2006 b, S. 43).

Im Rahmen des European Flood Alert Systems wurde am Joint Research Center der Europäischen Kommission das Modellsystem LISFLOOD entwickelt. Es handelt sich um ein rasterbasiert verteiltes, konzeptionelles hydrologisches Modell mit teilweise physikalisch basierten Modellkomponenten, das zur NA-Simulation in europäischen Flussgebieten mit mehr als 2000 km² Einzugsgebietsfläche eingesetzt wird (Feyen et al., 2007, S. 277). Eine Dokumentation des Modells findet sich in van der Knijff et al. (2010, S. 190-201). Hier werden auch Ergebnisse einer Anwendung für die Mulde (Pegel Priorau, nahe der Mündung in die Elbe) mitgeteilt. Die Ergebnisse beziehen sich auf einen jeweils fünfjährigen Kalibrierungs- und Validierungszeitraum, wobei letzterer das Hochwasserereignis vom August 2002 beinhaltet. Bei der Kalibrierung wurde ein NSE von 0,67, bei der Validierung nur einer von 0,09 erreicht (van der Knijff et al., 2010, S. 208). Im Vergleich zu den oben angesprochenen Modellen (HBV, J2000) ist LISFLOOD in dem hier interessierenden Gebiet offenbar weniger geeignet.

Schließlich ist das vom Tschechischen Hydrometeorologischen Institut im tschechischen Teil des Elbe-Einzugsgebiet genutzte Modellsystem Aqualog auf Basis des semi-verteilten Sacramento-Modells anzusprechen (siehe Kapitel 8.1 bzw. Aqualogic Consulting, 2014, oder Nestmann und Kron, 2009, S. 55-60). In dem im Kapitel 2.4 genannten Projekt zum operationellen Hochwasser-Management für die Mittlere Elbe wurde Aqualog für den Zeitraum von 2000 bis 2006 kalibriert, womit für den Elbepegel Ústí n. L. eine zufriedenstellende Anpassung an die beobachtete Ganglinie (NSE 0,79), auch für die extremen Hochwasserereignisse der Jahre 2002 und 2006, erreicht wurde.

Mit den in den semi-verteilten Modellen im Elbe-Einzugsgebiet angestrebten, verfeinerten räumlichen Diskretisierungen wird vor allem eine verbesserte Repräsentation der (räumlich variablen) Abflussbildungseigenschaften angestrebt. Dabei ist jedoch die bereits angesprochene Tatsache zu berücksichtigen, dass mit dem Übergang zur Skala größerer Flussgebiete die raum-zeitliche Verteilung der Eingangsgrößen (Niederschlag, Schneeschmelze), der Wellenablauf im Gewässernetz und damit die großräumige Überlagerungssituation gegenüber der detaillierten räumlichen Differenzierung der Abflussbildung zunehmend an Bedeutung für die Abflussreaktion gewinnen.

Entsprechende Erkenntnisse lieferten auch umfangreiche Vergleichsuntersuchungen im Distributed Modelling Intercomparison Project (DMIP, siehe Reed et al., 2004, Smith et al., 2004, 2012a, 2012b, 2013). Dabei wurden mit operationell verfügbaren Daten konzeptionelle Modelle verschiedener räumlicher Diskretisierung für Niederschlagshöhen, Bodeneigenschaften und Wellenablaufcharakteristiken im Gewässer kalibriert und validiert. Vor allem wurde die Zuverlässigkeit einer Vielzahl verteilter Modelle gegenüber der von Blockmodellen (unter anderem SAC-SMA als benchmark-Blockmodell) untersucht. Die Untersuchungen bezogen sich auf eine Vielzahl meso- bis makroskaliger Einzugsgebiete in Oklahoma und in der Sierra Nevada (USA). Im Bereich Oklahomas sind die Einzugsgebiete des Blue River mit 1233 km² und des Illinois River mit 1645 km² Einzugsgebietsfläche hervorzuheben. Sie sind durch ein hügeliges Gelände mit bedeutenden Waldanteilen, ton- und schluffreiche (Illinois River) bzw. tonreiche (Blue River) Böden sowie jährliche Niederschlagshöhen

von 1000 mm oder mehr gekennzeichnet (Smith et al., 2004, S. 10-15; Ajami, 2004, S. 116). In der Sierra Nevada handelt es sich um Teileinzugsgebiete des Carson River (922 km²) und des American River (886 km²) in gebirgischem Gelände mit komplexer Topographie und Geologie, variablen jährlichen Niederschlagshöhen zwischen ca. 600 und 1650 mm mit hohem Schneeanteil. Auch wenn im DMIP die Fähigkeiten und Entwicklungspotentiale verteilter Modelle betont werden, wird festgestellt, dass Blockmodelle insgesamt überwiegend zuverlässigere Simulationsergebnisse an den Kalibrierungspegeln lieferten, sowohl für Abflussfüllen als auch für Hochwasserscheitel und deren Zeitpunkte (Reed, 2004, S. 55, Smith et al., 2012b, S. 17 und Smith et al., 2013, S. 322). In Fällen, in denen verteilte Modelle vorteilhaft waren, betraf dies meist die Höhe und den Zeitpunkt der Hochwasserscheitel. In verschiedenen Untersuchungen am Blue River und am Illinois River wurde festgestellt, dass sich (gegebenenfalls auftretende) Vorteile verteilter Modelle vor allem durch die räumlich verteilte Simulation des Wellenablaufs im Gewässer und die Berücksichtigung der räumlichen Niederschlagsverteilung ergeben, während die räumliche Differenzierung der Bodeneigenschaften zumindest bei der Modellvalidierung zu keinen signifikanten Verbesserungen führt (Butts et al., 2004, S. 252; Ajami et al., 2004, S. 130; Boyle et al., 2001, S. 2758). Ajami et al. (2004, S. 130) erwähnen jedoch, dass sich ihr Ergebnis auf ein relativ homogenes Einzugsgebiet bezieht (Illinois River) und in heterogeneren Einzugsgebieten gegebenenfalls andere Schlüsse zu ziehen sind. Eher als vorteilhaft erwiesen sich die verteilten Modelle bei den Untersuchungen in Oklahoma schließlich für die Simulation einzugsgebietsinterner Punkte (bei Kalibrierung für das Gesamteinzugsgebiet; siehe Reed et al., 2004, S. 52 f.; Ajami et al., 2004, S. 130, Smith et al., 2012b, S. 17 und 35). Teilweise waren diese Simulationen jedoch auch bei den verteilten Modellen nicht zufriedenstellend. Abschließend empfehlen Smith et al. (2012b, S. 35), in der operationellen Wasserwirtschaft weiterhin Blockmodelle zu nutzen und diese durch verteilte Modelle komplementär zu ergänzen (nicht jedoch zu ersetzen).

Auch Lerat et al. (2012) untersuchten mit der Anwendung (Kalibrierung und Validierung) des konzeptionellen Modells GR4J auf 187 französische Einzugsgebiete die Eignung von Block- und semi-verteilten Modellen. Die im Gebiet Frankreichs verteilten Einzugsgebiete hatten unterschiedliche Charakteristiken, Einzugsgebietsflächen zwischen etwa 100 und 10000 km² und Pegel am Gebietsauslass sowie an ein bis zwei einzugsgebietsinternen Standorten. Danach empfehlen Lerat et al. (2012, S. 17) für die Simulation an Gebietsauslässen und an nicht für die Kalibrierung genutzten einzugsgebietsinternen Standorten, Blockmodelle mit Kalibrierung am Gebietsauslass vorzuziehen, da mit diesen etwa gleich gute Modellanpassungen mit besser identifizierbaren Modellparametern erreicht werden. Offenbar war die innere Heterogenität der untersuchten Einzugsgebiete nicht groß genug, um differenzierte Parameter des semi-verteilten Modells ohne hinreichend differenzierte Datengrundlage zuverlässig ableiten zu können. Nur für die gleichzeitige Simulation mehrerer in die Kalibrierung einbezogener Pegel eines Einzugsgebiets empfehlen Lerat et al. (2012, S. 15) die Nutzung eines durch Daten gestützten und daher nicht überparametrisierten semi-verteilten Modells.

Da die Daten- und Wissensgrundlage im Rahmen der angesprochenen Studien (DMIP; Lerat et al., 2012) sehr gut war und ein weites Spektrum hydrologischer Bedingungen umfasste, ist zu davon

auszugehen, dass sich allgemein offenbar bereits bei semi-verteilten, konzeptionellen Modellen erhebliche Probleme der Überparametrisierung und daraus resultierender Fehleranfälligkeit ergeben können. So wird auch von weiteren Autoren betont, dass durch relativ einfache (sparsame) Blockmodelle mit wenigen, dafür aber gut identifizierbaren Parametern gute und robuste Simulationsergebnisse für den Abfluss am Auslass eines Einzugsgebiets erzielt werden können (Jakeman und Hornberger, 1993, S. 2638, 2646 f.; Perrin et al., 2001, S. 275 f, 298., Savenije, 2010, S. 2681). Mehrere Autoren empfehlen daher die Verwendung bzw. Weiterentwicklung sparsamer Modellstrukturen (Perrin et al., 2001, S. 299; van Esse et al., 2013, S. 4236 f.; Fenicia, Savenije et al., 2008, S. 9).

Besonders für operationelle Modellanwendungen, bei denen häufig nur Niederschlags-, Temperatur- und Abflussreihen zur Modellkalibrierung vorliegen und Abflusssimulationen nur an einzelnen Standorten benötigt werden, ist eine detaillierte und vollständige Simulation der hydrologischen Prozesse nicht möglich bzw. nicht notwendig, so dass sparsame Blockmodelle günstig sind. Gerade in großskaligen Einzugsgebieten können Blockmodelle häufig erfolgreich eingesetzt werden, da in diesen die räumliche Variabilität gedämpft wird (Grayson und Blöschl, 2000; Merz, 2009, S. 1 und 13; van Esse et al., 2013, S. 4233). Bei deutlichem Landschaftswechsel ist jedoch gegebenenfalls die mit zunehmender Einzugsgebietsgröße zunehmende landschaftliche Heterogenität zu berücksichtigen. Auch in solchen Fällen kann bei der Modellierung jedoch die Tatsache genutzt werden, dass räumliche Verteilungseigenschaften der Prozesse in größeren Raumeinheiten leichter zu simulieren sind als die genaue räumliche Zuordnung der Prozesse (Blöschl und Sivapalan, 1995, S. 260 f.).

In diesem Zusammenhang ist auch die räumliche Unsicherheit bei der Niederschlagssimulation durch Wettervorhersage- und regionale Klimamodelle zu beachten, die eine genaue und bei der Vorhersage auch frühzeitige raumzeitliche Zuordnung von (vor allem extremen) Niederschlagshöhen zu kleineren Raumeinheiten (z. B. Einzugsgebiete mit homogenen Eigenschaften) oft nicht zulässt. Statistische Verteilungseigenschaften der Niederschlagshöhen in größeren Raumeinheiten sind hingegen zuverlässiger modellierbar (von Storch, 1995, S. 76; Rudolph und Rapp, 2002, S. 179; Beck und Ahrens, 2004, S. 59; Maraun et al., 2010, S. 6). Somit ergibt sich auch bei der Kopplung des NAModells mit meteorologischen Modellen ein skalenbedingter Vorteil durch Modellstrukturen mit möglichst großen Raumeinheiten, wie z. B. dem Zwischengebiet Dresden-Aken bzw. dessen Landschaftseinheiten (vergleiche Kapitel 2.1 und 9.2).

Auch zu einfache Modellstrukturen sind jedoch zu vermeiden. Werden die dominanten hydrologischen Prozesse nicht vollständig erfasst, ist das Modell eventuell nicht flexibel genug, um den Abflussprozess hinreichend genau und umfassend abzubilden. Darüber hinaus kann nicht davon ausgegangen werden, dass das Modell für Bedingungen, die im Kalibrierungszeitraum nicht aufgetreten sind, zuverlässig extrapoliert werden kann (Kuczera und Mroczkowski, 1998, S. 1482). Allerdings sollten Modellstrukturen nur in solchen Fällen weiter ausdifferenziert werden, in denen hiermit die Genauigkeit deutlich erhöht wird, ohne die Parameterstabilität zu stark zu beeinträchtigen und die Fehleranfälligkeit des Modells zu erhöhen (vergleiche Nash und Sutcliffe, 1970, S. 286 f.; Perrin et al., 2001, S. 281 und 299). Um dies zu gewährleisten, ist darauf zu achten, dass (erweiterte) Modell-

strukturen auf kausal begründeten Zusammenhängen beruhen, das heißt auf physikalisch sinnvollen Annahmen oder auf Prozesskenntnissen, die über prozessbasierte Modelle oder Analysen gewonnen wurden (Nash und Sutcliffe, 1970, S. 286; Klemeš, 1986, S. 178S ff.; Kuczera und Mroczkowski, 1998, S. 1482; Sivapalan, 2003, S. 1039 f.; Savenije, 2009, S. 160, Schoups et al., 2008, S. 1 und 10).

In der Flussgebietssskala ist es im Hinblick auf die angesprochene Kausalität evident, dass laterale hydrologische Prozesse (großräumige Abflusskonzentration mit dem Wellenablauf im Gewässernetz) starken Einfluss auf die Ausprägung des Abflussprozesses am Gebietsauslass haben (siehe Kapitel 3.2). In diesem Zusammenhang hat auch die großräumige Verteilung der hydrologischen Eingangsgrößen (Niederschlag, Schneeschmelze) große Bedeutung. Dabei ist es plausibel, dass sich laterale oder lateral verteilte Prozesse stärker auf schnelle und damit hochwasserrelevante Abflusskomponenten auswirken als auf langsamere Abflusskomponenten, die ihrerseits stärker von der Filterwirkung des Einzugsgebiets geprägt werden (Fenicia, Savenije et al., 2008, S. 11). Dies entspricht auch den Erkenntnissen, die mit semi-verteilten Modellen im DMIP gewonnen wurden (s. o.).

Die Filterwirkung des Einzugsgebiets wird maßgeblich von der unterirdischen Speicherung des Wassers geprägt. Ein physikalisch sinnvoller Ansatz, die mit dem Grundwasser verbundenen Abflussprozesse im NA-Modell (vereinfacht) zu erfassen, sind konzeptionelle Speicher (Tallaksen, 1995, S. 353-356; Wittenberg, 1999, S. 716). Abhängig von der Speicherfüllung wird der grundwasserbürtige Abfluss dabei analog zum Ausfluss aus einem Aquifer simuliert. Aufschluss über die Charakteristik der Speichereigenschaften in einem Einzugsgebiet liefert die Analyse von Trockenwetterfalllinien des Abflusses, die von der Wirkung des Speichers dominiert werden.

Eine weitere wesentliche Eigenschaft des Abflussprozesses, die in NA-Modellen, vor allem im Simulationsmodus, berücksichtigt werden muss, ist seine vom Systemgedächtnis des Einzugsgebiets und von der hydrometeorologischen Vorgeschichte bestimmte Zustandsabhängigkeit (Jakeman und Hornberger, 1993, S. 2647). Die Füllung der zuvor angesprochenen Speicher spielt dabei – neben dem Bodenzustand – eine maßgebliche Rolle. Insbesondere ist die (möglichst kontinuierliche) Erfassung der Anfangsbedingungen bei Hochwasserereignissen von entscheidender Bedeutung für die zutreffende Simulation der Abflussreaktion (Berthet et al., 2009, S. 819).

Besondere Sorgfalt erfordern schließlich schwellenwertabhängige hydrologische Prozesse im NA-Modell, auch wenn sie in großskaligen Einzugsgebieten deutlich gedämpft werden. Werden schwellenwertabhängige Prozesse im Modell mit einem zu scharfen Übergang in zu einfacher Weise repräsentiert, führt dies leicht zu instabilen Modellparametern und fehleranfälligen Modellausgängen (Kavetski, 2006, S. 178 ff.). Bei Verfügbarkeit hinreichend detaillierter Information kann eine weitergehende Ausdifferenzierung des schwellenwertabhängigen Prozesses vorteilhaft sein (siehe z. B. Kapitel 5.3 zur temperaturabhängigen Niederschlagsform, Kapitel 5.4 zur Wasserabgabe von Schneedecken und Kapitel 7.4 mit einer Fallunterscheidung bei der räumlichen Inputverteilung).

Um das Potential der in vielerlei Hinsicht vorteilhaften, sparsamen Blockmodelle besser auszuschöpfen, werden seit einigen Jahren ausgehend von Blockmodellen flexible Modellstrukturen entwickelt

bzw. angewandt (Clark et al., 2008; Clark et al., 2011; Fenicia, Savenije et al. 2008; Fenicia, McDonnell et al., 2008; Fenicia et al., 2011; Kavetski und Fenicia, 2011; Van Esse et al., 2013). Diese Ansatzweise über flexible Modellstrukturen fand in der hydrologischen Fachliteratur grundsätzlich bereits weitergehende Akzeptanz (siehe z. B. Beven, 2007, S. 464; Savenije, 2009, S. 160; Sivapalan, 2009, S. 1394). Im Gegensatz zu fixierten Modellstrukturen werden mit flexiblen Modellstrukturen gebiets- und skalenspezifisch sowie aufgabengerecht optimierte Modellstrukturen angestrebt. Hervorzuheben ist dabei die Berücksichtigung individueller Eigenschaften der Einzugsgebiete (Stichwort „uniqueness of place“, siehe Beven, 2001, S. 5). In diesem Sinne wird eine deduktiv („top-down“) orientierte Modellentwicklung verfolgt, in der physikalisch sinnvolle Modellstrukturen (oder deren Module) nach Erkenntnissen aus Diagnosen gegenüber Daten schrittweise weiter ausdifferenziert, angepasst oder komplementär rekombiniert werden. Modellstrukturen und Module können dabei im jeweiligen Zusammenhang (Einzugsgebiet, Modellstruktur, Daten) als Hypothesen getestet und danach beibehalten oder verworfen werden. Mit dieser lernfähigen Modellentwicklung, die als Teil der Modellierung aufzufassen ist, wird der Informationsgehalt der verfügbaren Daten möglichst weitgehend ausschöpft und eine angemessene komplexe (datengestützte) Modellstruktur abgeleitet. Zur effektiven Umsetzung dieser Ansatzweise wurden methodische Rahmen entwickelt, in denen alternative Module von verschiedenen konzeptionellen NA-Modellen gemeinsam mit geeigneten numerischen und diagnostischen Methoden angeboten werden. Dazu gehören FUSE (Framework for Understanding Structural Errors; Clark et al., 2008) sowie FLEX (Flux Exchange; Fenicia et al., 2006) bzw. SUPERFLEX (Fenicia et al., 2011; Kavetski und Fenicia, 2011). Bei einer Kalibrierung von SUPERFLEX für 237 meso- bis makroskalige Einzugsgebiete in Frankreich stellten van Esse et al. (2013, S. 4213) deutliche Vorteile gegenüber einem Referenzmodell mit fixierter Modellstruktur (GR4H) fest, betonen jedoch auch die Notwendigkeit der Modellvalidierung, um inkonsistente Modellergebnisse für verschiedene Kalibrierungszeiträumen zu vermeiden.

Die bis zu diesem Punkt geführte Diskussion zum allgemeinen und zum elbebezogenen Forschungsstand bei der NA-Modellierung zeigt, dass es im Elbe-Einzugsgebiet ergänzend zu den angesprochenen semi-verteiltern, konzeptionellen Modellansätzen (Aqualog, HBVD, J2000) sinnvoll bzw. notwendig ist, ausgehend von einem Blockansatz eine flexible Modellstruktur für großskalige, auf die Elbe bezogene Aussagen zu entwickeln (siehe Kapitel 3.5). Hiermit wird ein Brückenschlag zwischen hydrologischer Forschung und wasserwirtschaftlicher Praxis vorgenommen. Mit der flexiblen Ansatzweise wird einerseits angestrebt, bei angemessener ausdifferenzierter Komplexität des NA-Modells die gebiets- und skalenspezifischen hydrologischen Charakteristiken in einem großen Teileinzugsgebiet der Elbe (Zwischengebiet Dresden-Aken) mit den gegebenen Informationen (siehe Kapitel 4) und in kausal begründbarer Weise zu erfassen. Andererseits sind die im Kapitel 3.1 angesprochenen operationellen Anforderungen der wasserwirtschaftlichen Praxis zu erfüllen, vor allem im Hinblick auf die Hochwasserproblematik. Um den flexiblen Modellansatz auf einer zuverlässigen Grundlage entwickeln zu können, werden für seine Kalibrierung und Validierung Datenreihen mit hohem Informationsgehalt genutzt, das heißt langfristige Reihen über mehrere Jahrzehnte, die unter anderem eine Vielfalt größerer Hochwasserereignisse enthalten (vergleiche Kapitel 2.4).

3.4. Diagnostische Aspekte bei der Niederschlag-Abfluss-Modellierung

Die Modelldiagnose gegenüber beobachteten Daten stellt ein wesentliches Element bei der Entwicklung und Bewertung von NA-Modellen dar. Für die im Kapitel 3.3 für die vorliegende Arbeit hervorgerufenen flexiblen Modellansätze gilt dies in besonderem Maße. In diesem Kapitel werden daher diagnostische Aspekte mit besonderer Relevanz für die NA-Modellierung beleuchtet.

Bei der Diagnose von NA-Modellen wird untersucht, wie genau die Anpassung der mit dem kalibrierten Modell simulierten Abflussganglinie an die beobachtete Abflussganglinie des Kalibrierungszeitraums ist (vergleiche Kapitel 3.1). Um das NA-Modell zu validieren, wird ferner die Anpassung der simulierten Abflussganglinie an eine beobachtete Abflussganglinie außerhalb des Kalibrierungszeitraums untersucht. Dies kann eine Extrapolation des Modells für Bedingungen, die im Kalibrierungszeitraum nicht aufgetreten sind, beinhalten. Im Zusammenhang mit der Modellvalidierung ist auch die Untersuchung der Parameterstabilität für verschiedene Kalibrierungszeiträume bzw. der Sensivität des Modellausgangs bei Variation eines Parameters (Parameteridentifizierbarkeit) von Interesse.

Die in der Hydrologie am weitesten verbreiteten und auch in der vorliegenden Arbeit hauptsächlich verwendeten Gütemaße für simulierte Abflussganglinien (\hat{Q}_i mit Zeitschritt $i=1,\dots,l$) gegenüber beobachteten Abflussganglinien (Q_i , mit arithmetischem Mittel \bar{Q}) sind der mittlere quadratische Schätzfehler (MSE – „mean squared error“) bzw. dessen Wurzel (RMSE – „root mean squared error“) sowie das durch Normierung des MSE abgeleitete Nash-Sutcliffe-Effizienzkriterium (NSE), siehe Gleichungen 1 und 2 (sowie Nash und Sutcliffe, 1970, S. 287 f. und Gupta et al., 2009, S. 80):

$$\text{MSE} = \frac{1}{l} \sum_{i=1}^l (Q_i - \hat{Q}_i)^2 \quad (1)$$

$$\text{NSE} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^l (Q_i - \hat{Q}_i)^2}{\sum_{i=1}^l (Q_i - \bar{Q})^2} \quad (2)$$

Der NSE hat dabei einen Wertebereich von $-\infty$ bis 1, wobei sich der Wert von 1 bei perfekter Anpassung der simulierten an die beobachtete Abflussganglinie ergibt. Ein Wert von 0 ergibt sich, wenn die quadratischen Abweichungen zwischen simulierter und beobachteter Abflussganglinie denen zwischen beobachteter Abflussganglinie und deren arithmetischem Mittel entsprechen. Bei der Bewertung eines NSE ist auch die Dauer des Kalibrierungszeitraums zu berücksichtigen. Für einen längeren Kalibrierungszeitraum mit größerer Prozessvielfalt ist ein hoher Wert des NSE schwieriger zu erreichen als der gleiche Wert des NSE eines kürzeren Zeitraums. Allerdings wirkt sich ein längerer Kalibrierungszeitraum positiv auf den NSE der Modellvalidierung aus (Merz et al., 2009, S. 14).

In der hydrologischen Fachliteratur finden sich verschiedene Kritikpunkte zu den beiden Gütemaßen MSE und NSE, die in der vorliegenden Arbeit einen geeigneten Umgang hiermit erfordern.

Seibert (2001), Schaepli und Gupta (2007) und Moussa (2010) diskutieren den Bezug des NSE auf den Mittelwert der beobachteten Abflussganglinie. Um die Aussagekraft des NSE über die Güte eines NA-Modells zu erhöhen, wird vorgeschlagen, zum Vergleich auch den NSE eines einfachen und allgemein leicht interpretierbaren Referenzmodells („Benchmark-Modell“) zu berechnen. Auch wird ein Benchmark-Effizienzkriterium vorgeschlagen, in dem der Mittelwert der beobachteten Abflussganglinie durch simulierte Werte des Benchmark-Modells ersetzt wird, um die in der Simulation mit einem NA-Modell erreichte Verbesserung gegenüber dem Benchmark-Modell zu bewerten. In der vorliegenden Arbeit wird eine flexible Modellstruktur über Begleitmodelle schrittweise bis zu einer Endstufe entwickelt (siehe unten, Kapitel 3.5 und 7.2.1, 7.2.2, 7.3.1, 7.3.2). Die Begleitmodelle können auch als Benchmark-Modelle für weiter entwickelte Modellstrukturen bzw. die Endstufe der Modellentwicklung gelten. Auf die Berechnung von Benchmark-Effizienzkriterien wird jedoch verzichtet, da bereits der Vergleich der NSE der Modelle verschiedener Entwicklungsstufen aufschlussreich ist. Dazu ist auch festzustellen, dass sich bei einer Kalibrierung mit dem gewöhnlichen NSE und einem Benchmark-NSE keine unterschiedlichen Parameterwerte des NA-Modells ergeben.

Eine mögliche Schwäche des NSE bzw. des RMSE ist auch die starke Auswirkung von bereits geringen Laufzeitfehlern bei Hochwasserereignissen, auch wenn andere Eigenschaften der Abflussganglinie gut durch das NA-Modell reproduziert werden (Moussa, 2010, S. 1077 f.; Ehret und Zehe, 2011, S. 880 f.; Ewen, 2011, S. 179). Betroffen von diesem Effekt sind vor allem schnell ablaufende Hochwasserereignisse mit ausgeprägten Abflussspitzen. In einem großskaligen Einzugsgebiet, wie dem Zwischengebiet Dresden-Aken, relativiert sich der Effekt. Bei der Diagnose des für dieses Gebiet entwickelten NA-Modells werden simulierte Hochwasserereignisse mit Laufzeitdefiziten in markant ausgeprägten Abflussspitzen zeitlich verschoben, um den (begrenzten) Effekt des Laufzeitdefizits auf das NSE zu untersuchen (siehe Kapitel 7.3.3).

Ein weiterer häufig diskutierter Kritikpunkt am NSE und am (R)MSE ist ihr pauschaler Charakter, sowohl im Hinblick auf ihre eigene Definition als auch auf ihren pauschalen Bezug auf den Gesamtabfluss des zu modellierenden Gebiets.

Im Hinblick auf die Definition des NSE, zerlegen Gupta et al. (2009, S. 81 f.) diesen in drei Komponenten, die die Korrelation, die Erwartungstreue und das Verhältnis der Varianzen zwischen simulierter und beobachteter Abflussganglinie repräsentieren. Alle drei Komponenten sind dabei für eine gute Anpassung der simulierten an die beobachtete Abflussganglinie wesentlich, wobei ihre Gewichtung im NSE allerdings festgelegt ist und nicht an gegebenenfalls unterschiedliche Erfordernisse angepasst werden kann (Ehret und Zehe, 2011, S. 880). Darüber hinaus nennen Gupta et al. (2009, S. 81 f.) zwei weitere theoretische Probleme des NSE:

- bei hoher Varianz der beobachteten Abflussganglinie nimmt der Einfluss der Komponente zur Bewertung der Erwartungstreue ab, was zu Volumenbilanzfehlern bei der simulierten Abflussganglinie führen kann.

- bei Maximierung des NSE wird die Varianz der beobachteten Abflussganglinie durch die der simulierten Abflussganglinie in Abhängigkeit von der Korrelation zwischen den beiden Ganglinien unterschätzt (umso stärker je geringer die Korrelation). Damit ergibt sich auch eine tendenzielle Unterschätzung der beobachteten Abflussscheitel (Gupta et al., 2009, S. 89). Dieser auf das NSE an sich bezogenen Eigenschaft steht jedoch gegenüber, dass bei hohen Abflusswerten typischerweise auch größere Modell- und Datenfehler auftreten, was zu einer hohen Sensivität des NSE in diesem Abflussbereich führt und dazu, dass ein optimierter NSE gerade für die zutreffende Simulation von Abflussscheiteln günstig ist (Gupta et al., 2009, S. 89).

Insgesamt ist festzustellen, dass auch bei optimiertem NSE Unsicherheiten in seinen Komponenten verbleiben. Vor diesem Hintergrund empfehlen Gupta et al. (2009, S. 90) unter anderem, bei einer Kalibrierung über das NSE auch Angaben zur Korrelation, zur Erwartungstreue und zur Varianz der simulierten Abflussganglinie in bezug auf die beobachtete Abflussganglinie zu machen. In der vorliegenden Arbeit werden daher Korrelationskoeffizienten, vergleichende Dauerlinien (bezüglich der Varianz) und Volumenfehler (VE – „volumetric error“, als Maß für die Erwartungstreue; siehe Gleichung 3) aus den simulierten und beobachteten Abflussganglinien berechnet (siehe Kapitel 7.4).

$$VE = \frac{\sum_{i=1}^I (Q_i - \hat{Q}_i)}{\sum_{i=1}^I Q_i} \quad (3)$$

Für die simulierten Abflussganglinien wird zudem ein visueller Vergleich mit der beobachteten Abflussganglinie vorgenommen, um einen umfassenden Gesamteindruck von der Güte der Simulation zu erhalten und gegebenenfalls noch bestehende Modelldefizite zu erkennen. Zur fokussierten Diagnose im besonders relevanten Hochwasserbereich wird schließlich das NSE auch in bezug auf die Abflusswerte oberhalb des mittleren jährlichen Scheitelabflusses berechnet (siehe Kapitel 7.4).

Hinsichtlich des pauschalen Bezugs des NSE auf den zu modellierenden Gesamtabfluss werden in der Literatur verschiedene Vorschläge zur differenzierteren Kalibrierung unter Einbeziehung gebiets- bzw. modellinterner Prozessvariablen gemacht, auf die nachfolgend eingegangen wird. Ziel ist dabei eine bessere (physikalische) Begründung von Modellstrukturen und -parametern und damit eine Einschränkung der Äquifinalität und der Fehleranfälligkeit des Modells (vergleiche Kapitel 3.3).

Von einer Einbeziehung von Abflussreihen einzugsgebietsinterner Pegel in die Kalibrierung, wie z. B. von Efstratiadis und Koutsoyannis (2010, S. 69) genannt, wurde bei der Kalibrierung für das Zwischengebiet Dresden-Aken abgesehen, da hieraus keine Vorteile für elbebezogene Modellaussagen zu erwarten waren (vergleiche Kapitel 3.3 mit den Ergebnissen des DMIP und von Lerat et al., 2012).

Von vielen Autoren wird die Einbeziehung von Daten weiterer hydrologischer Prozessvariablen, neben denen des Abflusses und der Niederschlagshöhe, genannt (z. B. Kuczera und Mroczkowski, 1998, S. 1482; Uhlenbrook, 2005, S. 19; Efstratiadis und Koutsoyannis, 2010, S. 69; Andréassian, 2012, S. 2208; Clark et al., 2011, S. 8; van Esse et al., 2013, S. 4228). Dabei handelt es sich um detail-

lierte hydrometeorologische Daten, hydrologische Feldmessungen (z. B. Grundwasserstände, Bodenfeuchte oder hydrochemische Inhaltsstoffe in Fließgewässern) oder Fernerkundungsdaten (z. B. zur Bodenfeuchte oder zur Schneedecke). Daten aus hydrologischen Feldmessungen können in der Flussgebietskala bei realisierbarem Aufwand keine repräsentativen Aussagen liefern. Operationell verfügbare hydrometeorologische Daten zur Niederschlagsform und zur Schneedeckenausprägung an ausgewählten Klimastationen können jedoch genutzt werden, um Fehleranfälligkeiten bei der NA-Modellierung im Zusammenhang mit schwellenwertabhängigen nivalen Prozessen zu reduzieren (siehe Kapitel 5.3 und 5.4). Fernerkundungsdaten sind für den langfristigen Kalibrierungszeitraum nicht durchgehend bzw. in raumzeitlich hinreichend aufgelöstem Detail verfügbar. Als grundsätzliches Problem ist in diesem Zusammenhang auch die nicht hinreichende Beobachtbarkeit unterirdischer hydrologischer Prozesse anzusprechen, wobei diese andererseits von großer Bedeutung für den Abflussprozess sind (Di Baldassarre und Uhlenbrook, 2012, S. 155).

Ein weiterer Weg der differenzierten Kalibrierung unter Einbeziehung gebietsinterner Prozesse ergibt sich durch den Bezug von Gütemaßen (z. B. NSE) auf verschiedene Zeitabschnitte oder Komponenten der Abflussganglinie. Durch Analyse der Abflussganglinie können gut begründete Aufschlüsse auf die in einem Zeitabschnitt oder in einer Komponente dominierenden hydrologischen Prozesse gewonnen werden und damit die in der Abflussganglinie enthaltene Information besser ausgeschöpft werden (Fenicia, Savenije et al., 2008, S. 9; Clark et al., 2011, S. 8; Efstratiadis und Koutsoyannis, 2010, S. 69). Dieser Ansatz bezieht auch unterirdische Prozesse ein und kann sich - weit in die Vergangenheit zurück reichend - auf den gesamten Zeitraum beziehen, in dem die Abflusszeitreihe zur Modellkalibrierung vorliegt. Boyle et al. (2000, S. 3668), Wagener et al. (2001, S. 17 f.), Clark et al. (2011, S. 8) und Ehret und Zehe (2011, S. 878) schlagen in diesem Sinne einen differenzierten Bezug der Kalibrierung auf ansteigende (durch Niederschlagsereignisse angetriebene) und fallende (vor allem von Einzugsgebieteigenschaften abhängige) Ganglinienabschnitte vor. Fenicia et al. (2006, S. 143-148) und Ferket et al. (2010) führen dagegen zunächst begründete Separationen der Abflussganglinie durch und beziehen die Modellkalibrierung bzw. -diagnose auf die Basisabflusskomponente und im erstgenannten Fall auch auf die schnelle Abflusskomponente. Die begründete Separation der Abflussganglinie in Komponenten, auf die sich anschließend die Kalibrierung entsprechend begründeter Module des zu entwickelnden NA-Modells (mit möglichst stabilen Parameterwerten) bezieht, wird auch in der vorliegenden Arbeit vorgenommen (siehe Kapitel 7.1 und 7.2).

Ein differenzierter und dabei möglichst aufschlussreicher Bezug der Modellkalibrierung auf verschiedene Aspekte der im Abflussprozess enthaltenen Information, wie von Gupta et al. (2007, S. 3806) und Fenicia, Savenije et al. (2008, S. 2) beschrieben, wird in der vorliegenden Arbeit schließlich besonders auch im Rahmen der schrittweisen Entwicklung einer flexiblen Modellstruktur über Begleitmodelle vorgenommen. Für die Begleitmodelle wird dabei jeweils die Struktur des Modellfehlers diagnostiziert, um daraus weitere Schritte der Modellentwicklung abzuleiten. Details zu den eingesetzten Diagnoseverfahren werden im Zusammenhang mit der konkreten Modellentwicklung im Untersuchungsgebiet erläutert (siehe Kapitel 7.2 und 7.3).

Mit der differenzierten Kalibrierung werden neben einer begründeten Modellstruktur auch stabile und damit identifizierbare Parameterwerte angestrebt. Um die Identifizierbarkeit der Parameterwerte (bzw. die Sensivität des Modellausgangs bei ihrer Variation) zu analysieren, werden in der vorliegenden Arbeit die Werte aller Parameter des jeweiligen Modells innerhalb plausibler Bereiche systematisch und in allen möglichen Kombinationen variiert (systematic random sampling - SRS) und für alle Kombinationen das jeweilige Gütemaß (hier RMSE) berechnet. Anschließend werden diese RMSE in diagnostischen Diagrammen („dotty plots“) als Antwortflächen gegenüber den zugehörigen Parameterwerten aufgetragen (Beven, 2012, S. 252). Ferner werden in den dotty plots für geeignete Intervalle der Parameterwerte jeweils die minimalen RMSE mit den zugehörigen Parameterwerten ermittelt und zu unteren Hüllkurven der RMSE-Antwortfläche verbunden (siehe Kapitel 7.2 und 7.3 bzw. Abbildung 39). Aus der Hüllkurve lässt sich schließen, ob bzw. wie deutlich ein optimaler Parameterwert im Zusammenhang mit allen anderen Parametern des Modells identifizierbar ist. Gut identifizierbare Parameter zeigen deutlich konvex nach unten gewölbte Hüllkurvenverläufe mit eindeutig ausgeprägtem globalem Minimum des RMSE, während schlecht identifizierbare und damit unsichere Parameter kein erkennbares Minimum oder mehrere lokale Minima ähnlicher Ausprägung zeigen. Bei einigen Parametern ist zu berücksichtigen, dass sie nur im Zusammenhang mit anderen Parametern aussagekräftig sind (Beven, 2001, S. 7; Bardossy, 2007, S. 704 f., 709). In diesen Fällen werden aussagekräftige Größen aus Kombinationen der Parameter gebildet (z. B. Anstiegszeit der Einheitsganglinie aus den Parametern der linearen Speicherkaskade, siehe Kapitel 7.2.1).

Aus einer begründeten Modellstruktur und gut identifizierbaren Parameterwerten ergibt sich eine geringe Fehleranfälligkeit des Modells. Um diese nachzuweisen, ist eine Validierung des Modells anhand der beobachteten Abflusszeitreihe außerhalb des Kalibrierungszeitraums notwendig. Dies gilt besonders bei einer flexiblen Modellstruktur (van Esse et al., 2013, S. 4227), wie sie in der vorliegenden Arbeit entwickelt wird. Die Validierung erfolgt über einen split-sample-Test, bei dem das Modell für einen Teil der Abflusszeitreihe kalibriert wird und mit den dabei erhaltenen Parameterwerten auf den anderen Teil der Abflusszeitreihe angewandt wird. Für die Validierung sollte sich in beiden Teilreihen eine ähnlich gute Modellanpassung ergeben (Klemeš, 1986, S. 186S; Kachroo, 1992, S. 3 f., Merz et al., 2009, S. 4). In der vorliegenden Arbeit wird die relativ lange verfügbare Abflusszeitreihe (34 Jahre) in zwei gleichlange Teilreihen unterteilt, die für die Validierung jeweils mit den kalibrierten Parametern aus der anderen Teilreihe simuliert und nach ihrer Zusammenfassung diagnostiziert werden (siehe Kapitel 7.2.3). Beide Teilreihen sind dabei hinreichend lang, um die Variabilität des Abflussprozesses bei der Kalibrierung weitgehend auszuschöpfen (vergleiche Merz et al. 2009, S. 14) und damit eine erfolgreiche Validierung erwarten zu können. Zu beachten ist aber, dass größere Hochwasserereignisse aufgrund ihrer Seltenheit nur in geringer Anzahl und auch nur bis zu einer gewissen Größe im Kalibrierungszeitraum vorkamen. Die Validierung des entwickelten und kalibrierten NA-Modells bis in den extremen Hochwasserbereich erfordert daher auch die Analyse seiner Extrapolierbarkeit ohne Nachkalibrierung. Die extremen Hochwasserereignisse der letzten Jahren (August 2002, Januar 2011, Juni 2013) bieten sich hierfür an (siehe Kapitel 7.5). Damit werden die Voraussetzungen für die Simulation extremer Hochwasserszenarien getestet.

3.5. Entwicklung und Hypothese einer flexiblen Modellstruktur zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung im Zwischengebiet Dresden-Aken

3.5.1. Allgemeine Vorgehensweise

Die Modellierung der hydrologischen bzw. hydrometeorologischen Prozesse zwischen dem großräumigen Wettergeschehen und dem Abflussprozess am Flussstandort lässt sich sinnvoll gliedern in die folgenden, jeweils raumzeitlich verteilten Prozesskomplexe:

- Entwicklung meteorologischer Größen (Niederschlagshöhe und Temperaturen),
- Entwicklung der Schneedecke,
- Abflussbildung,
- Abflusskonzentration im Einzugsgebiet,
- Wellenablauf im Fließgewässer.

Im Bereich des Zwischengebiets Dresden-Aken wurden Module für die Regionalisierung meteorologischer Größen, die Schneedeckenentwicklung und den Wellenablaufs in der Elbe und in den Unterläufen ihrer wichtigsten Zuflüsse individuell entwickelt und diagnostiziert (siehe Kapitel 5 und 6). Damit wurden aus beobachteten Stations- bzw. Pegeldaten bestmöglich abgesicherte meteorologische Eingangsgrößen (vor allem der Gebietsinput) und die Ausgangsgröße (Abflussganglinie) der Module für die Abflussbildung und die Abflusskonzentration, die das NA-Modell im engeren Sinn darstellen und nachfolgend so bezeichnet werden, abgeleitet (siehe Abbildung 7).

Die Module für die meteorologischen Größen und die Schneedeckenentwicklung berücksichtigen rasterbasiert deren räumliche Verteilung, so dass der Einfluss ihrer räumlichen Variabilität auf die Abflussbildungs- und Abflusskonzentrationsprozesse untersucht werden kann. Auch werden damit stark schwellenwertabhängige Prozesse der Schneekomponente raumzeitlich ausdifferenziert, so dass hiermit verbundene Unsicherheiten minimiert werden.

Im NA-Modell wird dagegen bewusst eine stärkere Generalisierung vorgenommen. So sind die Prozesse der Abflussbildung und der Abflusskonzentration eng miteinander verknüpft und im großskaligen Zwischengebiet Dresden-Aken nicht in umfassender Weise differenziert zu beobachten oder gar zu messen. Daher werden sie in einem gemeinsamen NA-Modell behandelt (siehe Abbildungen 7 und 8). Zudem wird im NA-Modell bewusst mit einer vor allem in der räumlichen Zuordnung der verteilten Prozesse zu den verteilten Gebietseigenschaften geringeren Komplexität gearbeitet, die bei der in der Flussgebietsskala erreichbaren Daten- und Wissensgrundlage sowie im Hinblick auf die angestrebte Modellaussage für ausgewählte Standorte an der Elbe und an der unteren Mulde angemessen ist. Damit ergeben sich die im Kapitel 3.3 erörterten Vorteile sparsamer Modellansätze (identifizierbare Parameter, geringe Fehleranfälligkeit). Die Modellierung erfolgt dabei nicht anhand einer à-priori gegebenen Modellstruktur. Vielmehr wird eine flexible Modellstruktur entwickelt, um auf Grundlage langjähriger Datenreihen (bzw. der daraus abgeleiteten Eingangs- und Ausgangsreihen des Systems Zwischengebiet, siehe oben und Abbildung 7), geeigneter Diagnosetechniken sowie

physikalisch sinnvoller Kausalitätsannahmen bestmöglich der gebiets- und skalenspezifischen Charakteristik des Untersuchungsgebiets und seiner hydrologischen Prozessvielfalt zu entsprechen. Die Entwicklung der für das modellierte Gebiet und die angestrebte Modellaussage geeigneten Modellstruktur wird als Teil der Modellierung begriffen (vergleiche Kapitel 3.3).

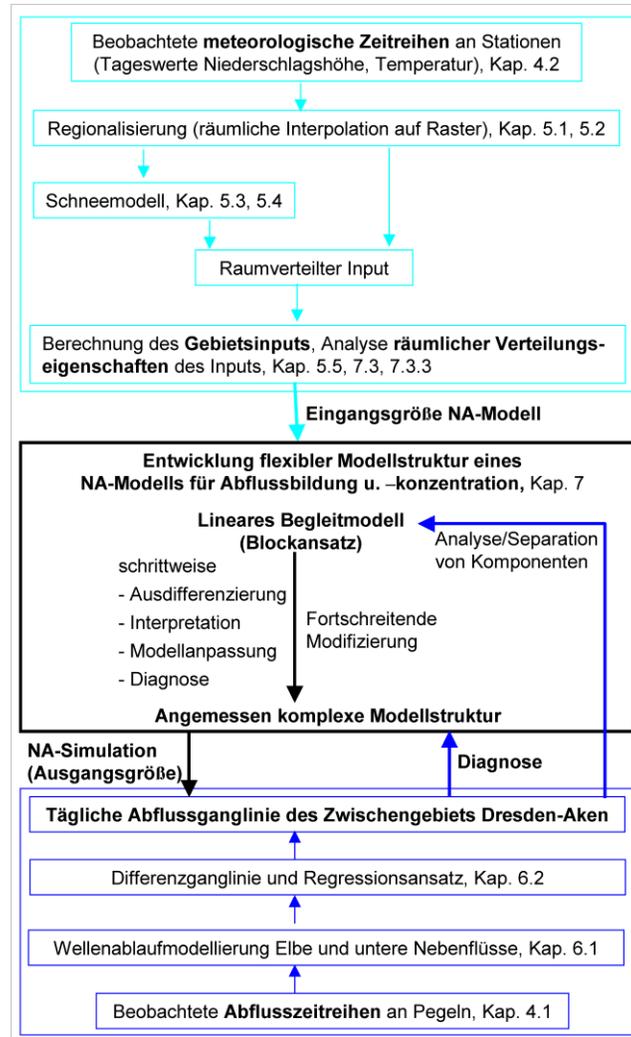


Abbildung 7: Allgemeine Vorgehensweise bei der Entwicklung eines hydrologischen Modellsystems für das Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken.

Bei der Modellentwicklung wird eine deduktive Strategie verfolgt, die auf dem Niveau der interessierenden Modellaussage (Abflussprozess des Zwischengebiets Dresden-Aken) ansetzt und versucht, Einflussgrößen zu identifizieren und in eine Modellstruktur zu überführen, die zum Abflussprozess geführt haben (siehe auch Klemeš 1983, S. 7 f.; Savenije, 2009, S. 160). Als geeigneter Ausgangspunkt dient dabei eine einfache und robuste, jedoch auch entwicklungsfähige Modellstruktur eines linearen Blockmodells (lineares Begleitmodell, siehe Abbildung 7). Dieses Begleitmodell wird nach dem bereits von Nash und Sutcliffe (1970, S. 290) eingeführten und später von verschiedenen Autoren (Ahsan und O'Connor, 1994, S. 182; Perrin et al., 2001, S. 299; Fenicia und Savenije, 2008, S. 1 f.) erneut aufgegriffenen Prinzip der fortschreitenden Modifizierung bis zu einem Modell mit angemess-

sen komplexer Modellstruktur weiterentwickelt, indem es schrittweise diagnostiziert, ausdifferenziert und damit besser an die beobachtete (bzw. aus beobachteten Pegelreihen abgeleitete) Abflussganglinie angepasst wird. Um in dieser schrittweise durchgeführten Modellentwicklung die Modellstrukturen geeignet identifizieren zu können, werden zunächst bevorzugt solche Modellkomponenten einbezogen, die in Bezug auf den gesamten Abflussprozess dominant und robust sind und möglichst weitgehend auf kausal begründbaren Zusammenhängen beruhen (vergleiche Schoups et al., 2008, S. 1, 10f.). Damit ergeben sich jeweils nur relativ geringe Unsicherheiten für die nachfolgenden Entwicklungsschritte, in denen zunehmend phasen- und ereignisspezifisch wirkende, mehr oder weniger stark nichtlineare Komponenten einbezogen werden.

3.5.2. Hypothese zur Struktur des Niederschlag-Abfluss-Modells und zu ihrer Entwicklung

Im Folgenden werden für das Zwischengebiet Dresden-Aken eine perzeptuelle Modellstruktur und ihre Entwicklungsschritte als Hypothese aufgestellt, die im Kapitel 7 auf Grundlage beobachteter Daten getestet, präzisiert, kalibriert und validiert wird. Zur Veranschaulichung der angesprochenen Modellbausteine, ihrer Einbindung in die hypothetische Modellstruktur und der zugehörigen Modellentwicklungsschritte wird Bezug auf die Abbildung 8 und die Tabelle 1 mit einer Zusammenstellung von Gleichungen für die Modellhypothese genommen.

Im Einstieg in die Modellentwicklung wird für die aus Pegeldaten abgeleitete Abflussganglinie des Zwischengebiets eine Basisabflussanalyse und eine darauf aufbauende Separation einer persistenten und einer nichtlinearen Basisabflusskomponente (QB_{pers} , QB_{NLS}) von schnellen Abflusskomponenten vorgenommen (Nr. 1 in Abbildung sowie Kapitel 7.1). Diese robuste Charakteristik des Zwischengebiets kann in einer Analyse von Trockenwetterfalllinien anhand der Gleichungen 15 und 16 in Tabelle 1 zuverlässig erfasst werden. Hiermit werden auch die Parameter entsprechender konzeptioneller Speicher ermittelt (linearer Speicher für die persistente Basisabflusskomponente, nichtlinearer Speicher für die nichtlineare Basisabflusskomponente, siehe Nr. 2 und 3 in Abbildung 8 sowie Gleichung 14 in Tabelle 1). Mit Gleichung 20 in Tabelle 1 kann zunächst die persistente Basisabflusskomponente, mit der Gleichung 21 dann die nichtlineare Basisabflusskomponente von den jeweils schnelleren Abflusskomponenten (Q_s , zunächst pauschal) separiert werden. Zudem können die Speicher mit ihren Eingangs- und Ausgangsgrößen auf Grundlage der Gleichungen 19 und 23 in Tabelle 1 in die hydrologische Modellstruktur integriert werden. Bei der Kalibrierung des NA-Modells anhand der begründet separierten Abflusskomponenten, die jeweils ein homogeneres hydrologisches Verhalten als der Gesamtabfluss zeigen, wird die in der beobachteten Abflussganglinie enthaltene Information besser ausgeschöpft als bei pauschalem Bezug auf den Gesamtabfluss. Eine dementsprechend tiefergreifende Diagnose erlaubt damit einen besser differenzierten Aufschluss über die in den unterschiedlichen Abflusskomponenten dominierenden hydrologischen Prozesse, vor allem im Hinblick auf die von der unterirdischen Filterwirkung geprägten Basisabflusskomponenten

einerseits und die schnellen Abflusskomponenten andererseits. Dem Problem der Äquifinalität von NA-Modellen wird dadurch entgegengewirkt (vergleiche Kapitel 3.3 und 3.4).

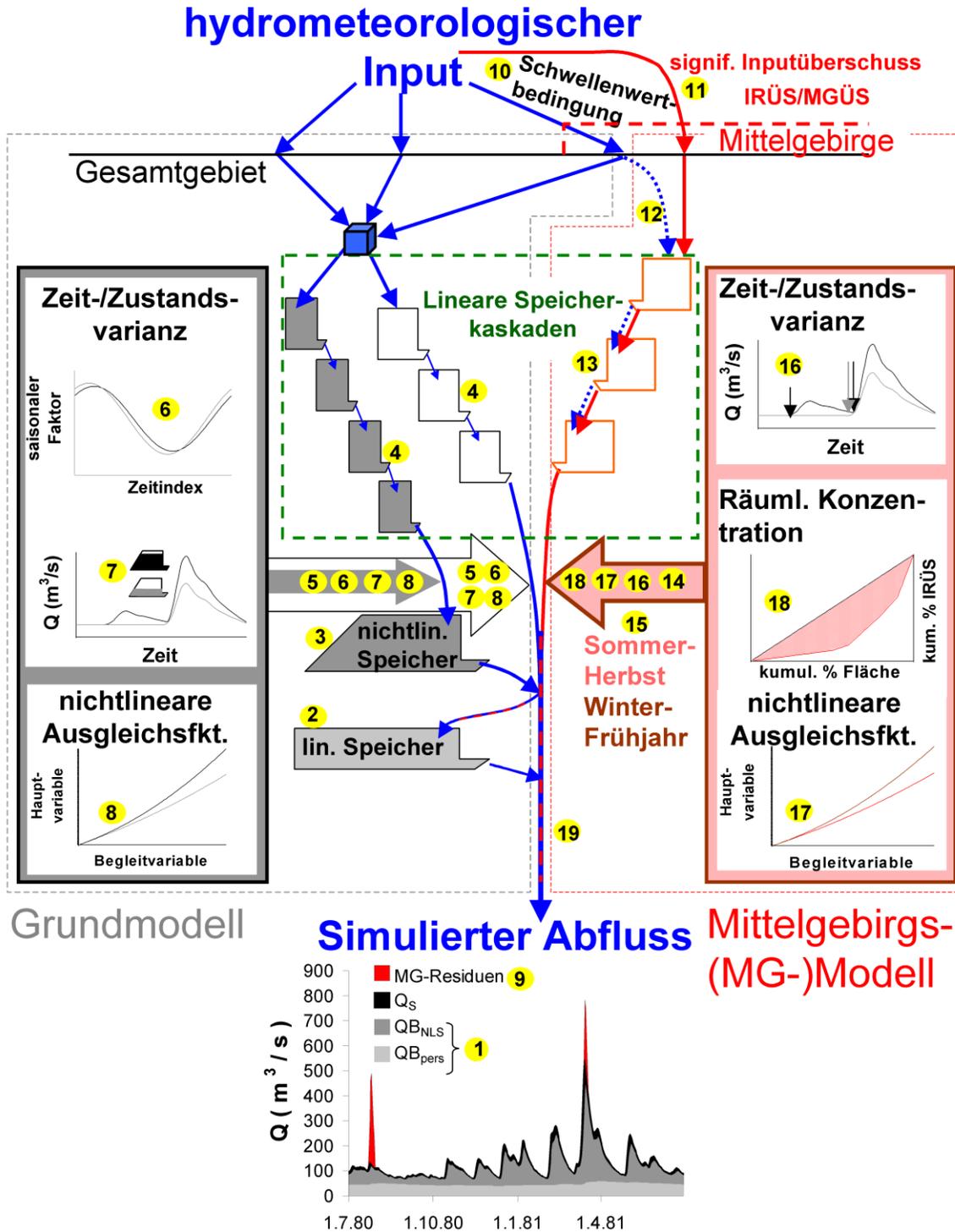


Abbildung 8: Schematische Darstellung zur Entwicklung und Hypothese einer flexiblen Modellstruktur zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung im Zwischengebiet Dresden-Aken. Die Strukturelemente bzw. Entwicklungsschritte sind entsprechend zu ihrer Ansprache im Text nummeriert.

Im folgenden Entwicklungsschritt ist der hydrometeorologische Gebietsinput mit den Abflusskomponenten durch geeignete Modellstrukturen zu verknüpfen. Dabei spielt die Einbeziehung lateraler Abflusskonzentrationsprozesse eine wichtige Rolle, bei der schnellen Abflusskomponente direkt, bei der nichtlinearen Basisabflusskomponente in Ergänzung bis zum Eingang in den nichtlinearen Speicher. Ein geeigneter Modellansatz für diese Konzentrationsprozesse ist die Einheitsganglinie (siehe Gleichung 25 in Tabelle 1), die in der entwickelten Modellstruktur über lineare Speicherkaskaden repräsentiert wird (Nr. 4 in Abbildung und Gleichung 26 in Tabelle 1). In einem kontinuierlichen und linearen Blockmodell (lineares Begleitmodell, siehe Abbildung 7 und Kapitel 7.2.1) werden die Ausgänge dieser Speicherkaskaden zunächst stark vereinfacht mit langfristig gemittelten Abflusskoeffizienten für den Eingang in den nichtlinearen Speicher und für die schnelle Abflusskomponente multipliziert (Nr. 5 in Abbildung 8, Gleichungen 24 und 25 in Tabelle 1). Damit stehen die im Skalenbereich des Zwischengebiets Dresden-Aken dominierenden lateralen Abflusskonzentrationsprozesse im Vordergrund, während die Abflussbildung zunächst relativ pauschal behandelt wird (vergleiche Kapitel 3.2). Die in der hydrologischen Makroskala ebenfalls prägende räumliche Verteilung der Eingangsgröße wird wegen ihrer ereignisspezifisch zum Teil stark variablen Wirkung zunächst auch zurückgestellt und erst in einem späteren Stadium in die Modellentwicklung einbezogen.

Durch Kalibrierung werden die Parameterwerte des linearen Begleitmodells optimiert und sinnvolle Wertebereiche der Speicherkaskadenparameter für nachfolgende Schritte der Modellentwicklung (mit Nachführung dieser Parameterwerte) eingegrenzt. Ergeben sich in der Diagnose der mit dem linearen Begleitmodells simulierten Ausgänge gegenüber den aus beobachteten Abflüssen abgeleiteten Abflussprozesskomponenten signifikante Defizite, was aufgrund der (noch) einfachen Modellstruktur zu erwarten ist, werden die Strukturen der Modellfehler analysiert, womit notwendige Modifikationen oder Erweiterungen der Modellstruktur identifiziert werden.

Es ist davon auszugehen, dass der Fehler des linearen Begleitmodells durch eine saisonale Struktur geprägt wird. Im folgenden Schritt der Modellentwicklung werden daher auf den Gesamtprozess wirkende und damit gegenüber Einzelereignissen robuste, saisonale Faktoren für die komponentenweisen Abflusskoeffizienten eingeführt (Nr. 6 in Abbildung 8 und Gleichungen 27 und 34 in Tabelle 1). Ohne diese saisonale Differenzierung sind weitere Eigenschaften des NA-Systems kaum zu identifizieren. Es ergibt sich ein saisonal differenziertes Begleitmodell (siehe Kapitel 7.2.1).

Nach der Diagnose des saisonal differenzierten Begleitmodells werden verbleibende, mit einem reinen Blockmodell und den verfügbaren Informationen kausal kaum näher fassbare Anteile der nichtlinearen Feuchte- und Abflussdynamik durch zustandsabhängige und (möglichst nur schwach) nichtlineare Ausgleichsfunktionen erklärt (siehe Nr. 7 und 8 in Abbildung 8 und Kapitel 7.2.3). Die Ausgleichsfunktionen beziehen sich auf die schnelle Abflusskomponente und auf den Eingang in den nichtlinearen Speicher. Für diese Abflussprozesskomponenten („Hauptvariable“ in Abbildung 8, Nr. 8) können die nichtlinearen Eigenschaften des NA-Modells, auch im Hinblick auf die Konnektivität der beteiligten Prozesse, anhand der aus beobachteten Abflüssen abgeleiteten, entsprechenden Größen geeignet identifiziert, kalibriert und diagnostiziert werden. Dabei werden die Ausgleichs-

funktionen in nichtlinearer Abhängigkeit von den entsprechenden Ausgängen des nachgeführten saisonal differenzierten Begleitmodells („Begleitvariable“ in Abbildung 8, Nr. 8) definiert, um die Feuchtdynamik während der Abflussereignisse zu berücksichtigen. Des Weiteren umfassen die Ausgleichsfunktionen lineare Abhängigkeiten von der simulierten nichtlinearen Basisabflusskomponente, die als kontinuierliches Vorfeuchtemaß dient (Nr. 7 in Abbildung 8, Gleichungen 35 und 36 in Tabelle 1).

Es ist anzunehmen, dass mit dem bis hierhin beschriebenen kontinuierlichen und nichtlinearen Blockmodell (linke Seite des Schemas in Abbildung 8), das als „Grundmodell“ bezeichnet wird, bereits ein großer Zeitanteil des Abflussprozesses des Zwischengebiets Dresden-Aken erklärt wird.

Das Grundmodell berücksichtigt jedoch nicht räumliche Verteilungseigenschaften des hydrometeorologischen Inputs und der abflussbildungsrelevanten Eigenschaften im Einzugsgebiet auf den Abflussprozess. Ein solcher Einfluss ist besonders für schnell reagierende Abflusskomponenten gegeben, bei denen das Einzugsgebiet nur eine geringe Filterwirkung hat (siehe Kapitel 3.3). In der Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken treten solche Situationen besonders als markante, mittelgebirgsgeprägte Hochwasserspitzen auf. Für diese ist eine Unterschätzung des Abflusses durch das Grundmodell anzunehmen, woraus „GM-Mittelgebirgsresiduen“ resultieren (siehe Nr. 9 in Abbildung 8). Nach einer Analyse des Zusammenhangs zwischen dem Inputüberschuss im Mittelgebirgsbereich des Zwischengebiets und den GM-Mittelgebirgsresiduen wird eine Schwellenwertbedingung für einen signifikanten Mittelgebirgs-Inputüberschuss abgeleitet (Nr. 10 und 11 in Abbildung 8). Das Grundmodell wird dann bei Ausblendung solcher Situationen rekali­briert. Ist die Schwellenwertbedingung erfüllt, kommt neben dem rekali­brierten kontinuierlichen Grundmodell auch ein ereignisbasiertes „Mittelgebirgsmodell“ (rechte Seite des Schemas in Abbildung 8) zur Anwendung, um den intermittierenden Prozess der GM-Mittelgebirgsresiduen (des rekali­brierten Grundmodells) zu erklären.

Eine evidente Einflussgröße im Mittelgebirgsmodell, neben dem signifikanten Mittelgebirgs-Inputüberschuss, ist auch der Mittelgebirgs-Basisinput (Mittelgebirgs-Input ohne den signifikanten Überschuss, Nr. 12 in Abbildung 8), da er die Füllung natürlicher Retentionskapazitäten im Mittelgebirgsbereich mitbestimmt. Beide Größen werden in einem linearen Begleitmodell (Mittelgebirge MG) einheitlich über die Einheitsganglinie einer linearen Speicherkaskade gefaltet, bevor für deren Ausgänge in einem Regressionsansatz Koeffizienten zur Berechnung der GM-Mittelgebirgsresiduen ermittelt werden (siehe Nr. 13 und 14 in Abbildung 8, Gleichung 38 in Tabelle 1 und Kapitel 7.3.1).

Je nach Hinweisen aus der Diagnose des linearen Begleitmodells (MG) ist in einem weiteren Entwicklungsschritt ein saisonaler Einfluss zu berücksichtigen. Bei begrenztem Stichprobenumfang und stark von Einzelereignissen geprägtem Charakter der GM-Mittelgebirgsresiduen stellt eine saisonale Fallunterscheidung eine geeignete Option der Modellentwicklung dar (Nr. 15 in Abbildung 8). Neben dem saisonalen Einfluss ist von einer zustandsabhängigen Abflussreaktion je nach Vorfeuchtebedingungen auszugehen, wofür beim intermittierenden Prozess der GM-Mittelgebirgsresiduen ein ereignisbasiertes Vorfeuchtemaß heranzuziehen ist (vergleiche Kapitel 3.3). Das Vorfeuchtemaß kann in

den Regressionsansatz des linearen Begleitmodells (MG) eingebunden werden, um damit ein zustandsabhängiges Begleitmodell (MG) zu erhalten (siehe Nr. 16 in Abbildung 8, Gleichungen 39 und 40 in Tabelle 1 sowie Kapitel 7.3.2).

Neben der Berücksichtigung von Jahreszeit und hydrologischer Vorgeschichte im zustandsabhängigen Begleitmodell (MG) ist davon auszugehen, dass die nichtlineare Abflussreaktion der GM-Mittelgebirgsresiduen maßgeblich von der ereignisinternen, raumzeitlichen Feuchtdynamik im Mittelgebirgsbereich geprägt wird. Nach entsprechender Diagnose des zustandsabhängigen Begleitmodells (MG) bezieht sich dessen Weiterentwicklung bis zur Endstufe des Mittelgebirgsmodells daher auf die nichtlinearen Auswirkungen des mit zunehmender Feuchte abnehmenden natürlichen Rückhaltevermögens und der räumlichen Konzentration des Inputüberschusses auf die GM-Mittelgebirgsresiduen (siehe Kapitel 7.3.3). Ähnlich wie beim Grundmodell werden (möglichst nur schwach) nichtlineare Ausgleichsfunktionen genutzt, um die Begleitvariable des Ausgangs des zustandsabhängigen Begleitmodells (MG) zur Hauptvariable der zu simulierenden GM-Mittelgebirgsresiduen zu transformieren (Nr. 17 in Abbildung 8). In diese nichtlineare Transformation kann ferner ein gewichteter Ginikoeffizient des im Mittelgebirgsbereich verteilten Inputüberschusses eingebaut werden, um die Wirkung von dessen räumlicher Konzentration auf die Abflussreaktion expliziter zu repräsentieren (Nr. 18 in Abbildung 8 und Gleichungen 42, 43 und 44 in Tabelle 1).

Die Entwicklung der flexiblen Modellstruktur wird abgeschlossen, wenn die Diagnose der mit dem rekalierten Grundmodell und dem Mittelgebirgsmodell simulierten Abflusskomponenten sowie ihrer Vereinigung zum simulierten Gesamtabfluss (Nr. 19 in Abbildung 8, Gleichung 45 in Tabelle 1) gegenüber der aus Pegeldata abgeleiteten Abflussganglinie und ihren Komponenten keine weiteren Hinweise auf Modifikationen oder Ergänzungen der Modellstruktur gibt, die ohne unangemessen erhöhte Fehleranfälligkeit des Modells zu einer deutlich verbesserten Modellanpassung führen (siehe Kapitel 7.2.3, 7.3.3, 7.4 und 7.5).

Tabelle 1: Ausgewählte Gleichungen zur hypothetischen Struktur des entwickelten NA-Modells (Fortsetzung auf Folgeseiten).

Laufende Nr. im Text (Kapitel)	Bezeichnung	Gleichung	Erläuterung der Variablen und Parameter
14 (Kap. 7.1)	Speicher-Abfluss-Beziehung des Nichtlinearen oder des Linearen Einzelspeichers (NLS, ELS)	$S = k \cdot QB^b$	<p>S [m³]: gespeicherte Wassermenge;</p> <p>QB [m³/s]: Ausfluss aus dem Speicher (Basisabfluss);</p> <p>k [m^{3-3b}s^b]: Speicherkonstante;</p> <p>b [-]: dimensionsloser Speicherexponent (ELS: b=1; NLS: b < 1).</p>

Tabelle 1: Fortsetzung.

Laufende Nr. im Text (Kapitel)	Bezeichnung	Gleichung	Erläuterung der Variablen und Parameter
15 (Kap. 7.1)	Rezessionskurve des NLS	$QB_{NLS,j} = QB_{NLS,0} \cdot \left(1 + \frac{(1-b) \cdot QB_{NLS,0}^{1-b}}{k \cdot b} \cdot j\right)^{\frac{1}{b-1}}$	<p>QB, NLS, k, b: siehe oben; QB_{NLS,0} [m³/s]: Abfluss zu Beginn der Rezessionskurve; j [d]: Zeitschritt nach Beginn der Rezessionskurve.</p>
16 (Kap. 7.1)	Rezessionskurve des ELS	$QB_{ELS,j} = QB_{ELS,0} \cdot e^{-j/k} = QB_{ELS,0} \cdot k_r^j$	<p>QB, ELS, k, j: s. o. ; QB_{ELS,0} [m³/s]: Abfluss zu Beginn der Rezessionskurve; k_r [-]: Rückgangskoeffizient des ELS.</p>
19 (Kap. 7.1.1)	Bildungs- und Separationsgleichung für eine persistente Basisabflusskomponente (auf Grundlage des ELS-Konzepts)	$QB_{pers,i} = (c-d) \cdot QB_{pers,i-1} + d \cdot QD_i$	<p>QGes [m³/s]: Gesamtabfluss; QB_{pers} [m³/s]: persistente Basisabflusskomponente; QD [m³/s]: „direkte“ Abflusskomponente (=QGes-QB_{pers}) i [d]: täglicher Zeitschritt in der Abflusszeitreihe; c [-]: Parameter, beschreibt reinen Auslaufprozess des pers. Basisabflusssystems; d [-]: Parameter, beschreibt Antrieb des pers. Basisabflusssystems durch schnellere Abflusskomponenten; Es gilt $k_r = c - d$.</p>
20 (Kap. 7.1.1)		$QB_{pers,i} = (c/(1+d)) \cdot QB_{pers,i-1} + (d/(1+d)) \cdot (QGes_i - QB_{pers,i-1})$	
21 (Kap. 7.1.2)	Separationsgleichung für die nichtlineare Basisabflusskomponente	$QB_{NLS,i-1} = \left(QB_{NLS,i}^{b-1} + \frac{b-1}{k \cdot b} \right)^{\frac{1}{b-1}}$	QB_{NLS}, k, b, i: s. o.
23 (Kap. 7.1.2)	Zusammenhang zwischen gespeicherter Wassermenge, Eingang und Ausgang des NLS	$In_{NLS,i} = S_i - S_{i-1} + \frac{QB_{NLS,i} + QB_{NLS,i-1}}{2}$	<p>In_{NLS} [m³/s]: Eingangsgröße in den NLS; S, QB_{NLS}, i: s. o.</p>
24 (Kap. 7.2.1)	Mittlerer Abflusskoeffizient einer Abflussprozesskomponente	$mAKF = \frac{\sum_i QK_i}{\sum_i GI_i}$	<p>mAKF [-]: mittlerer Abflusskoeffizient; QK [m³/s]: Abflussprozesskomponente (In_{NLS} bzw. schnelle Abflusskomponente Q_s); GI [m³/s]: hydrometeorologischer Gebietsinput im gesamten Zwischengebiet; i [d]: s. o.</p>

Tabelle 1: Fortsetzung.

Laufende Nr. im Text (Kapitel)	Bezeichnung	Gleichung	Erläuterung der Variablen und Parameter
25 (Kap. 7.2.1)	Faltungsgleichung mit Einheitsganglinie und mittlerem Abflusskoeffizient (lineares Begleitmodell des Grundmodells)	$QK_i = mAKF \cdot \left(\sum_{j=1}^i h_j \cdot Gl_{i-j+1} \right) + r_i$	QK, mAKF, Gl, i: s. o.; h [-]: Einheitsganglinie; j [d]: täglicher Zeitindex der Einheitsganglinie; r [m³/s]: Residuum, Modelldefizit bei noch unvollständiger Modellstruktur.
26 (Kap. 7.2.1)	Einheitsganglinie der linearen Speicherkaskade	$h_j = \frac{(j-0,5)^{n-1}}{k^n \Gamma(n)} \cdot e^{-(j-0,5)/k}$	h, j: s. o. (für j: Gl. 25); n: Anzahl linearer Speicher in der Kaskade; k [s]: Speicherkonstante linearer Speicher der Kaskade; Γ (.,) [-]: Gammafunktion.
27 (Kap. 7.2.2)	Saisonale Komponente einer Größe bei gegebener Basisperiode	$v_\tau = v_x + \sum_{m=1}^M \left(A_m \cdot \cos \frac{2 \cdot \pi \cdot m \cdot \tau}{\omega} + B_m \cdot \sin \frac{2 \cdot \pi \cdot m \cdot \tau}{\omega} \right)$	v_τ [-]: saisonale Komponente des Parameters v an der Position τ der Basisperiode mit der Länge ω , hier als Faktor für Abflusskoeffizienten; v_x [-]: arithmetisches Mittel aller v_τ ; A_m, B_m [-]: Fourierkoeffizienten für die Schwingung mit Index m (m = 1, .., M).
34 (Kap. 7.2.2)	Faltungsgleichung mit Einheitsganglinie, mittlerem Abflusskoeffizient und saisonal variierendem Faktor (saisonal differenziertes Begleitmodell des Grundmodells)	$QK_{i,\tau} = v_\tau \cdot mAKF \cdot \left(\sum_{j=1}^i h_j \cdot Gl_{i-j+1} \right) + r_i$	QK, mAKF, Gl, i, j, v, τ, r: s. o. (für j: Gl. 25);
35 (Kap. 7.2..3)	Nichtlineare Ausgleichsfunktion für den Eingang in den NLS des Grundmodells in seiner Endstufe, anschließende Berechnung des entsprechenden nichtlinearen Basisabflusses des Grundmodells	$In_{NLS,i} = \beta_0 + \beta_1 \cdot In_{NLS,sBM,i} + \beta_2 \cdot In_{NLS,sBM,i}^2 + \beta_3 \cdot QB_{NLS,sBM,i} + e_i$ QB_{NLS, i} = numerische Lösung von Gleichung 23 (bei b=1 oder b=0,5 auch analytische Lösung)	QB_{NLS}, In_{NLS}, i, b: s. o. (In _{NLS} hier ggf. auch als gleitender Mittelwert); sBM: Bezeichnung des saisonal diff. Begleitmodells. β₀ [m³/s], β₁ und β₃ [-], β₂ [m³/s¹]: Regressionskoeffizienten; e: Zufälliger oder auf epistemischer Unsicherheit beruhender Fehler des Grundmodells (bei Mittelgebirgsresiduen stattdessen r , vgl. s. o.).

Tabelle 1: Fortsetzung.

Laufende Nr. im Text (Kapitel)	Bezeichnung	Gleichung	Erläuterung der Variablen und Parameter
36 (Kap. 7.2.3)	Nichtlineare Ausgleichsfunktion für die schnelle Abflusskomponente des Grundmodells in seiner Endstufe	$Q_{S,i} = \beta_0 + \beta_1 \cdot Q_{S,sBM,i} + \beta_2 \cdot Q_{S,sBM,i}^2 + \beta_3 \cdot QB_{NLS,GM,i} + e_i$	<p>$Q_S, i, sBM, \beta_0, \beta_1, \beta_2, \beta_3, e$ (ggf. r): s. o.</p> <p>GM: Index zur Bezeichnung der Endstufe des Grundmodells</p>
38 (Kap. 7.3.1)	Faltungsgleichung mit Einheitsganglinie für die Eingangsgrößen des Mittelgebirgsmodells und Regression mit den gefalteten Größen (lineares Begleitmodell - Mittelgebirge)	$Q_{MG,i} = \gamma_0 + \gamma_1 \cdot \left(\sum_{j=1}^i h_j \cdot MGÜS_{i-j+1} \right) + \gamma_2 \cdot \left(\sum_{j=1}^i h_j \cdot MGBAS_{i-j+1} \right) + r_i$	<p>Q_{MG} [m³/s]: Mittelgebirgsresiduen des simulierten Abflusses des Grundmodells;</p> <p>MGÜS [mm/d] bzw. [m³/s]: signifikanter Überschuss des Gebietsinputs im Mittelgebirgsbereich gegenüber dem im gesamten Zwischengebiet;</p> <p>MGBAS [mm/d] bzw. [m³/s]: Mittelgebirgsbasisinput (Mittelgebirgsinput ohne MGÜS);</p> <p>γ_0 [m³/s], γ_1 [-] und γ_2 [-]: Regressionskoeffizienten;</p> <p>i, j, h, r: s. o. (für j: Gl. 25).</p>
39 (Kap. 7.3.2)	Vorregenindex für den Gebietsinput im Mittelgebirgsbereich des Zwischengebiets (ereignisbasiertes Vorfeuchtemaß)	$MGAPI_i = \sum_{s=1}^S K_{mem}^s \cdot GI_{MG,i-s}$	<p>MGAPI [mm/d] bzw. [m³/s]: ereignisbasiertes Vorfeuchtemaß für den Mittelgebirgsbereich;</p> <p>K_{mem} [-]: Koeffizient zur Beschreibung der Gedächtniswirkung des hydrol. Systems;</p> <p>GI_{MG} [mm/d] bzw. [m³/s]: Gebietsinput im Mittelgebirgsbereich, i. d. R. MGBAS;</p> <p>i [d]: s. o. ;</p> <p>s [d]: Index ($s = 1, \dots, S$) zur zeitabhängigen Gewichtung von K_{mem}.</p>
40 (Kap. 7.3.2)	Faltungsgleichung mit Einheitsganglinie für die Eingangsgrößen des Mittelgebirgsmodells und Regression der gefalteten Größen sowie des Vorfeuchtemaßes MGAPI (zustandsabhängiges Begleitmodell-Mittelgebirge)	$Q_{MG,i,ev} = \gamma_0 + \gamma_1 \cdot \left(\sum_{j=1}^i h_j \cdot MGÜS_{i-j+1} \right) + \gamma_2 \cdot \left(\sum_{j=1}^i h_j \cdot MGBAS_{i-j+1} \right) + \gamma_3 \cdot MGAPI_{ev} + r_i$	<p>$Q_{MG}, MGÜS, MGBAS, \gamma_0, \gamma_1, \gamma_2, i, j, h, r, MGAPI$: s. o. (für j: Gl. 25);</p> <p>γ_3 [-]: Regressionskoeffizient für MGAPI [m³/s];</p> <p>ev [-]: Index zur Bezeichnung des Abflussereignisses.</p>

Tabelle 1: Fortsetzung.

Laufende Nr. im Text (Kapitel)	Bezeichnung	Gleichung	Erläuterung der Variablen und Parameter
42 (Kap. 7.3.3)	Ginikoeffizient für die räumliche Konzentration des Inputüberschusses im Mittelgebirgsbereich	$K_{Gini} = \frac{G}{G-1} \cdot \left(\sum_{g=1}^G (\Sigma \Delta f_{g-1} + \Sigma \Delta f_g) \cdot \Delta IRÜS_g - 1 \right)$	<p>K_{Gini} [-]: Ginikoeffizient;</p> <p>f [m²]: Merkmalsträger (Flächeneinheiten eines Rasters);</p> <p>$IRÜS$ [mm/d] bzw. [m³/s]: Merkmalswert (Inputüberschuss eines Rasterelements gegenüber dem Gebietsinput des gesamten Zwischengebiets);</p> <p>$\Sigma \Delta$ [-]: kumulierte Anteile an der Gesamtsumme der jeweiligen Größen;</p> <p>g [-]: Index sortierter Merkmalsträger ($g = 1, \dots, G$).</p>
43 (Kap. 7.3.3)	Gewichtung des Ginikoeffizienten mit Summe der Inputüberschüsse aller Rasterelemente (siehe Gl. 39) und Faltung der resultierenden Größe mit Einheitsganglinie entsprechend Gl. 37)	$ggK_{Gini,i} = \sum_{j=1}^i h_j \cdot (K_{Gini} \cdot \Sigma IRÜS)_{i-j+1}$	<p>ggK_{Gini} [m³/s]: gewichteter und gefalteter Ginikoeffizient;</p> <p>$j, i, h, K_{Gini}, IRÜS$: s. o. (für j: Gl. 25).</p>
44 (Kap. 7.3.3)	Nichtlineare Ausgleichsfunktion des Mittelgebirgsmodells in seiner Endstufe	$Q_{MG,i} = \delta_0 + \delta_1 \cdot Q_{MG,zBM,i} + \delta_2 \cdot Q_{MG,zBM,i}^2 + \delta_3 \cdot ggK_{Gini,i} + e_i$	<p>Q_{MG}, i, ggK_{Gini}, e: s. o. (e hier in Bezug auf das Mittelgebirgsmodell);</p> <p>zBM: Index zur Bezeichnung des zustandsabhängigen Begleitmodells (Mittelgebirge);</p> <p>δ_0 [m³/s], δ_1 [-], δ_2 [m⁻³/s⁻¹], δ_3 [-]: Regressionskoeffizienten.</p>
45 (Kap. 7.4)	Gesamtmodell	$Q_{Ges,i} = Q_{Bpers,i} + Q_{BNLS,i} + Q_{S,i} + Q_{MG,i} + e_{ges,i}$	<p>$Q_{Ges}, Q_{Bpers}, Q_{BNLS}, Q_S, Q_{MG}, i$: s. o.;</p> <p>$e_{ges}$ [-]: zufälliger oder auf epistemischer Unsicherheit beruhender Fehler des Gesamtmodells, falls keine weitere Modifikation identifizierbar.</p>

4. Datengrundlage im Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken

Im Rahmen der bereits in den Kapiteln 2.3 und 2.4 genannten Projekte zur Überarbeitung der Abflussreihen und -tafeln der deutschen Elbepegel und zum operationellen Hochwassermanagement an der Mittleren Elbe sowie im Rahmen des Verbundprojekts „Morphodynamik der Elbe“ (BMBF-FKZ 0339566) wurde eine umfangreiche Datengrundlage für hydrologische Untersuchungen im Elbe-Einzugsgebiet aufgebaut (Helms et al., 2002a; Nestmann und Kron, 2009; Helms et al., 2013a). Damit lag die im Folgenden beschriebene Datengrundlage für das Zwischengebiet Dresden-Aken vor. Es handelt sich um tägliche Wasserstands- und Abflusszeitreihen (Kapitel 4.1), um Zeitreihen meteorologischer Variablen (Kapitel 4.2) sowie um thematische, raumbezogene Daten (Kapitel 4.3).

Die Modellentwicklung und damit auch die Datengrundlage bezogen sich vor allem auf den Zeitraum von 1963 bis 1996, der im Zusammenhang mit weiteren hydrologischen Untersuchungen im Elbe-Einzugsgebiet gewählt wurde. So sind die Abflusszeitreihen der Elbe ab 1963 weitgehend homogen (Helms et al., 2002a). Von der Einbeziehung des Gesamtzeitraums nach 1996 wurde abgesehen, da die genannte Untersuchungsperiode bereits 34 Jahre umfasst und ihre Verlängerung - abgesehen von den großen Hochwasserereignissen der Jahre 2002, 2006, 2011 und 2013 - nur in begrenztem Maße weitere Erkenntnisse erwarten lässt (vergleiche Merz et al., 2009, S. 14). Die genannten, großen Hochwasserereignisse wurden jedoch in die Datenerhebung einbezogen, um das NA-Modell im extremen Hochwasserbereich validieren zu können (siehe Kapitel 7.5 und 9.2).

4.1. Tägliche Wasserstands- und Abflusszeitreihen

In Zusammenarbeit mit verschiedenen Behörden, vor allem der Bundesanstalt für Gewässerkunde, der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung, dem Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie und dem Landesumweltamt Brandenburg, wurden für die in Abbildung 2 gezeigten Pegel der Elbe, der Schwarzen Elster und der Mulde tägliche Abflusszeitreihen erhoben. Weitere Angaben zu diesen Pegeln und ihren Einzugsgebietsflächen finden sich in Tabelle 2. Die täglichen Abflusszeitreihen dieser Pegel wurden im Projekt „WQ-Elbe 1890“ (siehe Kapitel 2.3) überarbeitet, so dass ihre Konsistenz und Vollständigkeit im Zeitraum von 1963 bis 1996 gewährleistet ist (Helms et al., 2013a). Eine Ausnahme stellt nur die Abflusszeitreihe des Pegels Löben dar, die erst im Abflussjahr 1974 beginnt.

Auch für die Hochwasserereignisse vom August 2002 und vom März/April 2006 liegen konsistenzgeprüfte Abflusszeitreihen der genannten Pegel vor. Die Abflusszeitreihen für die Hochwasserereignisse vom Januar 2011 und vom Juni 2013 sind aktuell noch nicht mit den zuständigen Ämtern abgestimmt. Mit verfügbaren Wasserständen und den bis zum Jahr 2006 vorliegenden Abflusskurven ist jedoch die Größenordnung der Abflüsse auch dieser Ereignisse einschätzbar (siehe Kapitel 6.2).

Für die Weißeritz (Einzugsgebietsfläche 366 km²) existieren nur Pegel kleinerer Teileinzugsgebiete (Ammelsdorf mit 49 km² und Dippoldiswalde mit 72 km²), die bezogen auf das Zwischengebiet Dresden-Aken keine große Aussagekraft besitzen und daher nicht systematisch erhoben wurden.

Tabelle 2: Ausgewählte Pegel im Bereich des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken.

Pegel	Gewässer	Fluss-km *	Einzugsgebiet (km ²)
Dresden	Elbe	55,6	53096
Torgau	Elbe	154,2	55211
Wittenberg	Elbe	214,1	61879
Aken	Elbe	274,7	69849
Löben	Schwarze Elster	21,6	4327
Bad Liebenwerda	Schwarze Elster	59,6	3184
Bad Dübener	Vereinigte Mulde	68,1	6171
Golzern	Vereinigte Mulde	128,4	5442

* Flusskilometer an der Elbe von der deutsch-tschechischen Grenze, an Nebenflüssen von der Mündung in die Elbe

4.2. Zeitreihen meteorologischer Variablen

Vom Deutschen Wetterdienst (DWD) wurden im Rahmen der eingangs genannten Projekte für den Zeitraum von 1950 bis 2006 Reihen täglicher Niederschlagshöhen (7 Uhr MEZ am Messtag bis 7 Uhr am Folgetag) von ca. 1430 Niederschlagsstationen (RR-Kollektiv des DWD) sowie mittlerer Tagestemperaturen von 229 Klimastationen (KL-Kollektiv) im deutschen Elbe-Einzugsgebiet bereitgestellt. Das KL-Kollektiv enthält dabei auch verfügbare tägliche Schneehöhen (Messzeitpunkt 7 Uhr MEZ, teilweise auch als Wasseräquivalent), wobei es sich allerdings um ungeprüfte Werte handelt. Durch eine GIS-basierte Analyse wurden hieraus 283 Niederschlagsstationen und 14 Klimastationen ausgewählt, die sich innerhalb oder in der Nähe des Zwischengebiets Dresden-Aken befinden und deren Zeitreihen den Zeitraum von 1963 bis 1996 weitgehend abdecken (siehe Abbildung 9). Zeitliche Lücken, spätere Anfangs- und frühere Endzeitpunkte der Reihen waren dabei allerdings teilweise zu berücksichtigen (siehe Kapitel 5.1 und 5.2). In den vom DWD bereitgestellten Niederschlagszeitreihen war der sich aus Verdunstungsverlusten und windbedingten Verlusten ergebende systematische Messfehler bereits nach dem Verfahren von Richter (1995) korrigiert.

Auch stellte der DWD Zeitreihen von Klimastationen (KL) mit täglich drei Terminwerten (7:30, 14:30, 21:30 Uhr MEZ) der Lufttemperatur und den zwischen den Terminen aufgetretenen Niederschlagshöhen und Niederschlagsformen (fest, flüssig, gemischt) bereit. Im Bereich des Zwischengebiets wurden davon 9 Klimastationen mit von 1991 bis 1997 weitgehend vollständigen Reihen zur Ableitung von Grenztemperaturen der Niederschlagsform genutzt (siehe Abbildung 9 und Kapitel 5.3).

Ergänzend zu den bereits genannten Reihen des KL-Kollektivs wurden für die Diagnose des Schneemodells auch Zeitreihen der Schneedeckenwasseräquivalente von 1991 bis 2013 an fünf geeigneten Klimastationen über WebWerdis (Weather Request and Distribution System des DWD) beschafft. Der Messzeitpunkt war dabei jeweils um 7:30 Uhr, großteils mit zwei- bis mehrtägigem Abstand.

Über WebWerdis wurden zudem für die Hochwasserereignisse vom Januar 2011 und vom Mai/Juni 2013 tägliche Zeitreihen der Niederschlagshöhe (108 Niederschlagsstationen des RR-Kollektivs) und

der mittleren Tagestemperatur (34 Klimastationen des KL-Kollektivs) erhoben (mit jeweils mehrmonatigem Vorlauf vor den Hochwasserereignissen). Teilweise war dabei eine geringe Qualität der Niederschlagsdaten vermerkt (von Dezember 2010 bis Januar 2011 für 50% der Stationen und von Mai bis Juni 2013 für 20 % der Stationen). Offenbar steht hier eine Prüfung und Überarbeitung der Daten noch aus. Ein Vergleich von Niederschlagszeitreihen aus WebWerdis mit den oben angesprochenen, korrigierten Reihen zeigte ferner, dass die Reihen aus WebWerdis noch nicht im Hinblick auf den systematischen Messfehler korrigiert wurden. Die Korrektur erfolgte in der vorliegenden Arbeit nach dem Verfahren von Richter (1995) unter Verwendung von Niederschlagshöhen, regionalisierten Temperaturen und Grenztemperaturen für Niederschlagsformen (siehe Kapitel 5.2 und 5.3), der Jahreszeit sowie unter der Annahme mäßig geschützter Stationslagen.

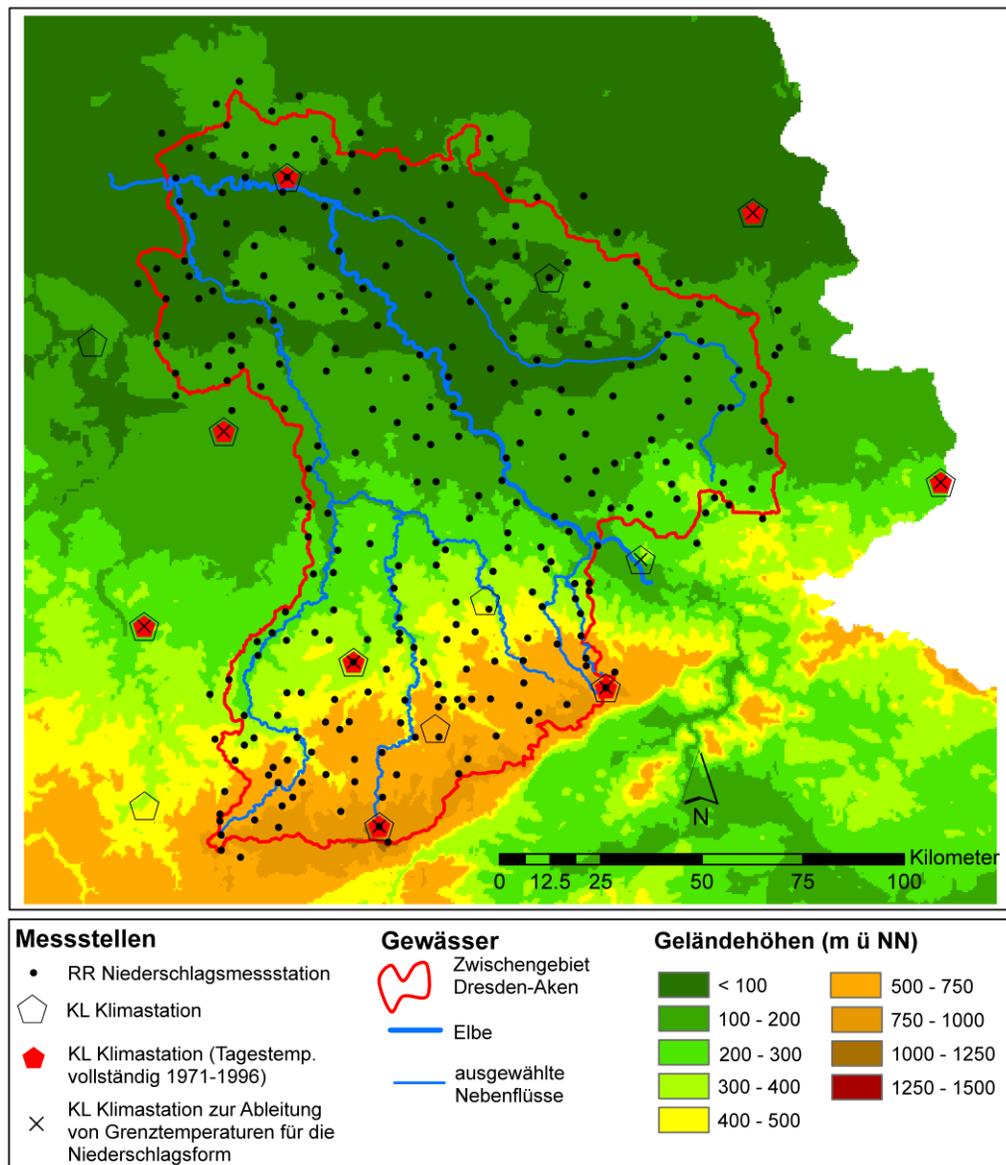


Abbildung 9: Meteorologische Beobachtungsstationen im Bereich des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken.

Als weitere wichtige meteorologische Zeitreihe war schließlich auch die tägliche Reihe der Großwetterlagen Mitteleuropas nach Hess und Brezowsky vom Jahr 1881 bis zum aktuellen Zeitpunkt verfügbar (Werner und Gerstengarbe, 2010; <http://www.dwd.de/GWL>, letzter Aufruf 5.12.2014). Dabei werden 29 Großwetterlagen anhand von mehrtägig ausgeprägten mittleren Luftdruckverteilungen und Strömungsanordnungen in der europäischen Skala und dem Witterungscharakter über Mitteleuropa (zyklonal oder antizyklonal) unterschieden.

4.3. Raumbezogene thematische Daten

Neben den genannten Zeitreihen wurden GIS-basierte, räumliche und thematische Daten erhoben, um den Raumbezug und die räumliche Differenzierung hydrologischer Prozesse herzustellen, z. B. beim Ablauf von Hochwasserwellen im Gewässernetz oder bei der Ermittlung von Gebietsniederschlägen. Zudem ist die Erfassung abflussrelevanter Eigenschaften von Einzugsgebieten bedeutsam. Zu diesen Zwecken wurden folgende Karten und Datensätze erhoben und ausgewertet:

- topographische Karten des Maßstabs 1 : 200 000 zur allgemeinen räumliche Orientierung und zur Vektorisierung topographischer Elemente, z. B. Einzugsgebietsgrenzen in Ergänzung zu denen der digitalen Grundkarte (s. u.).
- als speziellere topographische Datengrundlage das Digitale Landschaftsmodell im Maßstab 1:250 000 (DLM250) des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie (2005). Darin sind unter anderem das Fließgewässernetz, Siedlungsflächen, Verkehrswege und Staats- und Landesgrenzen enthalten (siehe Abbildungen 1 und 2). Des Weiteren wurde eine Digitale Grundkarte (1:500 000) von der Bundesanstalt für Gewässerkunde bereitgestellt, die die Grenzen von Flusseinzugsbieten ab einer Größe von 500 km² in Deutschland enthält. Diese Einzugsgebietsgrenzen wurden ergänzt, z. B. um den tschechischen Anteil am Mulde-Einzugsgebiet.
- Daten zur Bodenbedeckung für Deutschland bzw. Europa auf der Basis von Satellitendaten im Maßstab 1:100 000 nach CORINE (Coordination of Information on the Environment; Statistisches Bundesamt, 1997; European Environment Agency, 2010). Die Daten wurden für verschiedene Erfassungszeitpunkte (1990, 2000, 2006) veröffentlicht. Sie umfassen 44 Bodenbedeckungsklassen mit ihren räumlichen Verbreitungen und werden zur räumlich differenzierten Erfassung von Waldanteilen bei der Modellierung der Schneedeckenentwicklung benötigt (siehe Kapitel 5.4). Dazu wurden die 44 Bodenbedeckungsklassen den Kategorien „dichter Wald“ (CORINE-Bodenbedeckungsklassen 311/Laubwald, 312/Nadelwald und 313/Mischwald), „teilweise bewaldet“ (CORINE-Bodenbedeckungsklassen 324/Wald-Strauch-Übergangsstadien, 322/Heiden und Moorheiden, 222/Obst- und Beerenobstbestände, 221/Weinbauflächen) und „offene Landschaften“ (alle anderen CORINE-Bodenbedeckungsklassen) zugeordnet. Die räumliche Verbreitung dieser drei Bodenbedeckungskategorien (Erfassungszeitpunkt 2006) zeigt Abbildung 10. Zwischen den genannten Erfassungszeitpunkten ergaben sich im Maßstab des Zwischengebiets Dresden-Aken keine wesentlichen Veränderungen.

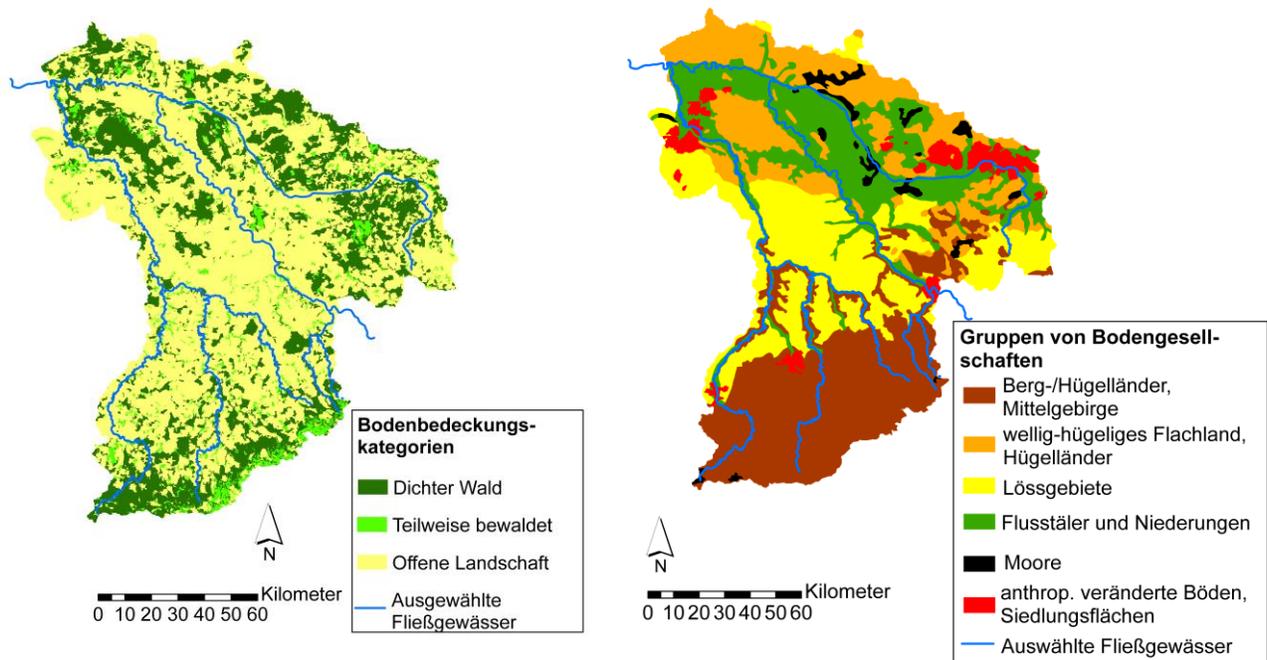


Abbildung 10: Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken. Links mit räumlicher Verbreitung bewaldeter, teilweise bewaldeter und nicht bewaldeter (offener) Landschaftsräume, abgeleitet aus CORINE-Daten zur Bodenbedeckung (Erfassungszeitpunkt 2006). Rechts mit räumlicher Verbreitung der Gruppen von Bodengesellschaften der BÜK1000. Für vollständige Bezeichnungen der Gruppen der Bodengesellschaften siehe Hartwich et al. (1998). Ausgewählte Fließgewässer (Elbe, Mulde, Schwarze Elster) dienen jeweils der räumlichen Orientierung.

- das Digitale Geländemodell (DGM) GTOPO30/Kachel E20N90 (USGS, 1996) liefert topographische Höheninformationen, die vor allem zur Regionalisierung meteorologischer Variablen benötigt werden. Das DGM hat eine relativ grobe horizontale Auflösung von 30" · 30" (etwa 600m · 900m), ist jedoch für den großskaligen Ansatz in vorliegender Arbeit hinreichend.
- die Digitale Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland im Maßstab 1:1 Mio. (BÜK 1000; Hartwich et al., 1998), die vom Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe bereitgestellt wurde. Diese Karte stellt die räumliche Verbreitung von 71 Leitbodenassoziationen dar, die dabei auch in sieben Gruppen von Bodengesellschaften aus verschiedenen Landschaftsbereichen gegliedert werden. Siehe Abbildung 10 zur Verbreitung der Gruppen der Bodengesellschaften im Zwischengebiet Dresden-Aken. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit spielt im Hinblick auf das Auftreten von Hochwasser vor allem die Verbreitung der Gruppe der „Böden der Berg- und Hügelländer sowie der Mittelgebirge, aus Festgesteinen, deren Verwitterungsmaterial und Umlagerungsdecken“ eine wichtige Rolle (siehe Kapitel 7.3).

5. Ermittlung hydrometeorologischer Eingangsgrößen für die Niederschlag-Abfluss-Modellierung

Zur Simulation der Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken mit einem NA-Modell ist zunächst dessen Eingangsgröße zu ermitteln. Dabei handelt es sich um die Reihe der täglichen Höhen des Gebietsniederschlags bzw. – unter Berücksichtigung der Wasserabgabe schmelzender Schneedecken – des Gebietsinputs. Wie in Kapitel 3.2 erörtert, hat in der Flussgebietssskala weiterhin die raumzeitliche Input-Verteilung einen wesentlichen Einfluss auf die Abflussreaktion.

Um den Gebietsinput und seine Verteilung abzuleiten, werden im Kapitel 5.1 zunächst tägliche Niederschlagshöhen von Niederschlagsstationen regionalisiert. Im Hinblick auf die Schneekomponente werden im Kapitel 5.2 auch beobachtete mittlere Tagestemperaturen und im Kapitel 5.3 stationsweise abgeleitete Grenztemperaturen für Niederschlagsformen regionalisiert. Mit den regionalisierten Größen folgt im Kapitel 5.4 die räumlich verteilte Simulation von Schneedecken. Im Kapitel 5.5 wird aus den regionalisierten und simulierten Größen der Gebietsinput berechnet. Schließlich wird im Kapitel 5.6 die Schnittstelle zum Wettervorhersagemodell COSMO entwickelt, um dessen simulierte Eingangsgrößen für extreme Hochwasserszenarien nutzen zu können.

Eine geeignete Grundlage, um tägliche Gebietswerte flexibel ermitteln zu können, sind Raster, deren Zellen jeweils mit einer täglichen Inputreihe verknüpft sind. So können tägliche Ausprägungen von Rasterzellen zum täglichen Gebietsinput des Gesamtgebiets oder verschiedener Teilgebiete aggregiert werden. Auch können aus den Einzelausprägungen von Rasterzellen tagesweise Maßzahlen der räumlichen Inputverteilung (z. B. Konzentrationsindizes) eines Gebiets berechnet werden. Um eine tägliche Inputreihe für eine Rasterzelle zu erhalten, werden pro Zelle neben täglichen Niederschlagshöhen auch mittlere Tagestemperaturen und Grenztemperaturen der Niederschlagsform benötigt, so dass jeweils ein Schneemodell zur Ermittlung der Inputreihen angewandt werden kann.

Zu diesem Zweck sind die punktuellen Messungen der Niederschlags- bzw. Klimastationen mit geeigneten Interpolationsverfahren auf die Rasterzellen, also auf die Fläche, zu übertragen (zu regionalisieren). Für das Zwischengebiet Dresden-Aken wurde ein Raster mit Zellen von $5 \cdot 5 \text{ km}^2$ Größe (sofern nicht am Einzugsgebietsrand gelegen) entworfen (siehe Abbildung 11). Da die meteorologischen Größen, vor allem die mittlere Tagestemperatur, von der Geländehöhe abhängen, wurde das Raster mit dem Digitalen Geländemodell GTOPO30 (siehe Kapitel 4.3) verschnitten und für jede Rasterzelle die mittlere Geländehöhe berechnet. Für eine großräumige hydrometeorologische Betrachtung ist dabei die relativ grobe räumliche Auflösung von GTOPO30 hinreichend.

5.1. Regionalisierung der täglichen Niederschlagshöhe

Ausgangsinformation für regionalisierte tägliche Niederschlagshöhen im Zeitraum von 1963 bis 1996 (Kalibrierungszeitraum des zu entwickelnden NA-Modells) waren die Zeitreihen täglicher korrigierter

Niederschlagshöhen der im Kapitel 4.2 genannten 283 Niederschlagsstationen im Bereich des Zwischengebiets Dresden-Aken.

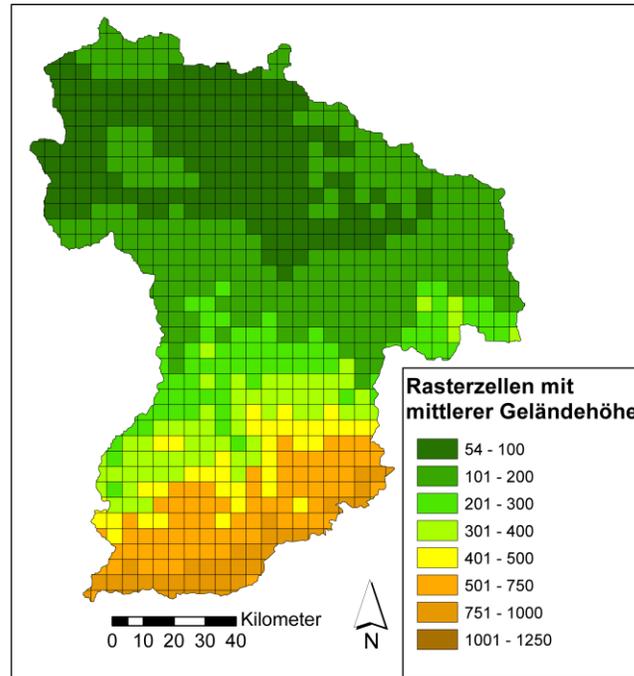


Abbildung 11: Interpolationsraster des Zwischengebiets Dresden-Aken für stationsweise gemessene meteorologische Größen mit 766 Rasterzellen mit jeweils bis zu 5 : 5 km² Größe und ihren klassenweise dargestellten, mittleren Geländehöhen.

Entscheidend für eine zuverlässige Interpolation der Stationswerte auf die Rasterzellen ist neben dem Interpolationsverfahren (s. u.) und den regionalen topographischen und klimatologischen Gegebenheiten insbesondere die räumliche Dichte und Verteilung der Stationen. Mit den verfügbaren 283 Stationen ist im Bereich des Zwischengebiets Dresden-Aken grundsätzlich ein dichtes und im Raum horizontal und vertikal ausgewogen verteiltes Stationsnetz gegeben (siehe Abbildung 9). Dabei ergibt sich jedoch das Problem, dass im Kalibrierungszeitraum für das NA-Modell nur an 31 Stationen vollständige tägliche Niederschlagsreihen vorliegen (im Mittel eine Station auf ca. 550 km²). Neben Datenlücken kam es im Laufe dieses Zeitraums zur Aufgabe oder aber erst zur Neueinrichtung von Stationen. Damit ist das Stationsnetz mit verfügbaren Werten über die Zeit variabel. Für die Interpolation ist dies problematisch, da sich pro Rasterzelle unterschiedliche Bezugsstationen ergeben. Eine Ausdünnung auf die 31 Stationen mit vollständigen Reihen ergibt hingegen eine stark verminderte Stationsdichte und damit eine deutlich erhöhte Unsicherheit bei der Interpolation und der darauf aufbauenden Ermittlung des Gebietsniederschlags. Bei Bezug auf die Zeiträume von 1963 bis Juni 1969 und Juli 1969 bis 1996 erhöht sich die Anzahl der Stationen mit vollständigen Niederschlagsreihen auf 77 bzw. 81 (ca. 210 km² pro Station). Durch weitere Gliederung des Zeitraums von Juli 1969 bis 1996 in zwei- bis dreijährige Abschnitte konnte die Anzahl der Stationen mit abschnittsweise vollständigen Reihen weiter erhöht werden auf 209 bis 248 (ca. 70 bis 80 km² pro Sta-

tion). Für den Zeitraum von 1963 bis Juni 1969 war dies nicht möglich. Eine Veranschaulichung der räumlichen Dichte und Verteilung der Stationen in den verschiedenen Zeitabschnitten gibt Abbildung A-1 im Anhang A.1. Anhaltspunkte zu dem bei verschiedenen Stationsdichten zu erwartenden mittleren relativen Fehler des Gebietsniederschlags liefern Angaben des US Weather Bureau (1947), auf die sich Rudolf (1995, S. 24) bezieht. Im Skalenbereich des Zwischengebiets Dresden-Aken ist demnach ein mittlerer relativer Fehler von ca. 6 % (1963 bis Juni 1969) bzw. deutlich unter 5 % (zwei- bis dreijährige Abschnitte zwischen Juli 1969 und 1996) zu erwarten.

Für die NA-Modellierung der extremen Hochwasserereignisse der Jahre 2002, 2006, 2011 und 2013 lagen jeweils zwischen 108 und 152 Niederschlagsstationen vor (siehe Abbildung A-1). Mit diesen Stationsanzahlen nehmen die Ereignisse eine Zwischenstellung zu den zuvor angesprochenen Zeitabschnitten ein. Es ist jedoch eine ausgewogenere räumliche Verteilung der Stationen gegeben, besonders bei den Ereignissen von 2011 und 2013 (mit 108 Stationen). Damit ist davon auszugehen, dass Gebietsniederschläge auch für diese Ereignisse zuverlässig ermittelt werden können.

Für die genannten Zeitabschnitte erfolgte somit die Interpolation stationsweiser Niederschlagshöhen auf die Rasterzellen mit jeweils eigenem Stationsnetz. Pro Rasterzelle wurden dann interpolierte Reihenabschnitte jeweils zu einer Gesamtreihe (1963 bis 1996) zusammengesetzt.

Für die Interpolation täglicher Niederschlagshöhen kommen deterministische und geostatistische Verfahren in Betracht (Ly et al. 2013, S. 394-397). Unter den deterministischen Verfahren sind das Nächste-Nachbar-(NN-) bzw. Thiessen-Polygon-Verfahren und das Inverse-Distanz-Verfahren (IDV) zu nennen, unter den geostatistischen Verfahren das Ordinary-Kriging (OK) und Verfahren mit der Nutzung einer mit der Niederschlagshöhe korrelierten Hilfsvariable (z. B. External-Drift-Kriging EDK). Für geostatistische Verfahren ergibt sich bei ihrer Anwendung auf einen langen Zeitraum das Problem einer großen Vielfalt möglicher räumlicher Korrelationsstrukturen bei verschiedenen Wetterlagen und Jahreszeiten oder gar bei ihren individuellen täglichen Ausprägungen (12419 Tage des 34-jährigen Kalibrierungszeitraums für das NA-Modell). Dies würde die Analyse einer großen Anzahl von Semivariogrammen und einen entsprechend hohen Aufwand erfordern. Dabei ist nach Rudolf (1995, S. 108) auch zu beachten, dass die Anwendung statistischer Beziehungen, die aus der Analyse längerfristiger Zeiträume abgeleitet wurden, problematisch ist, weil die räumliche Varianz in Einzelsituationen zu deutlich geringeren Anteilen durch solche Beziehungen erklärt wird.

Ly et al. (2011, S. 2259; 2013, S. 402 f.), Dirks et al. (1998, S. 192) und Haberlandt (2005, S. 60) stellten bei ihren Untersuchungen in meso- bis makroskaligen Einzugsgebieten mit jeweils dichtem Niederschlagsstationsnetz fest, dass das IDV etwa gleich gute Ergebnisse bei der Interpolation täglicher Niederschlagshöhen liefert wie das OK, während sich beim NN-Verfahren deutliche Nachteile ergeben. Die Untersuchungen von Haberlandt bezogen sich dabei im deutschen Elbe-Einzugsgebiet auf die Tage, die das extreme Hochwasserereignis vom August 2002 auslösten. Ein Vorteil durch die Einbeziehung der Geländehöhe im Rahmen des EDK brachte bei den Untersuchungen von Haberlandt (2005, S. 60) und Ly et al. (2011, S. 2259) im Bereich europäischer Einzugsgebiete (Elbe, Meuse) mit Geländehöhen bis in den Mittelgebirgsbereich keinen Vorteil gegenüber dem OK. Haberlandt

gibt hierfür als Ursache einerseits die hohe Messnetzdicke an, die die Höheninformation bereits impliziert, und andererseits die konvektive Komponente des Niederschlags, die die Ableitung einer gebietsweit zuverlässig anwendbaren Höhenabhängigkeit der Niederschlagshöhe erschwert.

Vor diesem Hintergrund wurde für die vorliegende Arbeit das IDV für die Interpolation der stationsweisen täglichen Niederschlagshöhen gewählt, da von einer vergleichbaren Interpolationsgüte wie bei den geostatistischen Verfahren auszugehen war sowie von einer deutlich effizienteren Umsetzbarkeit für den langen Anwendungszeitraum von 34 Jahren. Auf die Einbeziehung einer Geländehöhenabhängigkeit beim IDV wurde nach den genannten Erkenntnissen aus der Literatur verzichtet.

Beim IDV wird die (tägliche) Niederschlagshöhe N_z eines Interpolationspunktes, bei dem es sich um den Mittelpunkt R einer Rasterzelle des in Abbildung 11 gezeigten Interpolationsrasters mit dem Zählindex z handeln kann, aus gewichteten Niederschlagshöhen N_y ($y = 1, \dots, 4$) von vier Niederschlagsstationen S mit dem Zählindex y geschätzt (siehe Abbildung 12). Dabei werden diejenigen Stationen berücksichtigt, die innerhalb von Quadranten des jeweiligen Interpolationspunktes (oben links OL, oben rechts OR, unten rechts UR, unten links UL) die geringste Distanz zu diesem haben. Die Gewichte der einzelnen Stationen berechnen sich dabei in inverser Abhängigkeit von der linearen oder quadrierten Entfernung d_{yz} der berücksichtigten Stationen (siehe Gleichung 4). Bei einer Kreuzvalidierung (siehe unten) erwies sich in der vorliegenden Arbeit die Verwendung linearer Distanzen als besser geeignet, so dass diese verwendet werden.

$$N_z = \left(\sum_{y=1}^4 d_{yz}^{-1} \right)^{-1} \cdot \left(\sum_{y=1}^4 d_{yz}^{-1} \cdot N_y \right) \quad (4)$$

Bezeichnungen N [mm/d], d [m], y [-] und z [-]: siehe vorangehender Text.

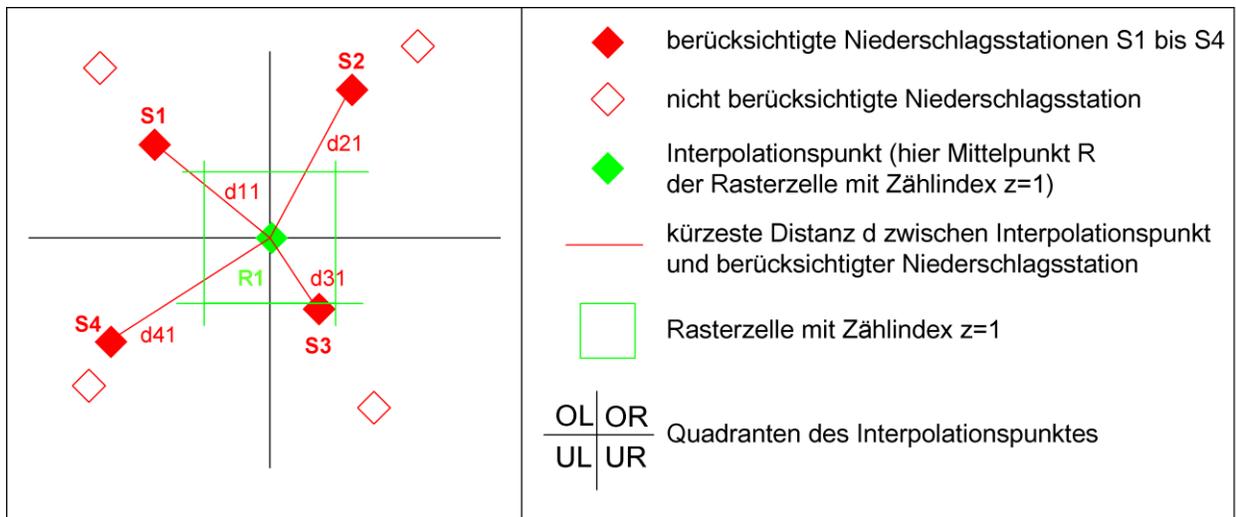


Abbildung 12: Skizze zur Interpolation der Niederschlagshöhe der Stationen $S1$ bis $S4$ auf den Mittelpunkt einer Rasterzelle ($R1$) unter Verwendung des Inverse-Distanz-Verfahrens mit den jeweiligen Entfernungen d zwischen Rasterzellenmittelpunkt und Niederschlagsstation.

Um die Zuverlässigkeit der Interpolation mit dem IDV zu bewerten, wurde eine Kreuzvalidierung durchgeführt. Dabei wurde die Niederschlagshöhe jeder Station nach ihrem Ausschluss aus den Niederschlagshöhen der verbleibenden Stationen nach dem IDV geschätzt und anschließend gegenüber der beobachteten Niederschlagshöhe der betreffenden Station diagnostiziert, in dem verschiedene Gütemaße berechnet wurden. Neben dem NSE wurden auch der Korrelationskoeffizient, die prozentuale Abweichung der Mittelwerte (als Maß für die Erwartungstreue) und die prozentuale Abweichung der Standardabweichungen berechnet (vergleiche Kapitel 3.4). Die Gütemaße wurden zunächst jeweils pauschal auf alle Tage des Gesamtzeitraums, des Zeitraums vom Juli 1969 bis 1996 (mit hoher Stationsdichte durch Gliederung in zwei- bis dreijährige Abschnitte) und des Zeitraums von 1963 bis zum Juni 1969 (mit deutlich geringerer Stationsdichte) bezogen (siehe Tabelle 3). Für die Gesamtreihe zeigen alle Gütemaße zufriedenstellende Ergebnisse (unter anderem NSE =0,85). Zur Unterschätzung der Standardabweichung der beobachteten Niederschlagshöhen um ca. 6 % durch das IDV ist anzumerken, dass dies nur einem Absolutbetrag von 0,27 mm (4,64 mm – 4,37 mm) entspricht. Eine demgegenüber noch merklich verbesserte Interpolationsgüte wird bei Bezug auf den Zeitraum vom Juli 1969 bis 1996 erreicht. Eine gewisse Beeinträchtigung der Interpolationsgüte ist hingegen bei Bezug auf den Zeitraum von 1963 bis Juni 1969 festzustellen, offensichtlich bedingt durch die geringere Stationsdichte. Die Beeinträchtigung war jedoch nicht so stark, um die Verwendung der für diesen Zeitraum interpolierten Niederschlagshöhen als Eingangsgröße für die NA-Modellierung ausschließen zu müssen.

Tabelle 3: Gütemaße der Kreuzvalidierung der Interpolation täglicher Niederschlagshöhen mit dem Inverse-Distanz-Verfahren im Zwischengebiet Dresden-Aken für verschiedene Zeiträume. Als Gütemaße werden das Nash-Sutcliffe-Effizienzkriterium (NSE), der Korrelationskoeffizient (R) sowie die prozentualen Abweichungen der arithmetischen Mittelwerte bzw. der Standardabweichungen der interpolierten Werte von denen der beobachteten Werte (% Bias bzw. % Unterschied der Standardabweichungen) angegeben.

Zeitraum	Anzahl der Stationen	NSE	R	% Bias	% Unterschied der Standardabweichungen
1963 – 1996	77 – 248	0,85	0,92	-0,13	-5,9
Juli 1969 – 1996	209 – 248	0,87	0,93	-0,11	-5,3
1963 – Juni 1969	77	0,67	0,82	-0,37	-11,5

Um die in den Reihen der täglichen Niederschlagshöhe enthaltene und bei der Interpolation implizierte zeitliche Varianz einzuschränken und die Kreuzvalidierung auf jeweils vergleichbare Wettersituationen zu beziehen, wurde zudem eine nach Großwetterlagen (siehe Kapitel 4.2) und Jahreszeiten differenzierte Kreuzvalidierung durchgeführt (siehe Anhang A.2). Für die differenzierten Situationen ergaben sich im Vergleich zum pauschalen Bezug auf den Gesamtzeitraum meist ähnliche, teilweise auch noch höhere NSE. Auch die weiteren Gütemaße erlauben ähnliche Aussagen wie das NSE zum Vergleich der pauschalen und differenzierten Bezüge. Deutlich schlechtere NSE (<0,75) beschränken sich auf Situationen mit nur unbedeutenden Niederschlags- und Zeitanteilen.

Hervorzuheben sind dagegen zuverlässige Interpolationsergebnisse für besonders hochwasserrelevante Situationen: sommerlicher „Trog Mitteleuropa - TrM“ mit einem NSE von 0,90 , winterliche und frühjährliche „Westlagen (zyklonal, südlich oder winkelförmig) - Wz, Ws, Ww“ (NSE=0,86), winterliches und frühjährliches „Tief Mitteleuropa - TM“ (NSE=0,92) sowie winterliche und frühjährliche „Nordwestlage (zyklonal) - NWz“ bzw. „Südwestlage (zyklonal) - SWz“ (NSE=0,85 bzw. 0,86), jeweils bezogen auf die Situationen im gesamten Zeitraum von 1963 bis 1996.

Von besonderem Interesse ist die NA-Simulation der extremen Hochwasserereignisse der letzten Jahre (August 2002, April 2006, Januar 2011, Juni 2013) mit deutlich weniger verfügbaren Niederschlagsstationen als im Kalibrierungszeitraum ab Juli 1969, allerdings ausgewogenerer räumlicher Verteilung der Stationen (siehe oben und Anhang A.1). Die Kreuzvalidierung zur Interpolation der täglichen Niederschlagshöhen für diese Ereignisse wurde jeweils auf die hochwasserauslösenden Niederschlagstage allein und bei den Ereignissen der Jahre 2002 und 2013 (ohne Schneedecke) auch auf die 30 vorangehenden Tage bezogen. Die in Tabelle 4 zusammengestellten NSE zeigen eine zuverlässige Interpolation der täglichen Niederschlagshöhen bei den genannten Ereignissen, selbst für den 12. August 2002 mit ausgesprochen extremen Niederschlagshöhen (siehe Abbildung 13).

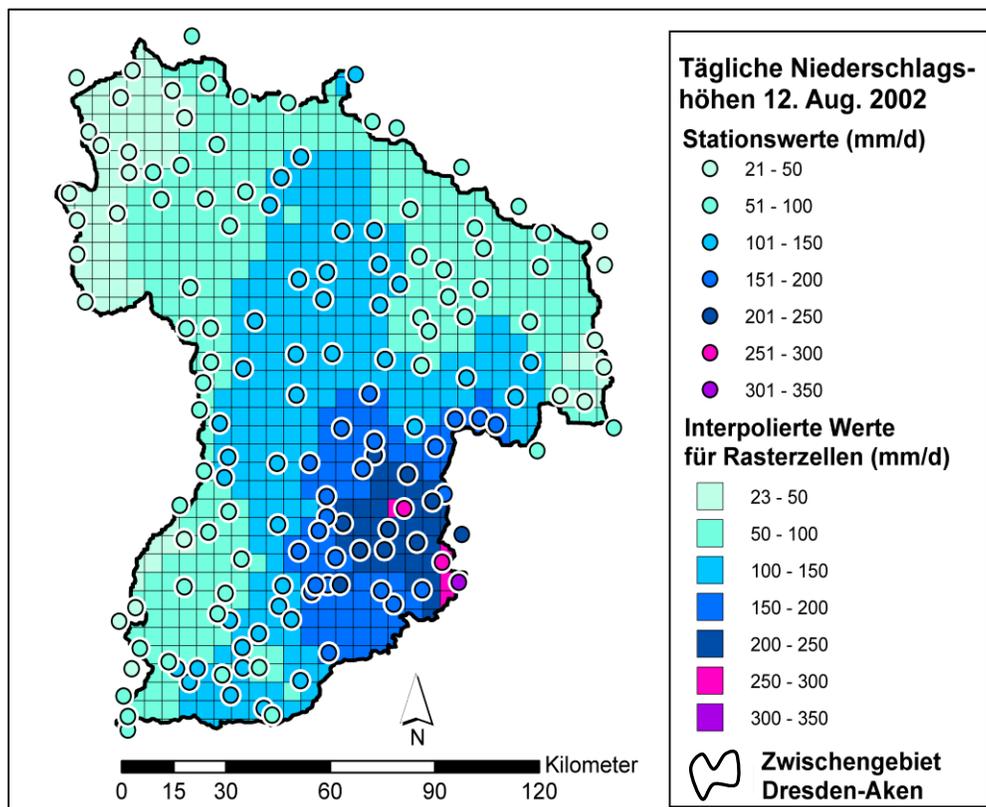


Abbildung 13: Tägliche Niederschlagshöhen am 12. August 2002 im Zwischengebiet Dresden-Aken. Dargestellt sind die Werte an den verfügbaren Niederschlagsstationen und die mit dem Inverse-Distanz-Verfahren für Rasterzellen interpolierten Werte.

Tabelle 4: Nash-Sutcliffe-Effizienzkriterien NSE der Kreuzvalidierung für die Interpolation täglicher Niederschlagshöhen mit dem Inverse-Distanz-Verfahren im Zwischengebiet Dresden-Aken bei den Hochwasserereignissen der Jahre 2002, 2006, 2011 und 2013.

Zeitraum	Anzahl der Stationen	NSE
12.8.2002	152	0,875
10.-13.8.2002	152	0,948
11.7.-13.8.2002	152	0,936
24.3.-4.4.2006	130	0,853
6.1.-18.1.2011	108	0,882
25.5.-4.6.2013	108	0,907
25.4.-4.6.2013	108	0,920

Nach der Kreuzvalidierung wurde das IDV genutzt, um tägliche Niederschlagshöhen der Stationen auf die Zellen des Interpolationsrasters des Zwischengebiets Dresden-Aken zu übertragen (z. B. in Abbildung 13 für den 12. August 2002).

5.2. Regionalisierung mittlerer Tagestemperaturen

Regionalisierte Temperaturen werden für die raumverteilte Modellierung der Niederschlagsform und der Schneedeckenentwicklung benötigt. Im Vergleich zur täglichen Niederschlagshöhe variiert die mittlere Tagestemperatur wesentlich schwächer und gleichmäßiger im Raum, weist dabei aber eine deutliche Abhängigkeit von der Geländehöhe auf. Daher war es im Zwischengebiet Dresden-Aken hinreichend, eine Interpolation mittlerer Tagestemperaturen ausgehend von nur 14 Klimastationen mit horizontal und vertikal repräsentativer Verteilung (siehe Abbildung 9) auf die Zellen des Interpolationsrasters (mit ihren Mittelpunkten und mittleren Geländehöhen) vorzunehmen. Für diese Temperaturregionalisierung war ein modifiziertes NN-Verfahren geeignet. Dabei wird für die Berechnung eines interpolierten Wertes die Station mit der geringsten Distanz zum Interpolationspunkt verwendet, z. B. die Station S3 in Abbildung 12. Die Modifikation des NN-Verfahrens besteht darin, dass der Temperaturwert der nächstgelegenen Station nicht direkt verwendet wird, sondern geländehöhenabhängig und dabei auch zeitvariant transformiert wird.

Die Zeitvarianz ergibt sich abhängig von Jahreszeiten und Großwetterlagen (siehe Kapitel 4.2 sowie 5.1 zu ihren Kürzeln), wobei die Gruppen der „Wz, Ws und Ww“, der „NWz“, des „TrM“ sowie der „Nordlage (zyklonal) und des Hoch Nordmeer-Island (zyklonal) - Nz und HNz“ gewählt wurden, da bei ihnen der Großteil fester Niederschläge fällt (z. B. ca. 66% an der Klimastation Fichtelberg, 1213 m ü NN, ca. 70% an der Klimastation Zinnwald-Georgenfeld, 877 m ü NN oder ca. 82 % an der Klimastation Wittenberg, 105 m ü NN). Auch die Großwetterlagen „SWz“ und „TM“ wurden als hochwasserrelevante Schneeschmelzlagen gesondert betrachtet, alle verbleibenden Großwetterlagen wurden als „andere Großwetterlagen“ pauschal analysiert.

Im ersten Schritt des modifizierten NN-Verfahrens wurde eine Referenzreihe mit mittleren täglichen Temperaturen (in Kelvin) einer im Bereich des Zwischengebiets Dresden- Aken horizontal und vertikal etwa repräsentativ verteilten Auswahl von acht Klimastationen mit jeweils vollständigen Reihen von 1971 bis 1996 gebildet (siehe dazu Abbildung 9). Anschließend wurden für die verfügbaren täglichen Temperaturwerte aller 14 Klimastationen (ebenfalls in Kelvin) die täglichen Verhältniswerte zu den Werten der Referenzreihe ermittelt. Für diese Verhältniswerte wurden schließlich differenziert nach Jahreszeit und Großwetterlagen-Gruppe lineare Regressionsanalysen mit dem Regressor der Geländehöhe der Station durchgeführt. Die Abhängigkeit von der Geländehöhe war dabei nach einem t-Test für den Steigungsparameter in allen Fällen statistisch signifikant.

Mit den Geländehöhen der Klimastationen (mit Index y) GH_y und deren mittleren Tagestemperaturen T_y , mit den mittleren Geländehöhen GH_z der Rasterzelle (mit Index z) und deren Zuordnung zu Klimastationen sowie mit den ermittelten Regressionsbeziehungen (Verhältniswert = $a_1 + a_2 \cdot GH$) können mittlere tägliche Temperaturen der Rasterzellen T_z nach Gleichung 5 geschätzt werden:

$$T_z = T_y \cdot \frac{a_1 + a_2 \cdot GH_z}{a_1 + a_2 \cdot GH_y} \quad (5)$$

Bezeichnungen T [K], y [-], z [-], GH [m ü NN], a_1 und a_2 : siehe vorangehender Text.

Wird in Gleichung 5 statt der mittleren Geländehöhe der nächstgelegenen Rasterzelle diejenige der nächstgelegenen Klimastation verwendet, so kann deren Temperatur geschätzt und weitergehend eine Kreuzvalidierung des modifizierten NN-Verfahrens (ähnlich wie beim IDV im Kapitel 5.1) durchgeführt werden. Bei pauschalem Bezug auf den Gesamtzeitraum von 1963 bis 1996 (ohne den weitgehend schneefreien Sommer) ergab sich ein hohes NSE von 0,97. Der Unterschied zwischen den Mittelwerten und den Standardabweichungen der beobachteten und interpolierten Tagestemperaturen beträgt jeweils weniger als 0,1 K, der Korrelationskoeffizient zwischen ihnen 0,99.

Eine nach Jahreszeit und Großwetterlage differenzierte Kreuzvalidierung (siehe Anhang A.3) ergab bei fast allen für die Schneedeckenentwicklung und Winter-/Frühjahrshochwasser relevanten Großwetterlagen Gütemaße mit ähnlichem Niveau wie beim pauschalen Bezug auf die Gesamtreihen. Etwas schlechtere Gütemaße ergaben sich nur für winterliche zyklonale Südwestlagen (NSE = 0,84).

Auch für die gesondert analysierten Zeiträume der Schneeschmelze bei den Hochwasserereignissen im April 2006 (24. März bis 4. April) und im Januar 2011 (6. bis 19. Januar, u. a. von Südwestlagen geprägt, Interpolation ausgehend von 34 verfügbaren Klimastationen) ergaben sich NSE in der gleichen Größenordnung (0,83 bzw. 0,86), sowie Korrelationskoeffizienten größer als 0,91 und Unterschiede der Mittelwerte und Standardabweichungen von maximal nur 0,15 K.

Damit lassen sich die mittleren Tagestemperaturen der Klimastationen hinreichend zuverlässig auf die Zellen des Interpolationsrasters übertragen, um damit die Prozesse der Schneedeckenentwicklung raumverteilt und zuverlässig zu simulieren. In diesem Zusammenhang wurde auch der Zeitbezug der täglichen Temperaturwerte mit dem der täglichen Niederschlagshöhen (7 Uhr MEZ am Messtag bis 7 Uhr am Folgetag) durch zeitgewichtete Mittelung vereinheitlicht.

5.3. Ableitung und Regionalisierung von Grenztemperaturen für Niederschlagsformen

Für die raumverteilte Modellierung der Schneedeckenentwicklung (siehe Kapitel 5.4) wird pro Zelle des Interpolationsrasters auch eine Zuordnung der Niederschläge zu verschiedenen Niederschlagsformen benötigt. Dabei ist die Ausprägung der Niederschlagsform in erster Linie abhängig von der Lufttemperatur bzw. im Modell von der Über- oder Unterschreitung einer Grenztemperatur für die Entscheidung zwischen den Niederschlagsformen. Darüber hinaus spielen im mitteleuropäischen Raum jedoch auch der Witterungsverlauf und Standortfaktoren eine wesentliche Rolle (Rachner et al., 1997, S. 101; Braun und Rohrer, 1992, S. 191). Es ergibt sich eine vielfältige Ausprägung dieses schwellenwertabhängigen Prozesses, der eine entsprechende raumzeitlich differenzierte Behandlung im Modell erfordert, um Unsicherheiten in nachfolgenden Modellierungsschritten zu reduzieren (vergleiche Kapitel 3.3). In der vorliegenden Arbeit wird dies wie folgt berücksichtigt:

- Neben der festen und der flüssigen Niederschlagsform wird eine gemischte Niederschlagsform unterschieden, die im Elbe-Einzugsgebiet von großer Bedeutung ist (Antonik und Böer, 1962, S. 232). Bei dieser wird jeweils ein halber Anteil der festen und der flüssigen Form zugeordnet.
- Für die Ableitung von Grenztemperaturen zwischen den Niederschlagsformen wurden nicht tägliche Reihen der Niederschlagsform sowie der Niederschlagshöhe und Temperatur verwendet, sondern Reihen mit jeweils drei Werten pro Tag. Mit dem verkürzten Zeitintervall verringert sich die Unsicherheit bei der Ableitung von Grenztemperaturen zwischen den Niederschlagsformen (Rachner et al., 1997, S. 101).
- Grenztemperaturen zwischen den Niederschlagsformen wurden für fünf Gruppen von Großwetterlagen unterschieden. Es handelt sich um die im Kapitel 5.2 genannten Gruppen, bei denen der Großteil der festen Niederschläge fällt, sowie um die Gruppe aller anderen Großwetterlagen (Wz/Ws/Ww, NWz, TrM, Nz/HNz, andere). Bei der Ableitung der Grenztemperaturen wurde darauf geachtet, dass pro Zeitintervall eine eindeutige Großwetterlage auftrat.
- Die Grenztemperaturen wurden regionalisiert, um die Geländehöhe einzubeziehen.

Zur Ableitung raumzeitlich differenzierter Grenztemperaturen für die Niederschlagsformen unter Berücksichtigung der genannten Aspekte wurden diese für die in Abbildung 9 gezeigten neun Klimastationen zunächst stationsweise analysiert. An diesen Klimastationen lagen für den Zeitraum von 1991 bis 1997 Zeitreihen der Temperatur sowie der Niederschlagsform und -höhe für je drei Zeitpunkte bzw. Zeitintervalle pro Tag vor. Die an Terminen gemessenen Temperaturwerte wurden zeitlich interpoliert, um sie den Zeitintervallen zwischen ihnen, auf die sich auch die Niederschlagsinformationen beziehen, zuzuordnen.

Anschließend wurden, ähnlich wie z. B. bei Göppert (1995, S. 48 f.), für Temperaturklassen mit einer Breite von 0,4 K aus den Stationsbeobachtungen jeweils empirische Wahrscheinlichkeiten für den mindestens teilweise festen Zustand des Niederschlags (inklusive Mischniederschlag) bzw. für den

vollständig festen Zustand des Niederschlags berechnet. Diese Berechnung erfolgte getrennt für die fünf oben genannten Gruppen von Großwetterlagen. In Diagrammen wurden danach die empirischen Wahrscheinlichkeiten gegenüber der jeweiligen Temperaturklasse im Bereich zwischen -5°C und $+5^{\circ}\text{C}$ aufgetragen, siehe z. B. Abbildung 14. Zur Ermittlung der stationsweisen Grenztemperaturen bei gegebener Großwetterlagengruppe wurden Regressionsgeraden (empirische Wahrscheinlichkeit abhängig vom Temperaturklassenmittelwert) ermittelt, bei denen die empirischen Wahrscheinlichkeiten entsprechend ihrer Anzahlen pro Temperaturklasse gewichtet wurden. Dabei bezogen sich die Regressionsanalysen jeweils auf die Temperaturklassen im Temperaturbereich, in dem die empirischen Wahrscheinlichkeiten den Wert von 0,05 nicht durchgängig unterschreiten und den Wert von 0,95 nicht durchgängig überschreiten. Die gesuchte Grenztemperatur der Station ergab sich schließlich bei der Temperatur, bei der die Regressionsgerade den Wert 0,5 annimmt, bei der also die betrachteten Niederschlagsformen gleichwahrscheinlich sind (siehe Abbildung 14).

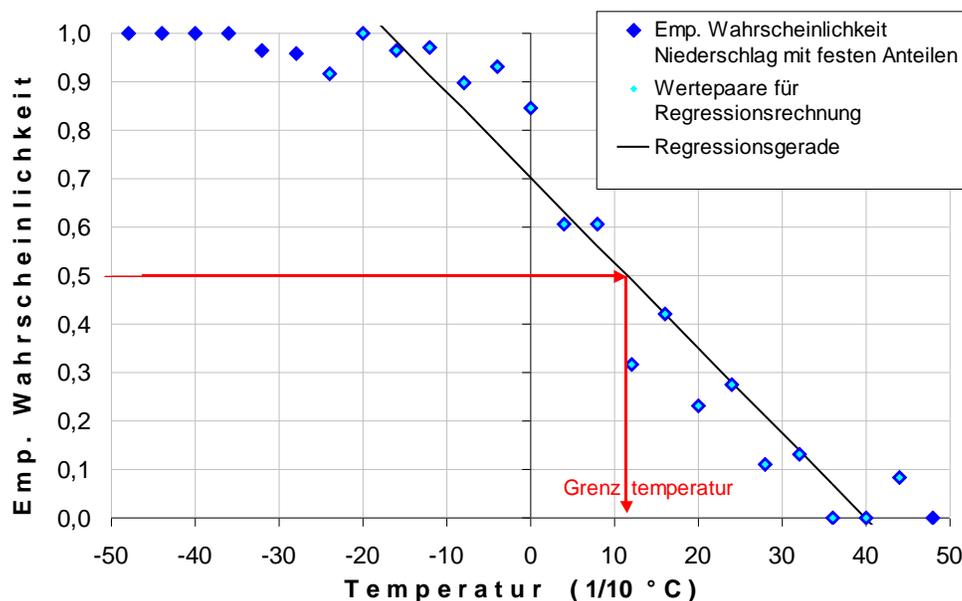


Abbildung 14: Stationsweise Ermittlung einer Grenztemperatur zwischen Niederschlagsformen. Beispiel Grenztemperatur zwischen rein flüssigen und gemischten Niederschlagsformen bei den Großwetterlagen Wz, Ws oder Ww an der Klimastation Fichtelberg. Weitere Erläuterungen: siehe Text.

Um die für die Klimastationen ermittelten Grenztemperaturen für die raumverteilte Modellierung der Schneedecke auf die Zellen des Interpolationsrasters zu übertragen, wurde weiterhin ihre Regionalisierbarkeit abhängig von ihrer Lage (geographische Breite und Länge) und ihrer Geländehöhe untersucht. In linearen Regressionsanalysen mit t-Tests für die Steigungsparameter ergaben sich dabei für die zyklonal geprägten Großwetterlagen mit anströmenden Luftmassen aus nördlichen Richtungen (NWz, Nz/HNz) statistisch signifikante Zusammenhänge zwischen den Grenztemperaturen und der Geländehöhe (siehe Abbildung 15), während dies bei den anderen Großwetterlagen nicht nachgewiesen werden konnte. Auch die Lageparameter (z. B. als Maß für den Kontinentalitäts-

grad) führten keiner weiter verbesserten Erklärung der Grenztemperaturen, vermutlich weil das betrachtete Gebiet hierfür zu klein ist. Eine plausible Erklärung für die Geländehöhenabhängigkeit der Grenztemperaturen bei NWz und Nz/HNz ist die Exposition des Geländeanstiegs gen Süd/Südost im Zwischengebiet Dresden-Aken, die bei der Luvlage zur Abkühlung ansteigender Luftmassen führt.

Zur Berechnung der Grenztemperaturen für die Zellen des Interpolationsrasters wurden schließlich bei den Großwetterlagen NWz und Nz/HNz die ermittelten Regressionsbeziehungen verwendet, bei den anderen Großwetterlagen die arithmetischen Mittelwerte der stationsweise berechneten Grenztemperaturen (siehe Anhang A.4). Gemeinsam mit den regionalisierten mittleren Tagestemperaturen und den täglichen Angaben zur Großwetterlage konnten die regionalisierten Grenztemperaturen genutzt werden, um aus den täglichen Reihen der regionalisierten Niederschlagshöhen solche der festen und gemischten Niederschlagshöhen zu berechnen. An Niederschlagstagen (7 Uhr MEZ am Messtag bis 7 Uhr am Folgetag, siehe Kapitel 4.2), an denen die Großwetterlage wechselte, wurde die Großwetterlage mit dem überwiegenden Zeitanteil angenommen.

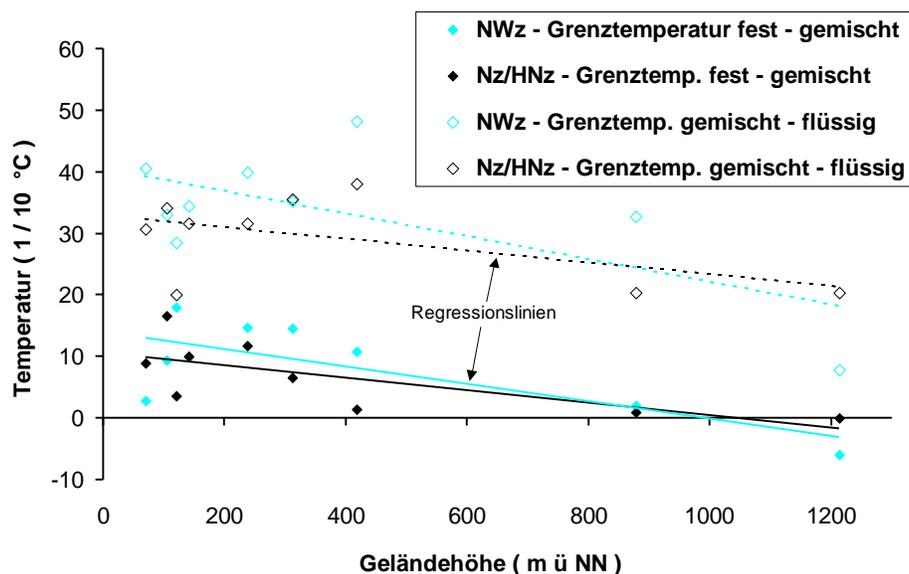


Abbildung 15: Abhängigkeit der Grenztemperaturen zwischen festen und gemischten sowie zwischen gemischten und flüssigen Niederschlagsformen an den Klimastationen des Zwischengebiets Dresden-Aken von der Geländehöhe bei verschiedenen Großwetterlagen (NWz, Nz/HNz, siehe Text).

5.4. Simulation der Entwicklung und der Wasserabgabe von Schneedecken

Die Schneekomponente spielt im hydrologischen Geschehen des Zwischengebiets Dresden-Aken eine wichtige Rolle (siehe Kapitel 2.1, Antonik und Böer, 1962, S. 233 und 239, sowie Rachner und Mathäus, 1990, S. 11-14, für detaillierte Angaben). Insbesondere werden die Hochwasserverhältnisse durch frühjährliche Schneeschmelzereignisse geprägt.

Dabei wird die Schneedeckenentwicklung von einer Vielzahl raumzeitlich variabler Faktoren abhängig von der Witterung (Temperatur, Strahlung, Niederschläge, Wind, Dampfdruck der Luft) und Gebietseinflüssen (Oberflächenbeschaffenheit, Höhenlage, Exposition, Bodenfeuchte, Schneebedeckungsgrad etc.) bestimmt (Knauf, 1980, S. 97, 103 ff.; Rachner et al. 1997, S. 101). Die Modellierung aller Umsätze dieses Systems ist schwierig, vor allem für große Einzugsgebiete mit einer kaum zu gewährleistenden ausreichenden Datengrundlage. Für die operationelle Modellierung der Schneedeckenentwicklung ist daher eine angemessen komplexe Modellstruktur zu verwenden, die durch operationell verfügbare Daten unterstützt wird (vergleiche Kapitel 3.3 und Knauf, 1980, S. 105). Dabei ist es sinnvoll, den Gesamtprozess der Schneedeckenentwicklung zu untergliedern in die Akkumulations-, Umwandlungs- und Abbauphase (Knauf, 1980, S. 112). Für die Akkumulation ist die Erfassung der Niederschlagsform entscheidend, die bereits im Abschnitt 5.3 behandelt wurde.

Bei der Umwandlungs- und Abbauphase sind im System der Schneedecke der Wärme- und der Wasserhaushalt zu betrachten. Die Schmelzwasser erzeugende Wärmezufuhr ergibt sich dabei aus dem fühlbaren Wärmestrom aus der Atmosphäre, der Wärmeübertragung durch Kondensation (latenter Wärmestrom) sowie aus der Wärmezufuhr durch lang- und kurzwellige Strahlung, aus flüssigem Niederschlag und aus dem Boden (Knauf, 1980, S. 103f). Eine vollständige Simulation dieser Prozesse durch Energiebilanzmethoden scheitert in der operationellen Praxis daran, dass die notwendige, umfangreiche Datengrundlage nicht verfügbar ist (Gray und Prowse, 1993, S. 7.23; Rango und Martinec, 1995, S. 657). Bei vereinfachten Energiebilanzmethoden werden die Komponenten der Energiebilanz lediglich aus den Eingangsgrößen der täglich minimalen und maximalen Temperaturen (in vorliegender Arbeit nicht verfügbar) geschätzt (Walter et al., 2005). Sie beinhalten dabei jedoch eine Vielzahl vereinfachender Annahmen. Für eine operationelle Anwendung auf großskalige Einzugsgebiete in Mitteleuropa liegen derzeit noch keine hinreichenden Erfahrungen vor.

Im Gegensatz zur Energiebilanzmethode werden beim Gradtagverfahren (GTV) oder anderen vereinfachten, temperaturbasierten Verfahren nur Temperaturwerte als Informationsträger der Wärmezufuhr verwendet, wobei diese vergleichsweise einfach und zuverlässig zu messen und zu regionalisieren sind (siehe Kapitel 5.2). Mit den verfügbaren mittleren Tagestemperaturen wurde in der vorliegenden Arbeit das GTV verwendet. Dabei wird die Wirkung des fühlbaren Wärmestroms auf die Schneeschmelze berücksichtigt. Diese Vereinfachung gegenüber der Energiebilanzmethode ist im nivalpinen und weitgehend maritim geprägten mitteleuropäischen Bereich geeignet, weil hier advective Schmelzsituationen, bei denen vor allem fühlbare Wärmeströme bei der Schneeschmelze wirksam sind, gegenüber Strahlungsschmelzsituationen dominieren (vergleiche Braun und Rohrer, 1992, S. 195; Kuhn, 1984, S. 52; Gray und Prowse, 1993, S. 7.24). Hinzu kommt, dass die Mittelgebirgsbereiche, in denen die größten Schneemengen auftreten, großteils bewaldet sind, womit der Strahlungseinfluss weiter zurücktritt. Weitere Argumente für das Gradtagverfahren liefert Kuhn (1984, S. 52). So werden durch die Berücksichtigung von nur positiven Gradtagen nichtberücksichtigte Wärmezufuhren durch latente Energie und Strahlung kompensiert. Zudem ergeben sich bei wechselnden Witterungsverhältnissen weitere Kompensationsmöglichkeiten zwischen Globalstrah-

lung, atmosphärischer Gegenstrahlung und latenter Wärmezufuhr. Wärmezuführen aus dem Boden und aus flüssigem Niederschlag sind schließlich zu vernachlässigen (Rachner und Mathäus, 1990, S. 26). Vor diesem fachlichen und regionalen (mitteleuropäischen) Hintergrund ist das GTV, das in der Literatur allgemein für die operationelle Simulation der Schneedeckenentwicklung in größeren Einzugsgebieten und für längere Simulationszeiträume empfohlen wird (Gray und Prowse, 1993, S. 7.11 und 7.23 f.; Rango und Martinec, 1995, S. 657, 668; Vehviläinen, 1989, S. 215; Pipes und Quick, 1987, S. 154; Braun, 1985, S. 73 ff.), gerade auch für die vorliegende Arbeit besonders geeignet.

Beim Gradtagverfahren wird die potentielle Schneeschmelzrate $S_{pot, i}$ der Tage i aus den positiven mittleren Tagestemperaturen $T_{pos, i}$ multipliziert mit empirisch ermittelten Gradtagfaktoren GTF berechnet (Gleichung 6). Die Gradtagfaktoren ergeben sich in Abhängigkeit von den schneeschnmelzrelevanten Bedingungen, insbesondere von der Bodenbedeckung. Die tatsächliche tägliche Schneeschmelzrate $S_{real, i}$ ist dabei natürlich gegebenenfalls durch die am jeweiligen Tag vorhandene Schneehöhe (mm Wasseräquivalent im Trockenanteil) begrenzt.

$$S_{pot, i} = GTF \cdot T_{pos, i} \quad (6)$$

Bezeichnungen S_{pot} [mm/d], GTF [mm/(d·K)], T_{pos} [°C], i [d]: siehe vorangehender Text.

Die Bodenbedeckung ist im Zwischengebiet Dresden-Aken variabel, gerade auch im Hinblick auf die Bewaldung. Daher wurden aus CORINE-Daten zur Bodenbedeckung Flächen mit bewaldetem, teilweise bewaldetem und offenem Gelände abgeleitet (siehe Kapitel 4.3) und mit dem Interpolationsraster verschnitten. Pro Rasterzelle wurden anschließend entsprechende Flächenanteile ermittelt.

Für den Gradtagfaktor werden in der Literatur (Gray und Prowse, 1993, S. 7.24 f.; Knauf, 1980, S. 106) je nach örtlichen Bedingungen (Bodenbedeckung, Klimaregion, Schneedeckenzustand, Geländeexposition) unterschiedliche Werte angegeben. Hier wurden die aus experimentellen Untersuchungen von Brechtel (1972) zum Einfluss von Waldbeständen auf die Schneeschmelze am westlichen Vogelberg (ca. 200 km westlich des Zwischengebiets Dresden-Aken) erhaltenen Gradtagfaktoren gewählt (siehe Knauf, 1980, S. 106). Für dichte Wälder (bewaldetes Gelände nach CORINE) wird demnach ein Gradtagfaktor von 2,95 mm/(d·K) angenommen, für teilweise Bewaldung einer von 4,1 mm/(d·K) und für offenes Gelände einer von 5,2 mm/(d·K). Die im Hinblick auf die verfügbare Information zeitlich konstant angenommenen Gradtagfaktoren pro Rasterzelle wurden schließlich aus den Gradtagfaktoren der genannten Teilflächen als flächengewichtete Mittel berechnet.

Gebildetes Schmelzwasser, sowie auch flüssige Niederschläge ($N_{flü}$) auf Schneedecken führen nicht direkt zur Wasserabgabe aus Schneedecken, sondern werden in der Schneedecke abhängig von deren Kältegehalt und mechanischem Speichervermögen zurückgehalten (Rachner und Mathäus, 1990, S. 39; Gray und Prowse, 1993, S. 7.26, Knauf, 1980, S. 110). Der durch den Kälteinhalt zu Beginn der Schneeschmelze bedingte Rückhalt hat dabei unter mitteleuropäischen Verhältnissen, auch im Mittelgebirgsbereich, in der Regel nur geringen Einfluss (Rachner und Mathäus, 1990, S. 26). Bei der mechanischen Speicherung von flüssigem Wasser in der Schneedecke kommt es aufgrund der Metamorphose von Schneekristallen zur Setzung der Schneedecke, womit sich auch ihr Speichervermö-

gen ändert (Knauf, 1980, S. 110). Diesen Effekt berücksichtigt das von Bertle (1966) nach Laboruntersuchungen entwickelte Schmelzsetzungsverfahren (Knauf, 1980, S. 110-116). Das Verfahren beschreibt die Speicherung des flüssigen Wassers in der Schneedecke im Zusammenhang mit deren Setzung und Änderung des Retentionsvermögens. Grundlegend ist dabei die für den Setzungsvorgang angenommene Gleichung 7 mit der Schneedeckenhöhe PH in Prozent der Ausgangshöhe einerseits und dem Verhältnis PW des in der Schneedecke insgesamt akkumulierten Wasseräquivalents zum Wasseräquivalent des Trockenschneeanteils (in Prozent) andererseits. Die Länge des dabei betrachteten Zeitintervalls richtet sich nach den verfügbaren Daten bzw. nach der Problemstellung (Knauf, 1980, S. 116). In der vorliegenden Arbeit wurde sie für Tageswerte angewandt.

$$PH = 147,4 - 0,474 \cdot PW \quad (7)$$

Bezeichnungen PH [%] und PW [%]: siehe vorangehender Text.

Somit ist die Entwicklung der Lagerungsdichte P_D der Schneedecke (akkumuliertes Wasseräquivalent dividiert durch die Schneehöhe), deren Anfangswert bei Neuschnee zu 10% angenommen werden kann (Knauf, 1980, S. 114, 117), beschreibbar. Erreicht die Lagerungsdichte einen kritischen Wert $P_{D,krit}$ von 40–45% (Knauf, 1980, S. 113), so gibt die Schneedecke (ungedämpft) das Wasser ab, das dem Überschussbetrag zwischen dem insgesamt akkumulierten Wasseräquivalent und dem maximalen Wasseräquivalent einer Schneedecke im genannten Grenzzustand entspricht. Für die Wasserabgabe der Schneedecke ist es dabei nach Bertle (1966) unerheblich, ob die Berechnung für einzelne Schichten der Schneedecke getrennt oder – wie in der vorliegenden Arbeit – einheitlich für die gesamte Schneedecke durchgeführt wird (Knauf, 1980, S. 117). Aufbauend auf diesem Konzept entwickelte Knauf (1976 und 1980, S. 124-127) das erweiterte Schmelzsetzungsverfahren. Dabei berücksichtigte er unter anderem eine den natürlichen Verhältnissen mit mehr oder weniger inhomogen aufgebauten Schneedecken eher gerecht werdende Wasserabgabe W_{ab} bereits vor Erreichen der kritischen Lagerungsdichte. Hierfür wird folgende Näherungsgleichung verwendet:

$$W_{ab, i} = (1 - \exp(- (P_{D, i}/P_{D, krit})^4)) \cdot (S_{real, i} + N_{flü, i}) \quad (8)$$

Bezeichnungen W_{ab} [mm/d], P_D [-], $P_{D,krit}$ [-], S_{real} [mm/d], $N_{flü}$ [mm/d], i [d]: vorangehender Text.

Ab Erreichen der kritischen Lagerungsdichte wird die Wasserabgabe wie im ursprünglichen Schmelzsetzungsverfahren berechnet. Durch die anhand von Felduntersuchungen begründete Gleichung 8 werden die zu einfache Erklärung eines schwellenwertartigen Übergangs und damit verbundene Probleme in nachfolgenden Modellierungsschritten vermieden (vergleiche Kapitel 3.3).

Zur Diagnose des entwickelten Schneemodells wurden die im Kapitel 4.2 genannten Reihen der Wasseräquivalente WEQ an geeigneten Klimastationen genutzt. Mit dem Beobachtungszeitpunkt um 7 bzw. 7:30 Uhr wurden die Beobachtungen, wie auch die täglichen Niederschlagswerte und das Schneemodell, jeweils dem Ende des Zeitschritts des Vortags zugeordnet. Vollständige Reihen im Zeitraum von 1991 bis 2013 lagen an den Klimastationen Fichtelberg (1213 m ü NN), Zinnwald-Georgenfeld (877 m ü NN), Chemnitz (418 m ü NN), Dresden-Klotzsche (222 m ü NN) und Leipzig-

Halle (133 m ü NN) vor, siehe Abbildung 16. An einigen Stationen beginnen die verfügbaren Reihen auch früher (Fichtelberg ab 1961, Dresden-Klotzsche ab 1978, Leipzig-Halle ab 1973).

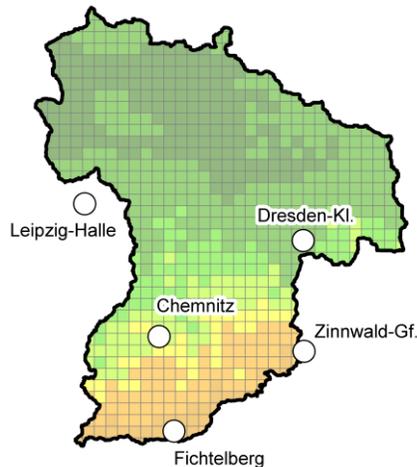


Abbildung 16: Lage der Klimastationen zur Diagnose des Schneemodells im Vergleich zum Interpolationsraster des Zwischengebiets Dresden-Aken.

Ein Problem bei den Zeitreihen beobachteter WEQ der Schneedecken ist ihre teilweise hohe Messunsicherheit. Teilweise ergeben sich Widersprüche mit den anderen Messgrößen, vor allem mit den (nach Richter, 1995, korrigierten) täglichen Niederschlagshöhen an der gleichen Klimastation. In solchen Fällen sind die beobachteten WEQ nicht oder nur bedingt zur Diagnose des Schneemodells geeignet. Mögliche Ursachen für sich widersprechende Beobachtungen sind neben fehlerhaften oder nicht repräsentativen Messungen der Niederschlagshöhe, der Schneedeckenhöhe oder ihrer Lagerungsdichte auch der windbedingte Transport und entsprechende laterale Umverteilungen des Schnees (Schneeverwehungen, siehe Gray und Prowse, 1993, S. 7.5-7.11). An der Station Fichtelberg ist auch die künstliche Beschneigung benachbarter Skigebiete (im Zusammenhang mit windbedingtem Transport) als möglicher Einfluss zu nennen. Diese Effekte sind allerdings nur mehr oder weniger lokal ausgeprägt und werden bei großräumiger Betrachtung zunehmend kompensiert, so dass sie die Anwendbarkeit des Schneemodells nicht in Frage stellen. Somit ist es gerechtfertigt, betroffene WEQ-Beobachtungen aus der stationsweisen Diagnose des Schneemodells auszuschließen.

Dabei ergibt sich allerdings das Problem, dass auch zahlreiche Folgewerte von den genannten Effekten betroffen sein können, auch wenn diese hier nicht mehr wirksam sind. Dieses Problem entsteht auch in der Folge von Defiziten des Schneemodells. Ein direkter Vergleich dieser von „Folgefehlern“ betroffenen WEQ-Beobachtungswerte und –Modellwerte ist damit nicht sinnvoll. Der Ausschluss auch dieser (zahlreichen) Folgewerte schränkt den Umfang und damit die Aussagekraft der Diagnose hingegen deutlich ein. Für die zumindest bedingte Nutzung der Folgewerte für die Diagnose des Schneemodells spricht auch, dass sich die zeitliche Entwicklung der beobachteten und simulierten WEQ, wenn auch auf verschiedenem Niveau, zumindest annähernd entsprechen sollte, solange es im betroffenen Zeitabschnitt nicht zu (deutlich) unterschiedlichen Annahmen hinsichtlich der Überschreitung oder Nichtüberschreitung der kritischen Lagerungsdichte in der simulierten und der beo-

bachteten Schneedecke kommt. In der Tat finden sich in vielen solchen Zeitabschnitten parallele Entwicklungen beobachteter und simulierter WEQ auf unterschiedlichem Niveau. Nach dem Ausgleich der durch die angesprochenen Effekte entstandenen Unterschiede bei den beobachteten WEQ im betroffenen Folgezeitabschnitt konnten diese, mit entsprechender Kennzeichnung, zur ergänzenden Diagnose der mit dem Schneemodell simulierten WEQ hinzugezogen werden.

Diese Vorgehensweise wird in Abbildung 17 anhand der beobachteten und simulierten Schneedeckenentwicklung im Winter und Frühjahr 2005/2006, die zum bedeutenden Hochwasser im April 2006 führte, an den Klimastationen Fichtelberg und Zinnwald-Georgenfeld veranschaulicht (siehe Anhang A.5 für weitere Klimastationen). Abbildung 18 zeigt dazu auch einen direkten Vergleich der simulierten WEQ der Klimastationen. Wie auch vor mehreren anderen großen Hochwasserereignissen wird demnach der weitaus größte Teil der WEQ in Schneedecken des Mittelgebirgsbereichs (z. B. in Fichtelberg und Zinnwald-Georgenfeld) zurückgehalten und beim Hochwasserereignis freigesetzt.

Für eine umfassendere Diagnose wurden ferner Streudiagramme aller Wertepaare der beobachteten und simulierten WEQ erstellt (siehe Abbildung 19 a.) für die Klimastationen Fichtelberg und Zinnwald-Georgenfeld, Anhang A.6 für weitere Klimastationen). Wertepaare, bei denen die beobachteten WEQ im Zusammenhang mit den gemessenen täglichen Niederschlagshöhen nicht plausibel sind, wurden dabei ausgeschlossen. Für die Folgefehler wurde in der oben beschriebenen Weise eine Modifikation der beobachteten WEQ vorgenommen, um sie in die Diagnose einbeziehen zu können. Für die untersuchten Klimastationen kann in den Streudiagrammen eine gute Erklärung der beobachteten WEQ durch die simulierten WEQ festgestellt werden (Bestimmtheitsmaße zwischen 0,86 und 0,89 an den Klimastationen Chemnitz, Fichtelberg und Zinnwald-Georgenfeld und zwischen 0,77 und 0,8 an den Stationen Leipzig-Halle und Dresden-Klotzsche).

Um die Diagnose auf besonders interessierende, hochwasserrelevante Schneeschmelzphasen zu fokussieren, wurden ferner deren Wertepaare in Streudiagrammen aufgetragen, wobei eine gute Übereinstimmung zwischen simulierten und beobachteten WEQ zu Beginn dieser Phasen vorausgesetzt wurde (siehe Abbildung 19.b.)). Nicht plausible beobachtete WEQ treten unter dieser Voraussetzung nicht auf. Da außerhalb des Mittelgebirgsbereichs meist keine ausgeprägten Schmelzphasen auftreten, die mit den nur in zwei- bis mehrtägigen Abstand beobachteten WEQ hinreichend detailliert erfasst werden könnten, wird diese Diagnose nur für die beiden Klimastationen Fichtelberg und Zinnwald-Georgenfeld gezeigt. Die gute Übereinstimmung zwischen simulierten und beobachteten WEQ in den Streudiagrammen wird durch Bestimmtheitsmaße von 0,91 bzw. 0,92 bestätigt.

Nach der erfolgreichen stationsweisen Diagnose des Schneemodells wurde dieses mit regionalisierten meteorologischen Größen (siehe Kapitel 5.1 bis 5.3) und den aus Waldbedeckungsgraden abgeleiteten Gradtagfaktoren (siehe oben) für alle Rasterzellen des Interpolationsrasters eingesetzt, womit pro Rasterzelle auch die tägliche Wasserabgabe der Schneedecke (durch Schneeschmelze und flüssigen Niederschlag auf Schnee) simuliert wurde. Somit stehen raumverteilte, kontinuierliche tägliche Reihen des Inputs für die NA-Modellierung zur Verfügung.

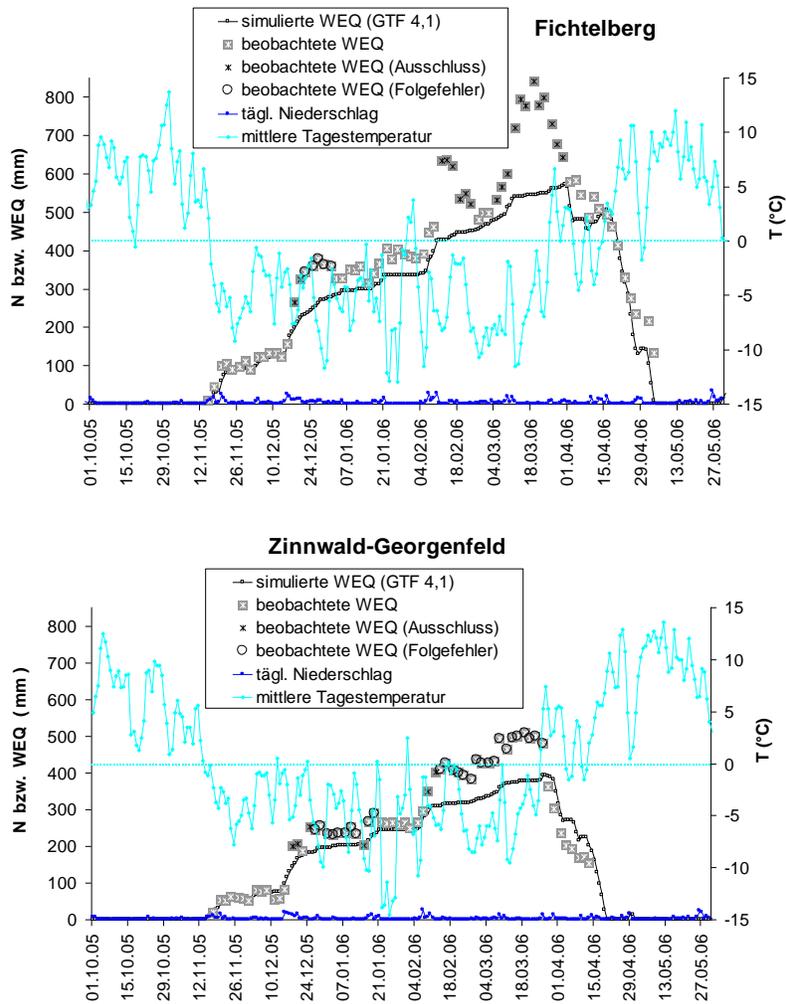


Abbildung 17: Beobachtete und simulierte Wasseräquivalente (WEQ) der Schneedecken, tägliche Niederschlagshöhen und mittlere Tagestemperaturen der Klimastationen Fichtelberg und Zinnwald-Georgenfeld im Winter und Frühjahr 2005/2006. Nicht plausible beobachtete WEQ (siehe Text) und davon beeinflusste WEQ in nachfolgenden Zeitabschnitten sind gesondert gekennzeichnet.

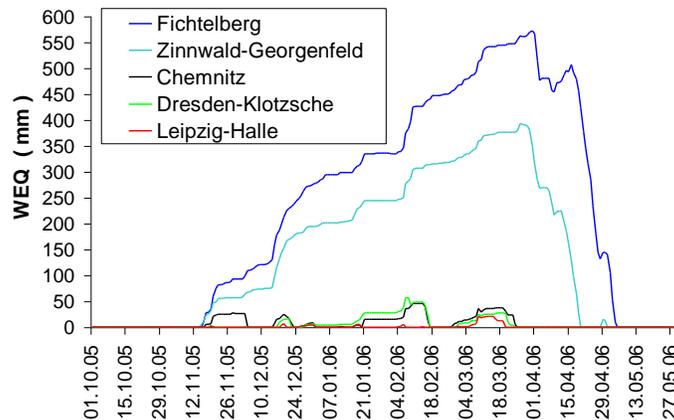


Abbildung 18: Simulierte Wasseräquivalente der Schneedecken im Winter und Frühjahr 2005/2006 für ausgewählte Klimastationen im Vergleich.

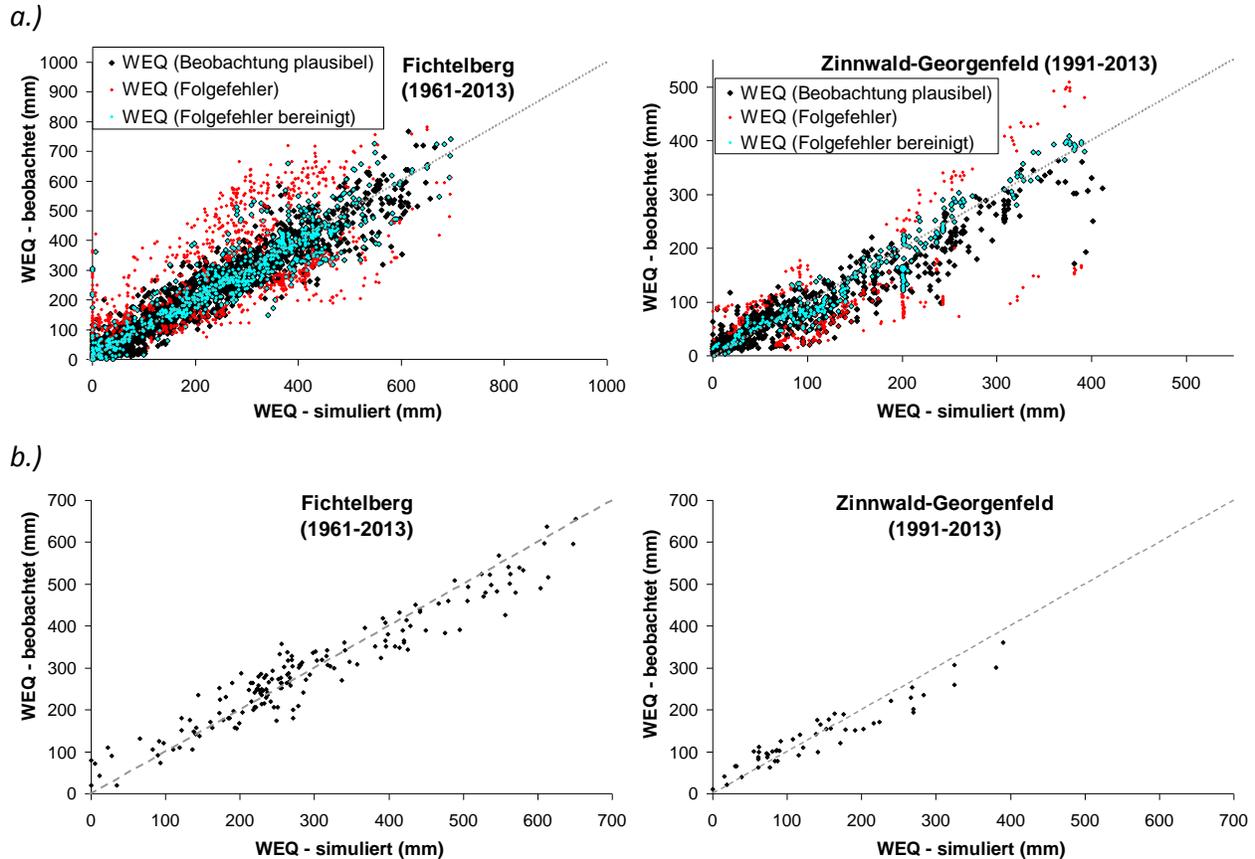


Abbildung 19: Diagnostische Streudiagramme mit Wertepaaren beobachteter und simulierter Wasseräquivalente (WEQ) der Schneedecken an zwei Klimastationen. a.) Alle Wertepaare der genannten Zeiträume (jeweils ohne 2007 bis 2009). Wertepaare mit nicht plausiblen beobachteten WEQ wurden ausgeschlossen, nachfolgend beobachtete WEQ plausibilisiert. b.) Wertepaare von ausgewählten Hauptschmelzphasen mit zuverlässig simuliertem Anfangszustand. Zur Bewertung der Übereinstimmung zwischen beobachteten und simulierten WEQ dienen Äquivalenzlinien (gestrichelt, a.) und b.).

5.5. Berechnung des Gebietsinputs

Aus den täglichen Inputreihen der Rasterzellen des Interpolationsrasters (bzw. deren Niederschlagsreihen, falls ohne Schnee) lassen sich für das Zwischengebiet Dresden-Aken oder für dessen Teilgebiete, z. B. den Mittelgebirgsbereich (siehe Abbildung 10), tägliche Reihen des Gebietsinputs nach Gleichung 9 und räumliche Verteilungsmaße ableiten (zu letzteren siehe Kapitel 7.3 und 7.3.3).

$$GI_i = \frac{1}{F} \cdot \sum_{z=1}^Z f_z \cdot RI_{z,i} \quad (9)$$

- mit GI_i : Gebietsinput [mm/d] zum Zeitschritt i [d];
 F : Fläche des betreffenden Gebiets, [m²];
 f_z : Fläche eines Rasterelements [m²] im Gebiet mit Zählindex z ($z = 1, \dots, Z$);
 $RI_{z,i}$: Input [mm/d] auf der Fläche des Rasterelements z für den Zeitschritt i .

Ein Beispiel für die Schneeschmelzphase, die das Hochwasser vom April 2006 auslöste, ist in Abbildung 20 dargestellt. Vereinfacht sind hier die täglichen Niederschlags- bzw. Inputhöhen pro Rasterzelle für den Gesamtzeitraum aggregiert.

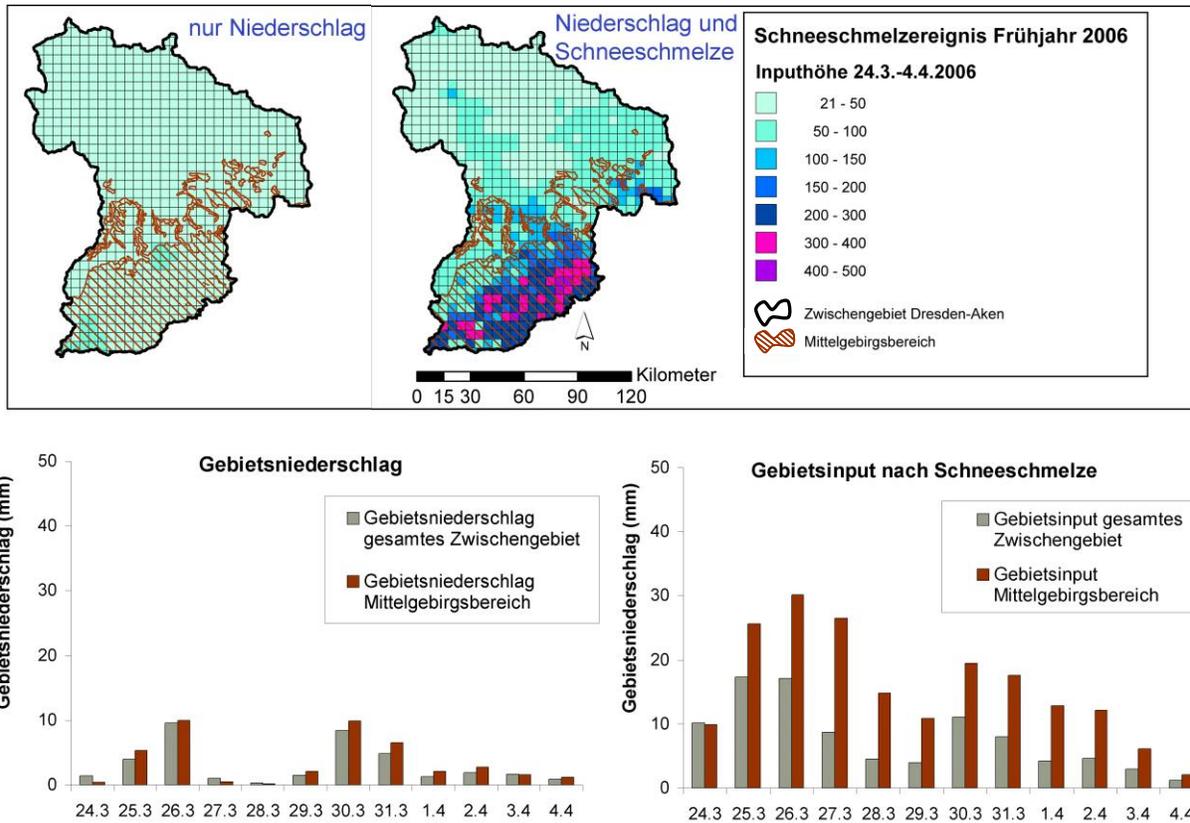


Abbildung 20: Regionalisierte Niederschlagshöhen und mit dem Schneemodell simulierte Inputhöhen für Zellen des Interpolationsrasters im Zwischengebiet Dresden-Aken vom 24. März bis zum 4. April 2006 (oberer Abbildungsteil). Der untere Abbildungsteil zeigt tägliche Gebietsniederschlagshöhen und –inputhöhen für das gesamte Zwischengebiet und für dessen Mittelgebirgsbereich.

5.6. Schnittstelle zum Wettervorhersagemodell COSMO

Um das zu entwickelnde NA-Modell im Rahmen eines operationellen Hochwassermanagements, insbesondere zur Simulation extremer Hochwasserszenarien und ihrer Folgen, einsetzen zu können, ist es in eine interdisziplinäre Modellumgebung zu integrieren (siehe Kapitel 2.4). Wesentlich ist dabei unter anderem die Schnittstelle zu regionalen Klimamodellen oder Wettervorhersagemodellen. In der vorliegenden Arbeit wurde daher eine Schnittstelle zum Wettervorhersagemodell COSMO des Deutschen Wetterdienstes (DWD) entwickelt, das von den meteorologischen Partnern im Verbundprojekts „Operationelles Hochwassermanagement in großräumigen Extremsituationen am Beispiel der Mittleren Elbe“ eingesetzt wurde (Schlüter und Schädler, 2010). Dabei wurde COSMO zunächst für weite Teile Mitteleuropas mit einer Rasterweite von 0,25° (entsprechend ca. 28 km) und mit

Anfangs- und Randdaten des Globalmodells GME des DWD angewandt. Die Modellausgänge dienen im Rahmen eines genesteten Modellansatzes anschließend als neue Anfangs- und Randdaten für eine räumlich feiner aufgelöste Variante von COSMO mit einer Rasterweite von $0,0625^\circ$ (entsprechend ca. 7 km) im Bereich des Einzugsgebiets der Mittleren Elbe sowie einem Zeitschritt von sechs Stunden. In dieser raumzeitlichen Auflösung wurden die mit COSMO simulierten Niederschlagshöhen für die anschließende NA-Modellierung des Hochwasserereignisses vom August 2002 und für davon ausgehend definierte Hochwasserszenarien bereitgestellt (siehe Kapitel 9.2 und 10).

Zur technischen Umsetzung der meteorologisch-hydrologischen Schnittstelle wurde das Ausgaberraster des genesteten COSMO GIS-basiert mit dem Interpolationsraster für meteorologische Messgrößen im Zwischengebiet Dresden-Aken verschnitten (siehe Anhang A.7). Für die Übertragung der mit COSMO simulierten Niederschlagshöhen auf die Interpolationsrasterzellen wurden die flächengewichteten Mittel der Niederschlagshöhen der pro Interpolationsrasterzelle enthaltenen COSMO-Ausgaberrasterzellen berechnet. Dabei wurden die sechsständigen Werte auch entsprechend zu den stationsweisen Messwerten zu Tageswerten aggregiert. Aus den für die Interpolationsrasterzellen erhaltenen täglichen Niederschlagshöhen wurden schließlich über Gleichung 9 tägliche Gebietsniederschlagshöhen des gesamten Zwischengebiets und seines Mittelgebirgsbereichs berechnet. Da sich die COSMO-Simulationen im Verbundprojekt auf das (schneefreie) Auguthochwasser 2002 und davon ausgehend definierte Hochwasserszenarien beschränkte, war eine Übertragung simulierter Temperaturen des COSMO-Ausgaberrasters auf das Interpolationsraster nicht erforderlich. Über eine GIS-basierte Ermittlung der mittleren Geländehöhen aller eigenen und verschnittenen Zellen der beiden Raster, die Nutzung der Höhenbeziehungen aus Kapitel 5.2 und eine flächengewichtete Mittelung pro Interpolationsrasterzelle ist sie jedoch bei winter-frühjährlichen Szenarien denkbar.

Neben der technischen Umsetzung der meteorologisch-hydrologischen Schnittstelle ist vor allem deren fachlich begründete Umsetzung mit der Überwindung des problematischen Skalensprungs zwischen meteorologischen und hydrologischen Modellen wesentlich. Von meteorologischer Seite wurde daher das oben beschriebene, dynamische downscaling ausgehend vom Globalmodell GME bis zum räumlich verteilten Ausgang des genesteten Wettervorhersagemodells COSMO durchgeführt. Wie bereits im Kapitel 3.3 erörtert, sind mit meteorologischen Modellen die Verteilungseigenschaften meteorologischer Variablen, insbesondere der täglichen Niederschlagshöhe, in einer größeren Raumeinheit zuverlässiger zu simulieren als die genaue räumliche Zuordnung dieser. Für die hydrologische Seite ergibt sich damit die Anforderung eines upscaling, wonach für eine Kopplung hydrologischer Modelle mit meteorologischen Modellen möglichst große, jedoch hydrologisch begründbare Raumeinheiten günstig sind. Das in der vorliegenden Arbeit entwickelte NA-Modell kommt dieser Anforderung weit entgegen, da hierbei ein großskaliger Blockansatz nur für spezifische Hochwassersituationen mit signifikantem Inputüberschuss im Mittelgebirgsbereich räumlich weiter ausdifferenziert wird, wobei auch in diesen Fällen keine detaillierte räumliche Zuordnung erforderlich ist (siehe Kapitel 3.5.2, 7.2 und 7.3). Die Zuverlässigkeit der gekoppelten meteorologisch-hydrologischen Simulation in diesem Skalenbereich wird im Kapitel 9.2 bewertet.

6. Simulation des Wellenablaufs in der Elbe und ihren Nebenflüssen mit der Ableitung der Abflussganglinie des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken

Die Abflussganglinie an der Mittleren Elbe resultiert aus der Überlagerung von Ganglinien aus verschiedenen Teileinzugsgebieten der Elbe. Um diese Ganglinien im Modell an interessierenden Standorten der Elbe zusammen zu führen oder aber auch je nach Herkunft zu trennen, wird eine Wellenablaufmodellierung für die Elbe und die unteren Abschnitte der wichtigsten Nebenflüsse entwickelt (Kapitel 6.1). Insbesondere kann die nicht direkt beobachtbare Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken mit Hilfe der Wellenablaufmodellierung aus beobachteten Pegelabflussganglinien abgeleitet werden (Kapitel 6.2). Diese Abflussganglinie ist erforderlich für die Entwicklung und Diagnose von Modellen für die Abflussbildung und -konzentration im Zwischengebiet, die im natürlichen Prozessgeschehen zwar vor dem Wellenablauf auftreten, aus dem genannten Grund jedoch erst nach diesem behandelt werden (vergleiche Kapitel 3.5.1).

Neben der Ableitung der Zwischengebietsabflussganglinie aus beobachteten Pegelabflussganglinien hat die Wellenablaufmodellierung (auch Ganglinienrouting genannt) weitere Funktionen. In dem in Kapitel 2.4 genannten Projekt zum operationellen Hochwasser-Management an der Mittleren Elbe wurden die von den tschechischen Partnern simulierte Abflussganglinien des tschechischen Teileinzugsgebieten im deutschen Elbeabschnitt bis zum Zielgebiet der Mittleren Elbe „geroutet“, wo sie mit den simulierten Zuflüssen aus dem deutschen Zwischengebiet überlagert wurden. Damit ermöglichte das Wellenablaufmodell die Kopplung von hydrologischen Modellsystemen, die Validierung der gekoppelten (auch meteorologischen) Modelle im Gesamteinzugsgebiet der Mittleren Elbe sowie die Berechnung von Hochwasserszenarien für das Zielgebiet des Projekts. Weiterhin wurden mit Hilfe des Wellenablaufmodells beobachtete oder simulierte Abflussganglinien von gegebenen auf weitere Elbe- und Nebenflusstandorten übertragen, z. B. auf die oberen Ränder einer hydraulisch-numerischen Simulation im Bereich der Mittleren Elbe (siehe Kapitel 8.2), auf Standorte spezifischer Ereignisse (z. B. Deichbrüche, siehe Kapitel 6.1 in Bezug auf das Augusthochwasser 2002) oder geplanter Maßnahmen (z. B. Poldereinsatz, siehe z. B. Ihringer et al., 2003). Zu erwähnen ist schließlich, dass das Wellenablaufmodell im Projekt „WQ-Elbe 1890“ (siehe Kapitel 2.3) dazu diente, Abflussreihen verschiedener Pegel der Elbe und ihrer Nebenflüsse zeitlich aufeinander zu beziehen und einer pegelübergreifenden Konsistenzanalyse und Rekonstruktion von Abflussganglinien zuzuführen (Helms et al. 2013 a, b). Die damit abgesicherte Datenqualität ist im Zusammenhang mit der Entwicklung einer datengestützten, flexiblen NA-Modellstruktur maßgeblich (vergleiche Kapitel 3.5.1).

6.1. Entwicklung und Diagnose des Wellenablaufmodells

Eine hydraulisch begründete und verteilte Simulation des Wellenablaufs in einem Gerinne erfordert die numerische Lösung der St. Venant-Gleichungen (Plate et al., 1977, S. 8-12; Fread, 1993, S. 10.8 f.;

Dyck und Peschke, 1989, S. 335 ff.). In einem Flusssystem wie dem der Elbe entsteht dabei jedoch ein hoher Daten- und Rechenaufwand. Daher werden in der Praxis bei gegebenen Voraussetzungen vereinfachte hydraulische oder hydrologische Modellansätze zur Simulation des Wellenablaufs herangezogen (Plate et al., 1977, S. 13-22; Fread, 1993, S. 10.5-10.8, 10.9-10.13; Dyck und Peschke, 1989, S. 337-341). Ist in den St. Venant-Gleichungen der Trägheitsterm vernachlässigbar, kann der (reduzierte) Diffusionswellenansatz angenommen werden (Dyck und Peschke, 1989, S. 337). Um diese Voraussetzung zu erfüllen, dürfen beim Wellenablauf keine lokalen Rückstaueffekte auftreten. Diese ergeben sich in Flachlandflüssen, wenn der Anstieg einer ablaufenden Welle sehr rasch erfolgt, z. B. infolge eines seitlichen Zuflusses oder eines Abflusshindernisses (Brücke etc.), siehe Fread (1993, S. 10.10). In Flachlandflüssen ist die Anwendbarkeit des Ansatzes daher kritisch zu überprüfen (WMO, 1994, S. 470). Im hier untersuchten Elbeabschnitt haben die Abflussganglinien skalenbedingt eine stark gedämpfte Dynamik, so dass der Diffusionswellenansatz herangezogen, jedoch auch kritisch geprüft wurde (siehe unten). Für den Diffusionswellenansatz kann eine Systemfunktion nach Gleichung 10 abgeleitet werden, die zur Faltung der Abflussganglinie eines oberliegenden Standorts zu der eines unterliegenden Standorts am betrachteten Gewässerabschnitt verwendet wird (Gleichung 11). In dieser Form wird das Modell als Diffusionsanalogie-Verfahren oder als Translations-Diffusions-Modell (TDM) bezeichnet (Dyck und Peschke, 1989, S. 341; Plate et al., 1977, S. 91).

$$h_j = \frac{x}{2 \cdot j \cdot \sqrt{\Pi \cdot D \cdot j}} \cdot \exp\left(-\frac{(v \cdot j - x)^2}{4 \cdot D \cdot j}\right) \quad (10)$$

$$Q_{U,i} = \sum_{j=1}^i h_j \cdot Q_{O,i-j+1} \quad (11)$$

- mit: Q_O, Q_U : Abflussreihe des oberliegenden und des unterliegenden Pegels, [m^3/s];
 h : Systemfunktion, [-];
 x : modellierte Flusslänge, [km];
 v : Translationskoeffizient, [km/h];
 D : Diffusionskoeffizient, [km^2/h];
 i : Zeitschrittindex der Abflussreihe, [h];
 j : Zeitindex der Systemfunktion, [h].

Auf Grundlage dieser Gleichungen wurde bereits von Güthlein et al. (1980) das Zentralmodell Elbe entwickelt, das später zum Programmsystem ELBA der Bundesanstalt für Gewässerkunde zur Abflussvorhersage an der Elbe weiter entwickelt wurde (Fröhlich, 1996). In einer eigenen Programmversion dieses TDM wurden die räumliche Struktur und die kalibrierten Parameter v und D von ELBA übernommen (Helms et al., 2002a, S. 151-154). Da es sich um kalibrierte Parameter handelt, wird das Modell quasi zu einem hydrologischen Wellenablaufmodell. Dabei arbeitet das Modell mit stündlichem Zeitschritt, ist aber mit einer zeitlichen Disaggregation des Modelleingangs und einer zeitlichen Aggregation des Modellausgangs auch für Tageswerte geeignet.

6. Simulation des Wellenablaufs in der Elbe und ihren Nebenflüssen mit der Ableitung der Abflussganglinie des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken

Das TDM ist räumlich in verschiedene Flussstrecken zwischen Elbe- und Nebenflusspegel gegliedert (siehe Abbildung 21). Durch Variation der Flusslänge x kann der Wellenablauf auch für Teilstrecken berechnet werden, um die Abflussganglinien der Nebenflüsse in die Wellenablaufmodellierung für die Elbe aufzunehmen oder um Ganglinien an unbeobachteten Elbestandorten zu berechnen. Dabei sind die Einzugsgebietsflächen der Elbepegel unterhalb von Dresden jeweils nahezu vollständig durch die Einzugsgebietsflächen des oder der oberliegenden Eingangspiegel abgedeckt (Flächenanteile $> 96\%$). Da zudem die für die Flussabschnitte genutzten Systemfunktionen volumentreu sind, ist von weitgehend volumentreuen Simulationen für die jeweils unterliegenden Pegel auszugehen.

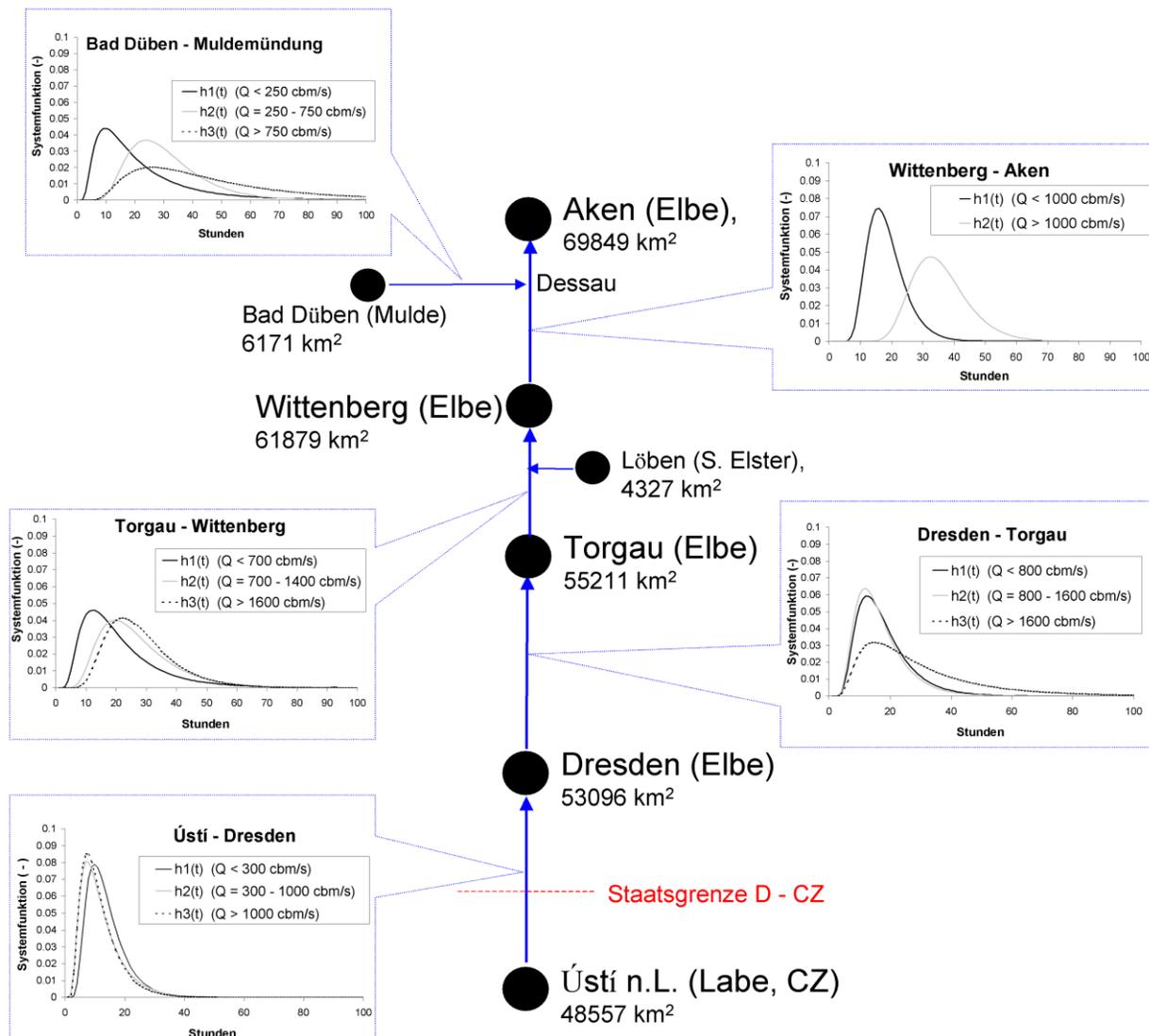


Abbildung 21: Räumliche Struktur des TDM (analog zum Modell ELBA) mit Pegeln der Elbe, der Mulde und der Schwarzen Elster sowie den Gewässerstrecken und Systemfunktionen des TDM zwischen ihnen. Vergleiche auch Abbildung 2.

Pro Flussabschnitt ist das TDM als nichtlineares bzw. abschnittsweise lineares Stufenmodell konzipiert mit (maximal) drei Abflussstufen (Flussbett, Ausuferungsbereich, Hochwasserbereich), die jeweils mit einer eigenen Systemfunktion gefaltet werden. Die Ausgänge dieser stufenweisen Teilmodelle werden durch Superposition überlagert. Eine Zusammenstellung der Abflussstufen und ihrer Parameter für die verschiedenen Flussstrecken enthält die Tabelle A-2 im Anhang A.8. Abbildung 21 zeigt die daraus berechneten Systemfunktionen im Bereich zwischen Dresden und Aken.

Um die Zuverlässigkeit des TDM über die bereits angesprochene Volumentreue hinaus zu untersuchen wurden die für die Elbepegel Torgau, Wittenberg und Aken im Zeitraum von 1963 bis 1995 simulierten Abflussganglinien gegenüber den dort beobachteten Abflussganglinien diagnostiziert. Dabei ergaben sich bei allen genannten Pegeln sehr hohe NSE von $> 0,99$. Die sehr gute Anpassung der simulierten an die beobachteten Abflussganglinien zeigt sich exemplarisch für den Zeitraum vom November 1984 bis zum Oktober 1989 auch in den Diagrammen der Abbildung 22. Die Abweichungen betragen nur in wenigen Fällen mehr als 10% der beobachteten Abflusswerte.

Weitere Aspekte waren beim Einsatz des TDM für die extremen Hochwasserereignisse vom August 2002, Januar 2011 und Juni 2013 zu beachten, allerdings konnten auch diese Ereignisse zumindest weitgehend mit dem TDM behandelt werden.

So erwies es sich nach einer Diagnose des TDM für das Augusthochwasser vom August 2002 als notwendig, im Zusammenhang mit der Berücksichtigung spezifischer Effekte infolge von Deichbrüchen oder lokalem hydraulischen Rückstau (siehe unten) eine feinere Streckeneinteilung entlang der Elbe vorzunehmen und für diese Teilstrecken auch die Parameter im Hochwasserbereich zu modifizieren und zu ergänzen (Ihringer et al., 2003, S. 9; Helms et al., 2013a, S. 36). Offenbar ergaben sich beim Wellenablauf dieses Extremereignisses spezifische Druck- und Reibungsbedingungen, die mit entsprechend angepassten Parametern besser erfasst werden (siehe hierzu Anhang A.8).

Für die Hochwasserereignisse vom Januar 2011 und vom Juni 2013 wurden anhand bereits verfügbarer Daten (siehe Kapitel 4.1) in einem ersten Rekonstruktionsansatz, der aktuell jedoch noch nicht mit den zuständigen Ämtern abgestimmt ist, zwischen den Pegeln Dresden und Wittenberg jeweils die gleichen Streckengliederungen und Parameter des TDM angewandt wie beim Augusthochwasser 2002 (ursprüngliche Parameter der Bundesanstalt für Gewässerkunde für den Streckenabschnitt Dresden-Torgau, modifizierte Parameter für den Streckenabschnitt Torgau-Wittenberg). Für den Streckenabschnitt Wittenberg-Aken erwies sich jeweils die Modellanwendung mit der ursprünglichen Streckeneinteilung und den Parametern der Bundesanstalt für Gewässerkunde als geeignet.

Beim Hochwasser vom August 2002 war es zudem erforderlich, die nach Deichbrüchen aufgetretenen spezifischen Retentionseffekte bei der Modellierung des Wellenablaufs zu berücksichtigen. Betroffen waren davon Flächen im Bereich der Mündung der Schwarzen Elster (Deichbrüche bei Dautzschen und bei Gorsdorf), südlich der Elbe im Bereich von Wittenberg (Deichbrüche bei Segrehna und Pratau) und im Bereich von Bitterfeld an der Mulde (Deichbruch bei Pouch), siehe Abbildung 23. Zur Berücksichtigung der entsprechenden Retentionseffekte wurde bei der Rekonstruktion des Hoch-

6. Simulation des Wellenablaufs in der Elbe und ihren Nebenflüssen mit der Ableitung der Abflussganglinie des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken

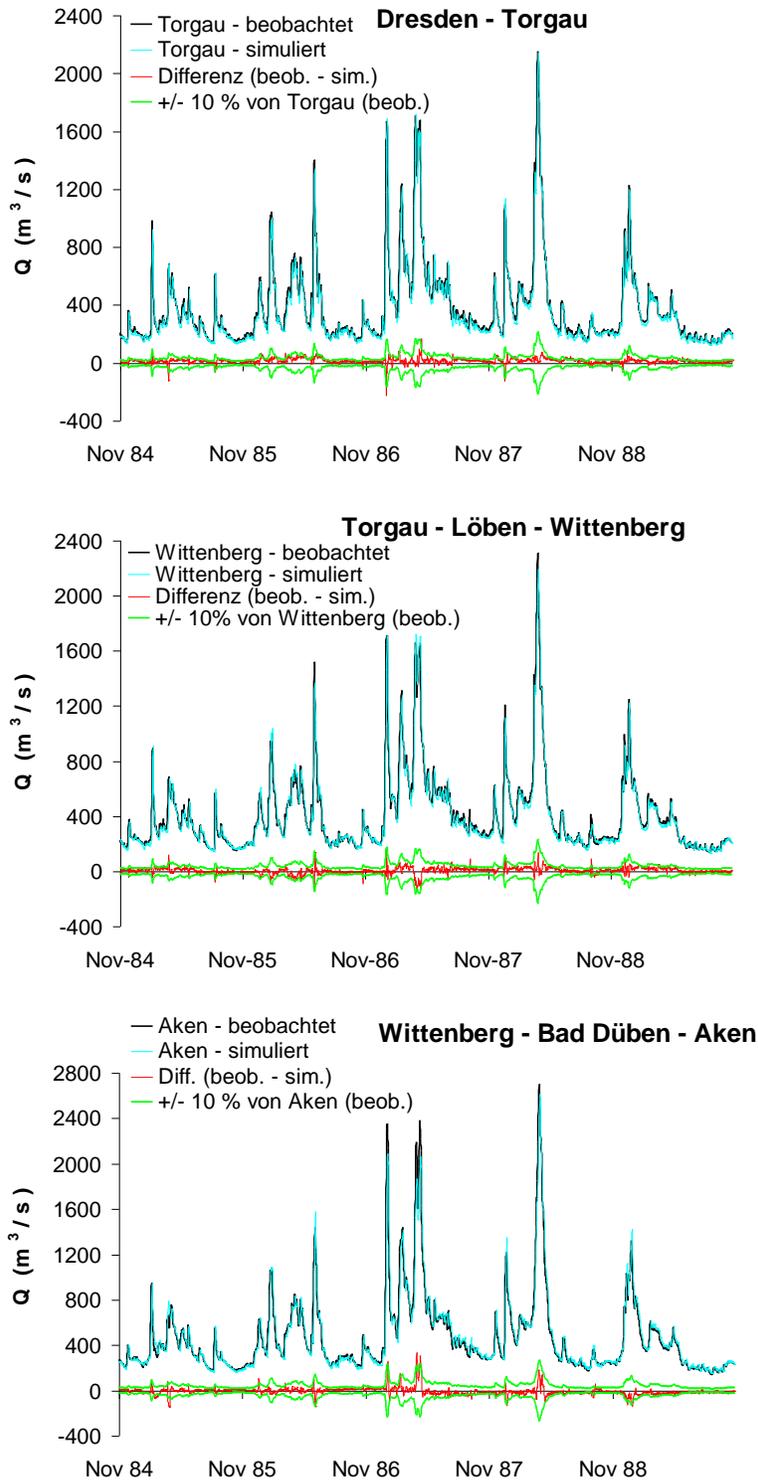


Abbildung 22: Beobachtete und nach dem TDM (analog zu ELBA) mit jeweils angegebenen Zuflusspegeln simulierte Abflussganglinien des Zeitabschnitts November 1984 - Oktober 1989. Zur Bewertung des Modellfehlers sind ferner die Differenzen dieser beiden Ganglinien gegenüber dem Band des Intervalls von +/- 10% der beobachteten Abflusswerte dargestellt.

wasserereignisses im Rahmen des Projekts „WQ-Elbe 1890“ (siehe Kapitel 2.3) der Wellenablauf jeweils bis zum Standort des Deichbruchs simuliert, wo die daraus resultierende Abflussganglinie durch ein lokales Speichermodul transformiert wurde. Anschließend wurde der Wellenablauf der transformierten Abflussganglinie unterstrom bis zu einem interessierenden Standort simuliert. Zur Berechnung der Transformationswirkungen der lokalen Speichermodule auf die Abflussganglinie der Elbe wurden die aus einem Satellitenbild (ZKI, 2002) und einer vom Landesamt für Umweltschutz Sachsen-Anhalt bereit gestellten Karte bekannten Überflutungsflächen (siehe Abbildung 23) in einem Geographischen Informationssystem als Polygone mit einem Digitalen Geländemodell mit einer Gitterweite von 10 m (Quelle: Landesamt für Vermessung und Geoinformation, Sachsen-Anhalt) verschnitten. Damit konnten in den betroffenen Bereichen die Speicherinhaltslinien und in einem weiteren Schritt die Volumina des in den überfluteten Flächen gespeicherten Wassers berechnet werden. Auch für die Flutung des Tagebaurestlochs Goitzsche infolge eines Deichbruchs bei Pouch an der Mulde war das zurückgehaltene Wasservolumen bekannt (IKSE, 2004, S. 18 f.). Ferner waren die Zeitpunkte der Deichbrüche und teilweise auch Angaben zum Verlauf der Überflutungen bekannt, womit über eine Interpretation der beobachteten und der über das TDM simulierten Abflussganglinien auch die zeitliche Dynamik der Retentionseffekte erkannt und in die Wellenablaufmodellierung einbezogen werden konnte (siehe Abbildung 23). Für Details dieser mit den zuständigen Ämtern abgestimmten Simulation wird auf Helms et al. (2013a) verwiesen.

Im Bereich der Muldemündung ergab sich beim Augusthochwasser 2002 schließlich offenbar ein temporär wirksamer hydraulischer Rückstauereffekt, der zu einem verzögert auftretenden und dabei erhöhten Abflussscheitel am stromabwärts nahegelegenen Pegel Aken führte. Die Form des beobachteten Abflussscheitels unterscheidet sich (bei entsprechender Abflussfülle) erkennbar von der Form des gerouteten Abflussscheitels (siehe Abbildung 23). Bei den Hochwasserereignissen vom Januar 2011 und Juni 2013 war dies hingegen nicht oder nur in schwachem Maße der Fall. Eine plausible Erklärung für den Rückstauereffekt beim Hochwasser 2002 ist der sehr steile Anstieg der Abflussganglinie der Elbe (und damit auch ihres Wasserstands) bereits vor der Einmündung der Mulde, der sich in Überlagerung mit dem extremen Muldehochwasser (dem Elbescheitel vorweg laufend) weiter verschärfte. Neben dem Zufluss können auch Brücken und der Elbemäander an der Muldemündung zum Rückstau beigetragen haben. In diesem Fall ist die Vernachlässigung des Trägheitsterms der St. Venant-Gleichungen offenbar nicht mehr gerechtfertigt. Eine geeignete hydraulisch-numerische (HN-)Simulation dieses Extremereignisses wurde jedoch durch die Partner in dem im Kapitel 2.4 genannten Projekt zum operationellen Hochwasser-Management an der Mittleren Elbe durchgeführt (Nestmann und Kron, 2009, S. 152-181), wofür von hydrologischer Seite die Abflussganglinien an den Rändern des HN-Modells bereitgestellt wurden (siehe Kapitel 8.2).

Der erfolgreiche Einsatz des TDM zeigt, dass es sich bis in den Extrembereich zur hydrologischen Simulation von Hochwasserereignissen und –szenarien eignet. Ein geeigneter Umgang mit spezifischen Effekten bei Extremereignissen (Deichbruch, hydraulischer Rückstau an der Muldemündung) wurde aufgezeigt bzw. wird im Rahmen dieser Arbeit noch weiterentwickelt (Kapitel 8.2 und 9.1).

6. Simulation des Wellenablaufs in der Elbe und ihren Nebenflüssen mit der Ableitung der Abflussganglinie des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken

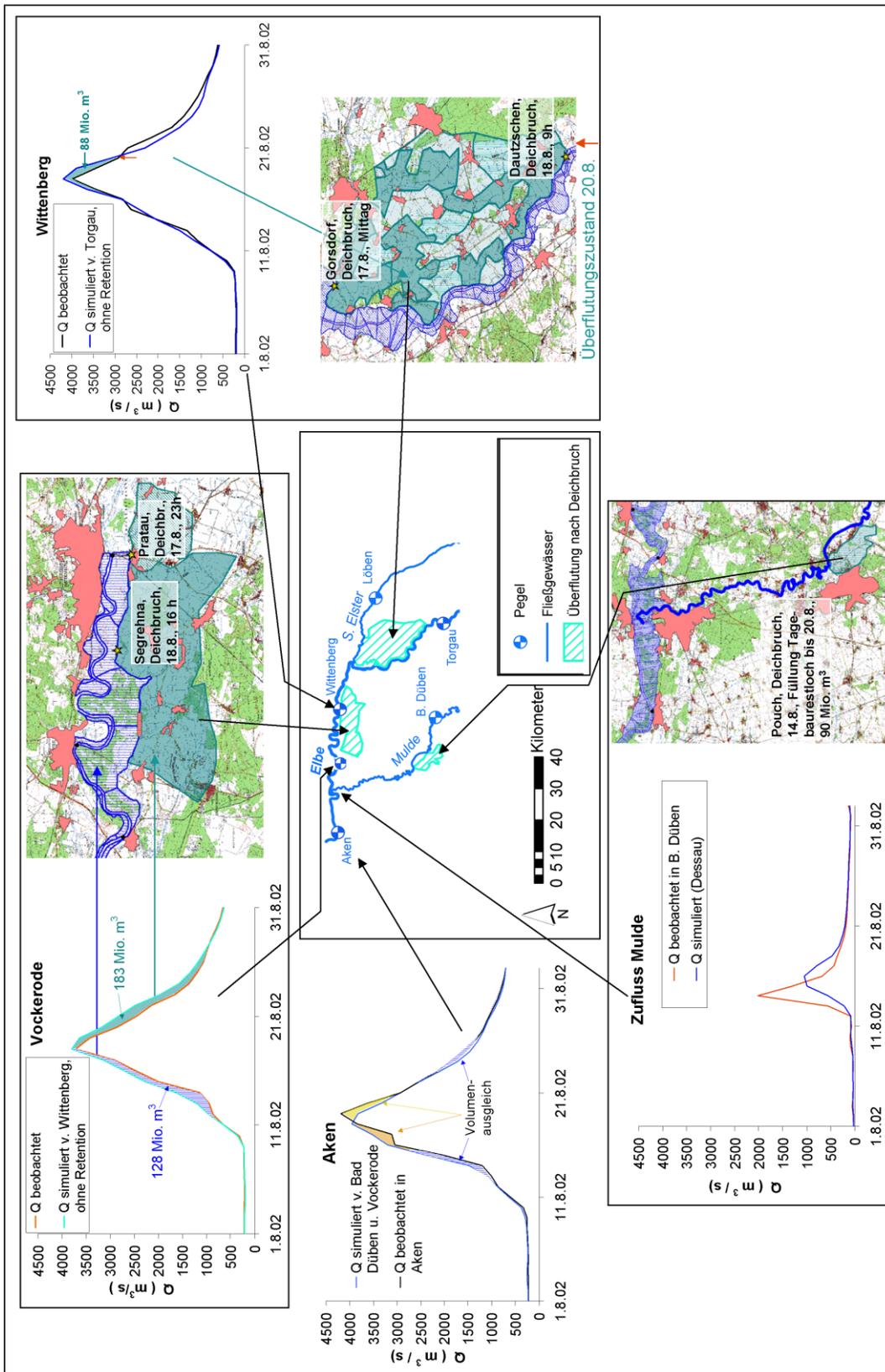


Abbildung 23: Wellenablaufsimulation des Augusthochwassers 2002 im Bereich der Mittleren Elbe und der unteren Mulde unter Berücksichtigung von Retentionseffekten nach Deichbrüchen.

6.2. Ableitung der Abflussganglinie des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken aus beobachteten Pegelreihen

Das Wellenablaufmodell wurde auch eingesetzt, um die (nicht direkt beobachtbare) Abflussganglinie des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken aus verfügbaren Abflussganglinien von Pegeln der Elbe sowie der Mulde und der Schwarzen Elster zu ermitteln (zunächst für den Zeitraum 1963-1996, für den das NA-Modell entwickelt und kalibriert wurde, siehe Kapitel 7). Dazu wurde die Abflussganglinie von Dresden mit dem TDM zum Pegel Aken geroutet, wo sie von der dort beobachteten Abflussganglinie abgezogen wurde. Im Hinblick auf das unterschiedliche Wellenablaufverhalten der drei Abflussstufen (Flussbett, Ausuferungsbereich, Hochwasserbereich) wurde bei dieser Simulation das TDM so angepasst, dass die aus Dresden stammende Abflusskomponente sich auf den durchflossenen Streckenabschnitten jeweils vollständig mit den aus dem Zwischengebiet zufließenden Abflusskomponenten mischt. Ein Vergleich mit der ohne diese Annahme berechneten Wellenablaufsimulation von Dresden nach Aken zeigt jedoch, dass offenbar aufgrund der in der Regel dominierenden Elbabflüsse von oberstrom und der erst relativ weit unterstrom hinzutretenden Hauptnebenflüsse (vor allem Mulde) der Unterschied zwischen den beiden Varianten nur gering ausfällt und vernachlässigt werden kann (siehe Abbildung 24).

Diese Erkenntnis ist im Hinblick auf die im Kapitel 10 behandelte Simulation von Hochwasserszenarien von Bedeutung. Hierbei ist es demnach gerechtfertigt, den Wellenablauf des für Dresden simulierten Abflusses nach Aken zu berechnen, ohne dabei die Mischung mit dem aus dem Zwischengebiet zufließenden Wasser detailliert zu berücksichtigen. Es ist hinreichend, den simulierten Zufluss aus größeren Teilgebieten des Zwischengebiets oder sogar aus dem gesamten Zwischengebiet zu aggregieren. Unter diesem Gesichtspunkt ergibt sich somit im hier betrachteten Gebiet kein Argument, wonach eine verteilte NA-Modellierung gegenüber einem robusten Blockmodell-Ansatz wesentliche Vorteile zeigen würde (vergleiche hierzu auch Kapitel 3.3).

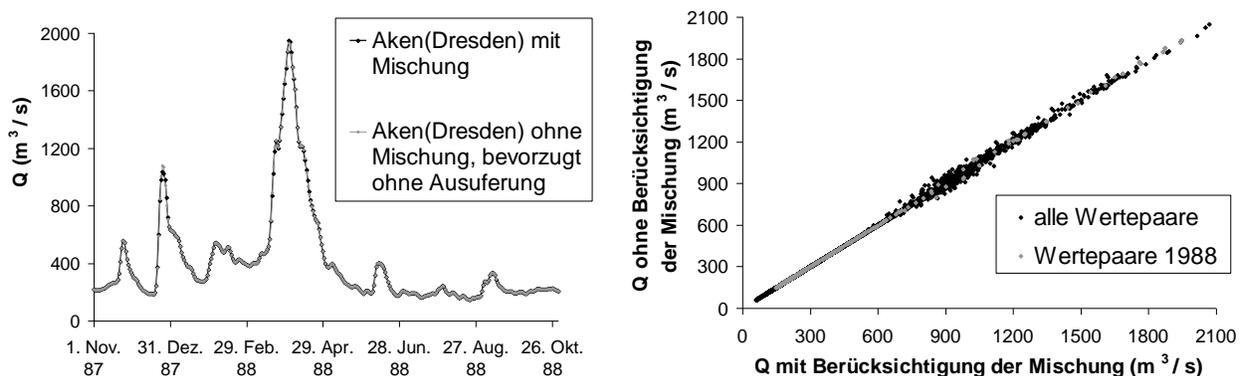


Abbildung 24: Abfluss des Pegels Dresden nach Wellenablaufsimulation zum Pegel Aken unter Annahme vollständiger Mischung mit dem Zwischengebietszufluss einerseits und ohne Berücksichtigung des Zwischengebietszuflusses andererseits. Links exemplarische Ganglinien für das Abflussjahr 1988, rechts zusammenfassendes Streudiagramm für den Zeitraum von 1963 bis 1995.

Die Differenzganglinie (beobachteter Abfluss von Aken minus gerouteter Abflussanteil Dresdens in Aken) wurde dem Zwischengebiet Dresden-Aken zugeordnet. Dabei ist der Fehler in der Differenzganglinie erheblich, da die Differenzen deutlich kleiner als die Gesamtabflüsse der Elbe in Aken (Einzugsgebietsfläche ca. 70 000 km²) sind. Der geringe relative Fehler des TDM (siehe Kapitel 6.1) vervielfacht sich somit bei Bezug auf das Zwischengebiet (Einzugsgebietsfläche ca. 17 000 km²). Dieses Problem ist z. B. beim markierten Ereignis in Abbildung 25 erkennbar, wo die Differenzganglinie gegenüber den Nebenflussganglinien der Pegel Bad Düben und Löben, die etwa 62 % des Zwischengebiets entwässern, nicht plausibel ist. Eine verbesserte Schätzung der Zwischengebietsganglinie ergibt sich jedoch mit einem Regressionsansatz, in dem die Differenzganglinie bzw. Zwischengebietsganglinie ($Q_{ZG, i}$ mit Zeitschritt i) aus den zum Pegel Aken gerouteten Nebenflussganglinien der Pegel Bad Düben und Löben ($Q_{Aken(BD)}$ und $Q_{Aken(LÖ)}$) erklärt wird (siehe Gleichung 12 und Abbildung 26.b.). Die dabei verwendete Abflussganglinie von Löben ($Q_{LÖ}$) wurde für den Zeitraum vor 1974 (Reihenbeginn) über eine statistische Pegelbeziehung aus der Abflussreihe des Pegels Bad Liebenwerda (Q_{BLW} , oberstrom an der Schwarzen Elster, siehe Abbildung 2) berechnet, die bei Ausschluss eisbeeinflusster Phasen für den Zeitraum von 1974 bis 1996 ermittelt wurde (Gleichung 13, Abbildung 26.a.).

$$Q_{ZG, i} = 6,45 + 0,92 \cdot Q_{Aken(BD), i} + 2,30 \cdot Q_{Aken(LÖ), i} \quad (R^2 = 0,88) \quad (12)$$

$$Q_{LÖ, i} = -0,59 + 0,819 \cdot Q_{BLW, i-1} + 0,468 \cdot Q_{BLW, i} \quad (R^2 = 0,96) \quad (13)$$

Bezeichnung der Variablen i [d], andere [m³/s]: siehe vorangehender Text.

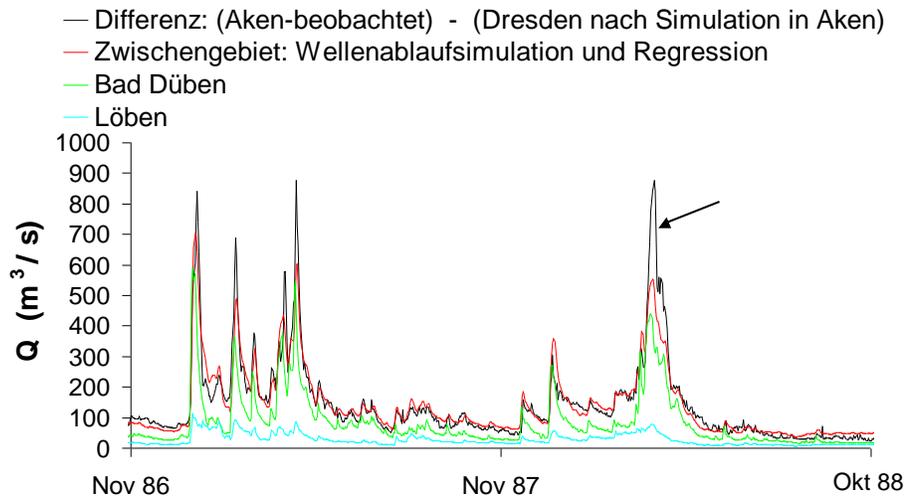


Abbildung 25: Durch Wellenablaufmodellierung und Regression abgeleitete Abflussganglinien des Zwischengebiets Dresden-Aken (siehe Text) im Vergleich mit beobachteten Ganglinien der Pegel Bad Düben (Mulde) und Löben (Schwarze Elster). Der Pfeil markiert ein Ereignis, in dem die Differenzganglinie als Zwischengebietsganglinie nicht plausibel ist und nach Gleichung 12 plausibilisiert wird.

Der Regressionskoeffizient für $Q_{Aken(BD)}$ ist dabei kleiner als 1, was sich dadurch erklärt, dass diese Komponente eher den Abfluss des Mittelgebirgsbereichs repräsentiert, wohingegen die Komponente von $Q_{Aken(LÖ)}$ eher den Flachlandbereich repräsentiert. Der Mittelgebirgsbereich nimmt jedoch nur

einen Teil des Einzugsgebiets des Pegels Bad Düben ein und ist auch bezogen auf das gesamte Zwischengebiet mit 4720 km^2 deutlich kleiner als das Einzugsgebiet von Bad Düben (6170 km^2).

Über die Fehlerkorrektur gegenüber der Differenzganglinie hinaus zeigt dieser Ansatz, dass neben direkt beobachteten Abflussreihen einzelner Pegel je nach angestrebter Modellaussage, auch weitere Abflussreihen aus Pegelreihen rekonstruiert werden können. Im vorliegenden Fall wird die Abflussganglinie eines großen Teilgebiets der Elbe abgeleitet, das als Betrachtungseinheit für die operationelle großskalige NA-Modellierung, auch mit einer Kopplung zum Wettervorhersagemodell COSMO geeignet ist (vergleiche Kapitel 3.3 und 9.2). Die abgeleitete Abflussganglinie steht somit im Zeitraum von 1963 bis 1996 für die Diagnose einer großskaligen NA-Simulation bereit und wird nachfolgend vereinfacht als „beobachtete Abflussganglinie“ bezeichnet.

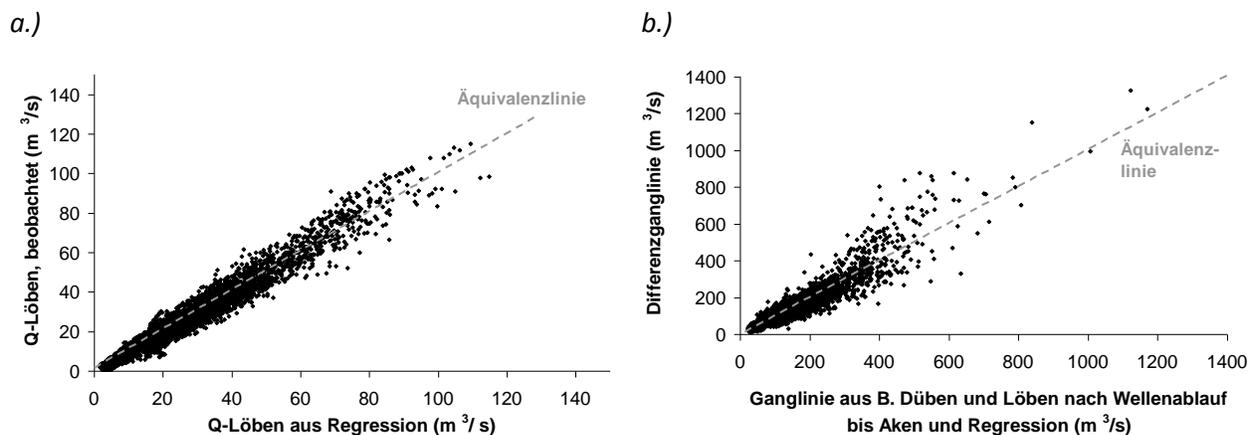


Abbildung 26: Diagnose der nach den Gleichungen 12 und 13 geschätzten täglichen Abflussreihen 1974-1996 für den Pegel Löben (a.), aufgetragen gegenüber den beobachteten Abflusswerten des Pegels Löben, und für das Zwischengebiet Dresden-Aken (b.), aufgetragen gegenüber den Differenzen der beobachteten Abflüsse in Aken abzüglich der von Dresden dorthin gerouteten Abflüsse.

Auch für die extremen Hochwasserereignisse der Jahre 2002, 2006, 2011 und 2013 wurden ausgehend von den Abflussganglinien der Pegel Bad Düben und Löben entsprechende Abflussganglinien des Zwischengebiets Dresden-Aken berechnet. Ergänzend wurden auch die Differenzganglinien der beobachteten Abflüsse Aken abzüglich der von Dresden nach Aken gerouteten Abflüsse berechnet, nicht jedoch für das Auguthochwasser 2002, da die Differenzganglinie hier wegen der im Kapitel 6.1 angesprochenen Effekte kaum Aussagekraft hat. Bei den anderen Ereignissen erlauben die Differenzganglinien trotz ihrer durch den verstärkten Fehler des TDM bedingten Verrauschung eine Plausibilitätsprüfung der aus den Nebenflussganglinien berechneten Zwischengebietsganglinie oder auch zusätzliche Erkenntnisse (siehe unten). Die Abflussganglinien sind in der Abbildung 27 dargestellt. Vor ihrer Nutzung für die Diagnose der NA-Modellierung ist die Interpretation der Zwischengebietsganglinie im Hinblick auf ereignisspezifische Charakteristiken und Retentionseffekte sinnvoll.

Bei der Abflussganglinie des Auguthochwassers 2002 ist zu berücksichtigen, dass es außergewöhnlich stark von extremen Abflüssen im Mittelgebirgsbereich geprägt wurde. Allein durch die vollständigen

dige Berücksichtigung des Muldeabflusses bei Bad Dübener (mit Regressionskoeffizient 1 statt 0,92 für die Größe $Q_{Aken(BD)}$) erhöht sich die geschätzte Abflussganglinie des Zwischengebiets um mehrere Prozent. Hinzu kommt der extreme, jedoch nicht gemessene und daher in Gleichung 12 nicht berücksichtigte Abfluss des Weißeritz-Einzugsgebiets (geschätzter Scheitel von $450 \text{ m}^3/\text{s}$ nach IKSE (2004, S. 16)). Des Weiteren traten beim Augusthochwasser 2002 starke ereignisspezifische Retentionseffekte auf, die eine Diagnose der NA-Modellierung im Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken beeinträchtigen. Die im Kapitel 6.1 betrachteten Effekte nach Deichbruch oder Rückstau an der Elbe und an der Mulde unterhalb von Bad Dübener werden dabei in Gleichung 12 ausgeschlossen. Darüber hinaus traten jedoch weitere ereignisspezifische Retentionseffekte auf, die mit den verfügbaren Abflussreihen nicht vollständig auflösbar sind. Dazu gehören Retentionseffekte infolge zahlreicher Deichbrüche an der Mulde oberhalb von Bad Dübener (IKSE, 2004, S. 18) sowie infolge des relativ starken Rückhalts in Talsperren. In Abbildung 28 sind dokumentierte zurückgehaltene Volumina im Bereich des Mulde- und des Weißeritz-Einzugsgebiets (31 Mio. m^3 nach IKSE, 2004, S. 16, 18) dem Scheitelpunkt der geschätzten Zwischengebietsganglinie aufgeprägt (vereinfachte Annahme, dass die Retention nicht stattgefunden hätte), um ihre Größenordnung zu verdeutlichen. Die genannten, spezifischen Effekte sind bei der Interpretation von Simulationsergebnissen gegenüber der „beobachteten“ Abflussganglinie des Zwischengebiets zu beachten (siehe Kapitel 7.5).

Einfacher zu interpretieren ist die geschätzte Abflussganglinie für das Hochwasser vom März/April 2006, da keine Deichbrüche auftraten. Zu berücksichtigen sind auch hier zurückgehaltene Volumina in Talsperren, allein 27 Mio. m^3 in den sächsischen Talsperren des Mulde-Einzugsgebiets (IKSE, 2007, S. 23). Diese stellen im Vergleich zu anderen frühjährlichen Hochwasserereignissen jedoch weniger eine außergewöhnliche Situation dar, da es sich noch um die allgemeine Auffüllungsphase der Talsperren handelte, bei der die Schneereserven im Gebiet recht zuverlässig berücksichtigt werden konnten. Die in Abbildung 27 ebenfalls eingezeichnete Differenzganglinie bestätigt trotz ihrer Verrauschung die Größenordnung der nach Gleichung 12 berechneten Abflussganglinie.

Im Gegensatz dazu ist die Differenzganglinie beim Hochwasser vom Januar 2011 über 8 Tage kontinuierlich höher als die aus den Nebenflussabflüssen abgeleitete Abflussganglinie des Zwischengebiets. Dieser Unterschied ist damit offenbar nicht (nur) durch eine Verrauschung der Differenzganglinie zu erklären. Dazu ist anzumerken, dass die vom StALU Westmecklenburg (2011, Anlagen 14.2. und 20.2.) sowie vom LfULG Sachsen (2014) veröffentlichten Abflusswerte des Pegels Bad Dübener 1 mit einem Scheitel von $730 \text{ m}^3/\text{s}$ in letztgenannter Quelle als „beeinflusst“ gekennzeichnet sind, jedoch nicht als eisbeeinflusst. Demgegenüber wird vom LfULG Sachsen (2011, S. 6) ein Wasserstandsscheitel von 697 cm genannt, der nach der beim Hochwasser 2013 genutzten Abflusskurve einem Abfluss von ca. $870 \text{ m}^3/\text{s}$ entspricht. Ein ähnlicher Abflussscheitel für das Hochwasser 2011 am Pegel Bad Dübener 1 wird mit $850 \text{ m}^3/\text{s}$ auch vom LHW Sachsen-Anhalt (2011, S. 14) genannt. Da nur für die (bereits im Format des Gewässerkundlichen Jahrbuchs veröffentlichte) Variante mit dem Abflussscheitel von $730 \text{ m}^3/\text{s}$ eine Abflussganglinie vorlag, wurde sie zur Berechnung der in Abbildung 27 gezeigten Zwischengebietsganglinie nach Gleichung 12 verwendet. Wie erörtert, ist jedoch

ein höheres Niveau der Zwischengebietsganglinie, etwa auf dem Niveau der Differenzganglinie, eher plausibel. In den Talsperren des Zwischengebiets zurück gehaltene Volumina sind in den oben genannten Berichten nicht dokumentiert. Es ist von zumindest ähnlichen, vermutlich sogar höheren Volumina als bei den Hochwasserereignissen 2002 und 2006 auszugehen, da die Hochwasserschutzräume in der Zwischenzeit erweitert wurden (siehe Kapitel 2.2) und das Hochwasserereignis im Januar bereits zu einem frühen Zeitpunkt der allgemeinen Füllungsphase der Talsperren stattfand.

Auch die aus den Nebenflussganglinien abgeleitete Zwischengebietsganglinie des Hochwassers vom Juni 2013 wurde gegenüber Differenzganglinien der in Aken beobachteten abzüglich der von Dresden dorthin gerouteten Abflüsse bewertet. Dabei ist zum gegenwärtigen Zeitpunkt allerdings zu berücksichtigen, dass für die Abflussganglinien noch keine umfassende und dabei pegelübergreifende Konsistenzanalyse (entsprechend zum Projekt „WQ-Elbe 1890“) vorliegt. Die in verschiedenen Hochwasserberichten (BfG und DWD, 2013, S. 42; WSA, 2013; LfULG Sachsen, 2013, S. 17, 20; LHW Sachsen-Anhalt, 2014, S. 12-14, 18) und vom Landeshochwasserzentrum Sachsen während des Hochwasserereignisses genannten Abflusswerte werden als ungefähre oder vorläufige Werte bezeichnet und widersprechen sich zum Teil. Für Dresden wurden Abflussscheitel von $3940 \text{ m}^3/\text{s}$ (nach einer Messung) und $4400 \text{ m}^3/\text{s}$ (bzw. Tagesmittel $4350 \text{ m}^3/\text{s}$, entsprechend zur bisher angenommenen Abflusskurve) angegeben. Dabei führt eine Wellenablaufsimulation für eine abgeschätzte Abflussganglinie Dresdens mit dem Scheitel von $3940 \text{ m}^3/\text{s}$ in Torgau zu einem Scheitel von nur $3720 \text{ m}^3/\text{s}$, der den dort gemessenen Scheitel ($4040 \text{ m}^3/\text{s}$) deutlich unterschreitet und auch gegenüber den vom LHW (2014, S. 18) und vom WSA (2013) angegebenen Scheiteln von Wittenberg mit 4110 bzw. $4210 \text{ m}^3/\text{s}$ (nach Zufluss von der Schwarzen Elster mit ca. $100 \text{ m}^3/\text{s}$) offensichtlich zu gering ausfällt. Für den Pegel Aken wird schließlich vom LHW (2014, S. 18) ein Scheitel von $4600 \text{ m}^3/\text{s}$ genannt, jedoch ohne Angabe zu entsprechenden direkten Abflussmessungen oder zur Berücksichtigung einer Sommer-Winter-Differenzierung der Abflusskurve im Hochwassersegment (vergleiche Helms et al., 2013a, S. 34-44). Vor diesem Hintergrund wurde von eigener Seite anhand der verfügbaren Information eine vorläufige Rekonstruktion des Hochwasserereignisses zur Abschätzung seiner Größenordnung vorgenommen. Für Dresden wurde eine Abflussganglinie mit einem Scheitel von $4140 \text{ m}^3/\text{s}$ angenommen, die eine (interpolierte) Zwischenstellung zwischen den oben genannten Varianten einnimmt und nach der Wellenablaufsimulation nicht zu Widersprüchen mit den Angaben für Torgau und Wittenberg führt. Für Aken wurden aus gegebenen Wasserständen Abflussganglinien unter Nutzung der Sommerabflusskurve (entsprechend August 2002 bis zu einem Wasserstand von 761 cm) und der Winterabflusskurve (entsprechend April 2006 bis zu einem Wasserstand von 720 cm) berechnet, wofür diese Abflusskurven jeweils bis zum maximalen Wasserstand des Hochwassers 2013 bei 790 cm linear extrapoliert wurden. Für die Abflussganglinie des Hochwassers 2013 im Übergang zwischen Bedingungen der Winterabflusskurve und (vermutlich eher bereits) der Sommerabflusskurve ist ein Verlauf zwischen diesen beiden Abflussganglinien (mit täglichen Scheiteln bei 4650 und $4850 \text{ m}^3/\text{s}$) anzunehmen. Dementsprechend wurden auch zwei Differenzganglinien für das Zwischengebiet berechnet (siehe Abbildung 27). Die aus den Nebenflussganglinien berechnete Zwischengebietsganglinie nimmt dabei eine plausible Zwischenstellung zwischen

6. Simulation des Wellenablaufs in der Elbe und ihren Nebenflüssen mit der Ableitung der Abflussganglinie des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken

den beiden Differenzganglinien ein und wird somit durch diese bestätigt. Der Deichbruch an der Mulde unterhalb von Bad Dübener See, wodurch zeitweise bis zu $500 \text{ m}^3/\text{s}$ in den Seelhausener See flossen (BfG und DWD, 2013, S. 43), hatte offenbar nur begrenzte Auswirkungen auf die tägliche Abflussganglinie an der Muldemündung, da eine von Bad Dübener See ausgehende Wellenablaufsimulation ohne Berücksichtigung dieses Effekts zu einem Abflussscheitel von ca. $1400 \text{ m}^3/\text{s}$ führte, der dem beobachteten Scheitel am mündungsnahen Standort Priorau entspricht (vergleiche BfG und DWD, 2013, S. 43). Auch sonst traten an der (sächsischen) Mulde nur 19 Deichbrüche auf, im Vergleich zu über 100 beim Auguthochwasser 2002, woraus ein deutlich geringerer Retentionseffekt resultierte (BfG und DWD, 2013, S. 2013). Die dokumentierten Retentionsvolumina in den deutschen Talsperren der Einzugsgebiete von Mulde und Weißeritz (33 Mio. m^3 nach LfLULG Sachsen, 2013, S. 33-39) sind allerdings höher als die des Auguthochwassers 2002 (s. o.). Um ihre Größenordnung für die Interpretation der Zwischengebietsganglinie zu verdeutlichen, ist in Abbildung 27 ein entsprechender Abfluss dem Scheitelbereich der Zwischengebietsganglinie in vereinfachter Weise aufgeprägt.

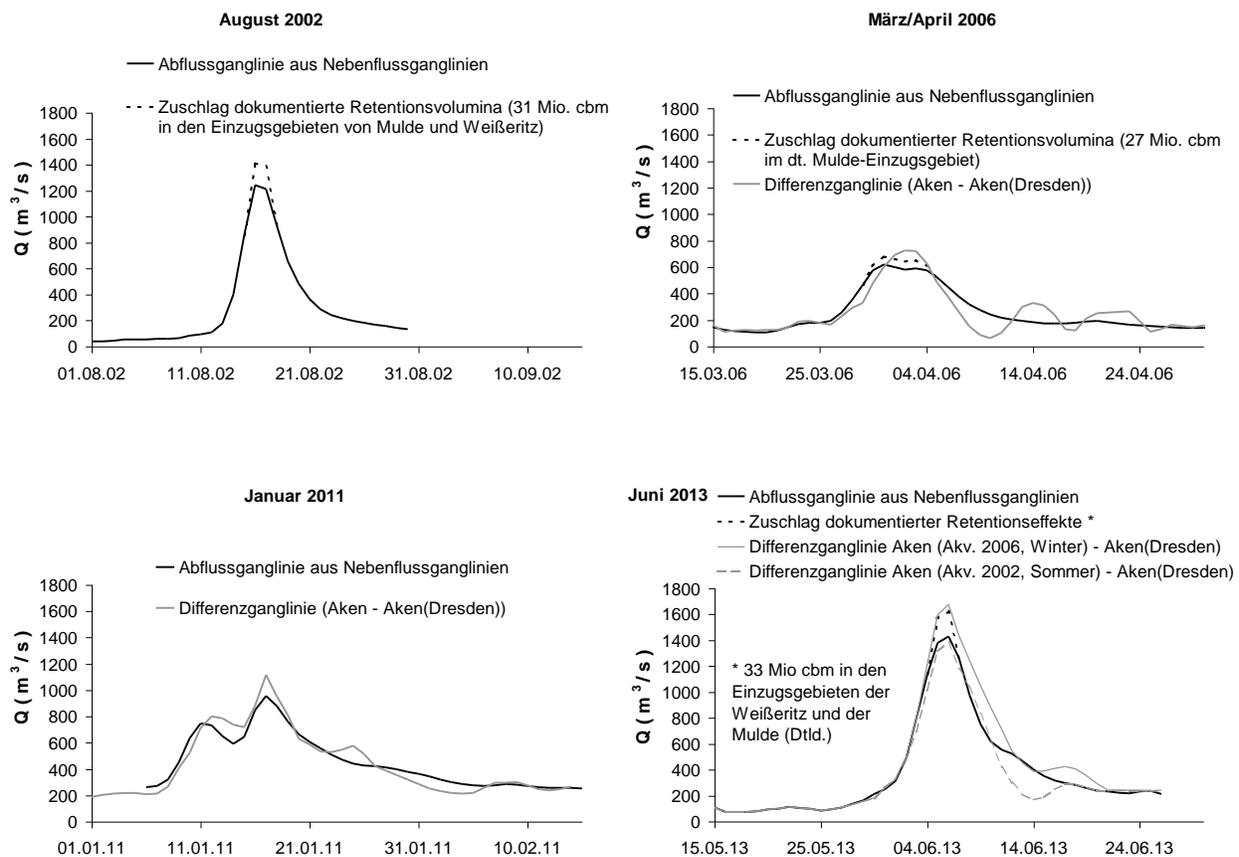


Abbildung 27: Abflussganglinien des Zwischengebiets Dresden-Aken nach Wellenablaufsimulation von Nebenflusspegeln und Regression (Gleichung 12) sowie nach Bildung der Differenzganglinie des beobachteten Abflusses am Pegel Aken abzüglich des von Dresden dorthin gerouteten Abflusses. Zur Interpretation der Abflussganglinien sind den Scheitelbereichen dokumentierte Retentionsvolumina der Talsperren des Zwischengebiets in vereinfachter Weise aufgeprägt.

7. Entwicklung und Diagnose einer flexiblen Modellstruktur zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung im Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken

Nachdem in den Kapiteln 5 und 6 tägliche Reihen der meteorologischen Eingangsgrößen (Gebietsinput, raumverteilter Input) und der Ausgangsgröße (Abflussganglinie) des Systems „Zwischengebiet Dresden-Aken“ für einen langjährigen Zeitraum (1963 bis 1996) abgeleitet wurden, kann im nun folgenden Kapitel 7 die Entwicklung einer flexiblen NA-Modellstruktur im engeren Sinne erfolgen (vergleiche Kapitel 3.5.1, insbesondere Abbildung 7). Im Kapitel 3.5.2 wurden hierzu bereits vor dem Hintergrund des aktuellen Stands der hydrologischen Forschung eine perzeptuelle Modellstruktur und ihre Entwicklungsschritte als Hypothese formuliert. Diese Hypothese wird an dieser Stelle wieder aufgegriffen, um sie auf Grundlage der abgeleiteten Eingangs- und Ausgangsdaten des zu modellierenden Systems zu testen, zu präzisieren, zu kalibrieren und zu validieren.

Die Gliederung des Kapitels 7 orientiert sich dabei an der angesprochenen Hypothese zur Entwicklung der Modellstruktur nach dem Prinzip der fortschreitenden Modifizierung. Bei der Ansprache der einzelnen Modellbausteine bzw. entsprechender Entwicklungsschritte wird Bezug auf Kapitel 3.5.2 (insbesondere Abbildung 8) genommen, um ihre Rolle im Kontext der gesamten Modellstruktur zu vergegenwärtigen. Im Kapitel 7.1 wird zunächst die Analyse, Modellierung und Separation von Basisabflusskomponenten angesprochen. Mit diesem komponentendifferenzierten Ansatz folgt im Kapitel 7.2 die schrittweise Entwicklung, Diagnose und Interpretation des auf das gesamte Zwischengebiet Dresden-Aken bezogenen Grundmodells. Im Kapitel 7.3 wird zur besseren Erfassung mittelgebirgsgeprägter Hochwasserereignisse das Mittelgebirgsmodell in entsprechender Weise hinzugezogen. Grundmodell und Mittelgebirgsmodell werden im Kapitel 7.4 im Gesamtmodell zusammengeführt, das damit insgesamt diagnostiziert werden kann. Schließlich wird im Kapitel 7.5 das Gesamtmodell auf die Hochwasserereignisse der Jahre 2002, 2006, 2011 und 2013 angewandt, um seine Zuverlässigkeit bis in den extremen Hochwasserbereich zu untersuchen bzw. nachzuweisen.

7.1. Analyse, Modellierung und Separation von Basisabflusskomponenten

Wie bereits in den Kapiteln 3.4 und 3.5.2 (Nr. 1 in Abbildung 8) angesprochen, geht die Entwicklung der NA-Modellstruktur von begründet separierten Abflusskomponenten aus, um die in der Abflussganglinie enthaltene Information mit einer entsprechend differenzierten Kalibrierung besser auszuschöpfen als mit pauschalem Bezug auf die Gesamtabflussganglinie. Damit wird ein besser differenzierter Aufschluss über die in den unterschiedlichen Abflusskomponenten dominierenden hydrologischen Prozesse erhalten, besonders im Hinblick auf die von der unterirdischen Filterwirkung geprägten Basisabflusskomponenten einerseits und die schnellen Abflusskomponenten (in den Kapiteln 7.1 und 7.2 zunächst pauschal als eine schnelle Komponente Q_s angesprochen) andererseits.

Ein physikalisch sinnvoller und in das zu entwickelnde NA-Modell integrierbarer Ansatz zur Modellierung und damit auch zur Separation des grundwasserbürtigen Basisabflusses ist der eines oder meh-

erer konzeptioneller Speicher, deren Parameter anhand der in der Abflussganglinie enthaltenen Information zu ermitteln sind (Nr. 2 und 3 in Abbildung 8). Geeignet für diese Parameterermittlung ist vor allem die Analyse von Trockenwetterfalllinien (TWL), in denen die Basisabflusskomponenten den Abflussprozess prägen (Tallaksen, 1995, S. 355 f.).

Ein bis heute häufig verwendeter konzeptioneller Speicheransatz ist der des Einzellinearspeichers (ELS; Maillet, 1905), bei dem die TWL des Speichers unter idealisierten Bedingungen (z. B. Boussinesq-Aquifer mit vernachlässigbaren vertikalen Fließkomponenten) durch eine einfache Exponentialgleichung beschrieben wird (Tallaksen 1995, S. 353 f.). Für gespannte Aquifere ist dieser Ansatz geeignet (Wittenberg, 1999, S. 720). Unter realen Bedingungen in einem Flusseinzugsgebiet ist er jedoch nicht ausreichend, um die TWL von Abflussganglinien mit einheitlichem Parameter (Speicherkonstante, s. u.) über einen größeren Abflussbereich zu repräsentieren (Wittenberg und Sivapalan, 1999, S. 23; Tallaksen, 1995, S. 355). Ein Weg, mit diesem nichtlinearen Charakter der TWL umzugehen, ist die Annahme mehrerer parallel angeordneter ELS mit jeweils unterschiedlichen Parametern, deren unabhängige Ausflüsse überlagert werden (Dyck und Peschke, 1989, S. 298-301; Tallaksen, 1995, S. 355 f.). Dabei werden jedoch in natürlichen Speichersystemen auftretende Interaktionseffekte vernachlässigt. Ein besser begründeter und zugleich parametersparender und damit operationell geeigneter Ansatz (vergleiche Kapitel 3.3) ist daher der Nichtlineare Speicher (NLS; Wittenberg und Sivapalan, 1999, S. 23). Grundlegend für den NLS-Ansatz ist die Beziehung zwischen der im NLS gespeicherten Wassermenge S , dem Ausfluss aus diesem Speicher QB und den Parametern k (Speicherkonstante) und b (dimensionsloser Speicherexponent), siehe Gleichung 14 (nach Wittenberg und Sivapalan, 1999, S. 23). Diese Gleichung umfasst auch den Sonderfall des ELS (für $b=1$).

$$S = k \cdot QB^b \quad (14)$$

Bezeichnungen S [m^3], QB [m^3/s], b [-], k [$m^{3-3b} \cdot s^b$]: siehe vorangehender Text.

Anhand einer geohydraulischen Analogbetrachtung für idealisierte Verhältnisse einer ungespannten Aquiferscheibe leitet Wittenberg (1997, S. 572 f.) für den Parameter b einen theoretischen Wert von 0,5 ab. Auch bei der Überlagerung von Abflüssen vieler Aquiferscheiben ist bis zu einer gewissen Einzugsgebietsgröße keine wesentliche Abweichung von $b=0,5$ zu erwarten, da Fließzeiten im Gewässer im Vergleich zu denen im Aquifer klein sind. Wenn das Gewässernetz eines Einzugsgebiets hingegen eine wesentliche Speicherleistung hat, kann dies zu einer Erhöhung des Parameters führen. Auch das Vorhandensein einer aus einem tiefer gelegenen, gespannten Aquifer stammenden Abflusskomponente (mit $b=1$ für den entsprechenden konzeptionellen Speicher) kann zu einer Erhöhung von b führen (Wittenberg, 1999, S. 720). Im letztgenannten Fall kann es sinnvoll sein, eine solche Abflusskomponente einem parallelen, größeren ELS zuzuordnen (Wittenberg, 1999, S. 718). Ähnlich sind träge Basisabflusskomponenten anzusprechen, die in großen Flussgebieten eine nur geringe und längerfristig ausgeprägte Dynamik zeigen. Auch für die im Kapitel 2.2 angesprochene Einleitung von Sumpfungswässern lässt sich im Zwischengebiet Dresden-Aken eine solche Wirkung annehmen. Für weitere, allgemein mögliche Ursachen einer Abweichung von $b=0,5$ wird auf Wittenberg (1999, S. 720 f.) verwiesen. Da für die Basisabflusskomponente des großskaligen Zwischen-

gebiets Dresden-Aken aus den angesprochenen Gründen nicht à priori ein Wert des Parameters b angenommen werden konnte, wurde das Speicherkonzept nach Gleichung 14 in der vorliegenden Arbeit verallgemeinert, um durch Analysen (vor allem von TWL) für den Parameter b einen optimalen Wert zwischen 0,1 und 1,0 sowie ein entsprechendes Optimum für den Parameter k zu finden.

Die Kalibrierung der konzeptionellen Speicher erfolgt durch Anpassung ihrer Rezessionskurven an beobachtete TWL der Abflussganglinie. Dabei wird die Rezessionskurve des Speichers erhalten, in dem die Speicher-Abfluss-Beziehung aus Gleichung 14 in die Kontinuitätsgleichung des Speichers ohne Zufluss ($dS/dt = -QB$, mit kontinuierlicher Zeitvariable t) eingesetzt wird. In diskretisierter Form lassen sich die Abflüsse QB der Rezessionskurven damit nach Gleichung 15 (NLS, $b < 1$) bzw. 16 (ELS, $b = 1$) berechnen (Wittenberg, 1994, S. 61; Wittenberg und Sivapalan, 1999, S.23). QB_0 steht dabei für den Abfluss zu Beginn der Rezessionskurve, j für den Zeitschritt nach deren Beginn, k und b für die bereits genannten Speicherparameter und k_r für den Rückgangskoeffizienten des ELS.

$$QB_{NLS,j} = QB_{NLS,0} \cdot \left(1 + \frac{(1-b) \cdot QB_{NLS,0}^{1-b}}{k \cdot b} \cdot j\right)^{\frac{1}{b-1}} \quad (\text{NLS, } b < 1) \quad (15)$$

$$QB_{ELS,j} = QB_{ELS,0} \cdot e^{-j/k} = QB_{ELS,0} \cdot k_r^j \quad (\text{ELS, } b = 1) \quad (16)$$

Bezeichnungen QB [m^3/s], QB_0 [m^3/s], j [d], k [$m^{3-3b} \cdot s^b$], b [-], k_r [-]: siehe vorangehender Text.

Wie bereits angesprochen, kann es vorteilhaft sein, die Rezessionskurve des NLS einer sehr trägen Basisabflusskomponente, die nachfolgend als persistente Basisabflusskomponente (QB_{pers}) bezeichnet und als Ausgang eines entsprechenden ELS simuliert wird, zu überlagern. Von der Existenz einer solchen persistenten, im langjährigen Abflussprozess jedoch variierenden Komponente kann im Zwischengebiet Dresden-Aken ausgegangen werden, wie ein exemplarischer Vergleich der Endniveaus zweier beobachteter TWL aus den Jahren 1967 und 1983 zeigt (siehe Abbildung 28).

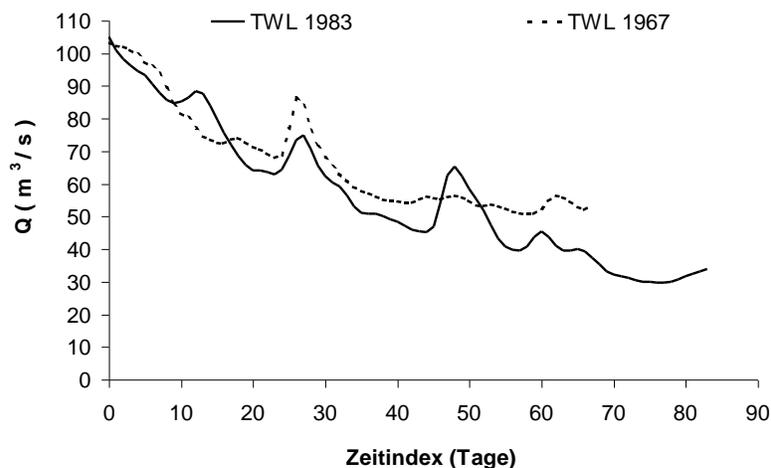


Abbildung 28: Trockenwetterfalllinien (TWL) aus den Jahren 1967 und 1983 mit ähnlichem Startwert und deutlich unterschiedlichem Endniveau, die auf die Existenz einer nur langfristig variierenden, persistenten Basisabflusskomponente hindeuten.

Daher wird im anschließenden Kapitel 7.1.1. zunächst anhand besonders deutlich ausgeprägter TWL der Rückgangskoeffizient eines ELS abgeleitet, der diese Komponente repräsentiert. Der ELS wird anschließend in einem erweiterten Konzept, das auch eine Wechselwirkung mit den schneller reagierenden Abflusskomponenten berücksichtigt, angewandt, um die persistente Basisabflusskomponente zu simulieren und zu separieren. Im Kapitel 7.1.2. werden dann ausgewählte TWL der verbleibenden Abflussganglinie analysiert, um die Parameter eines entsprechenden NLS abzuleiten, der für die Separation auch der nichtlinearen Basisabflusskomponente $Q_{B_{NLS}}$ von der dann noch verbleibenden schnellen Abflusskomponente Q_S genutzt werden kann und bereits ein wesentliches Element des insgesamt zu entwickelnden NA-Modells darstellt.

7.1.1. Persistente Basisabflusskomponente

Um die Speicherkonstante eines die persistente Basisabflusskomponente repräsentierenden ELS (Nr. 1 und 2 in Abbildung 8) zu ermitteln, wurden im ersten Schritt acht besonders deutlich und über längere Zeiträume ausgeprägte TWL aus der Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken extrahiert. Hervorzuheben ist dabei insbesondere die TWL vom 13. Mai bis zum 11. August 1964 (siehe Abbildung 29), die in einem Jahr ohne größeres Frühjahrshochwasser auftrat und in ihrem Verlauf kaum durch kleinere Abflussereignisse verwaschen wurde. Es ist daher davon auszugehen, dass diese TWL sehr weitgehend von einer persistenten Basisabflusskomponente dominiert wurde.

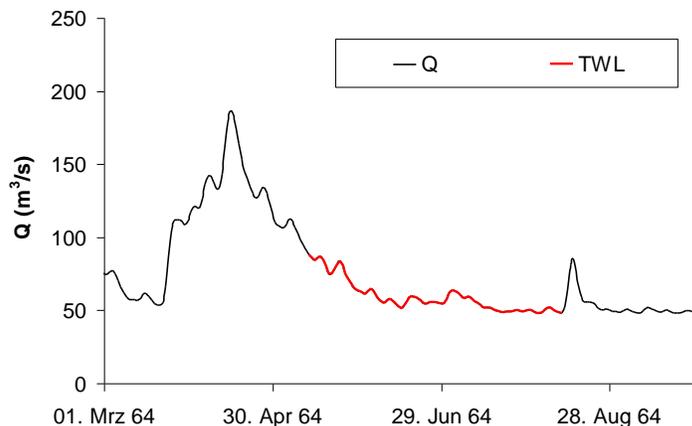


Abbildung 29: Ausschnitt der Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken aus dem Jahr 1964 mit der Trockenwetterfalllinie (TWL) einer ausgeprägten Niedrigwasserphase, die für die Analyse der persistenten Basisabflusskomponente ausgewählt wurde.

Die weiteren sieben TWL, bei denen teilweise kleinere Abflussereignisse ohne signifikante Wirkung auf den weiteren Verlauf der TWL ausgeschnitten wurden, wurden parallel zur Zeitachse bis zur bestmöglichen Entsprechung ihres Verlaufs mit dem der TWL 1964 verschoben (siehe Abbildung 30.a.) sowie Abbildung 30.b.) mit logarithmierten Abflusswerten). Für die natürlich logarithmierten Abflusswerte wurde pro Zeitschritt j das arithmetische Mittel berechnet, woraus sich ein sehr ähnli-

cher Verlauf zu dem der TWL 1964 ergibt und diese verallgemeinert wird. Für die Mittelwerte wurde ferner eine lineare Regression ($\ln Q_{\text{pers},j} = a_1 + a_2 \cdot j$) berechnet (siehe Abbildung 30.b.)). Es lässt sich zeigen, dass der dabei ermittelte Regressionskoeffizient a_2 ($= -0,0058$) gleich dem natürlichen Logarithmus des Rückgangskoeffizienten k_r ($= 0,9942$) ist.

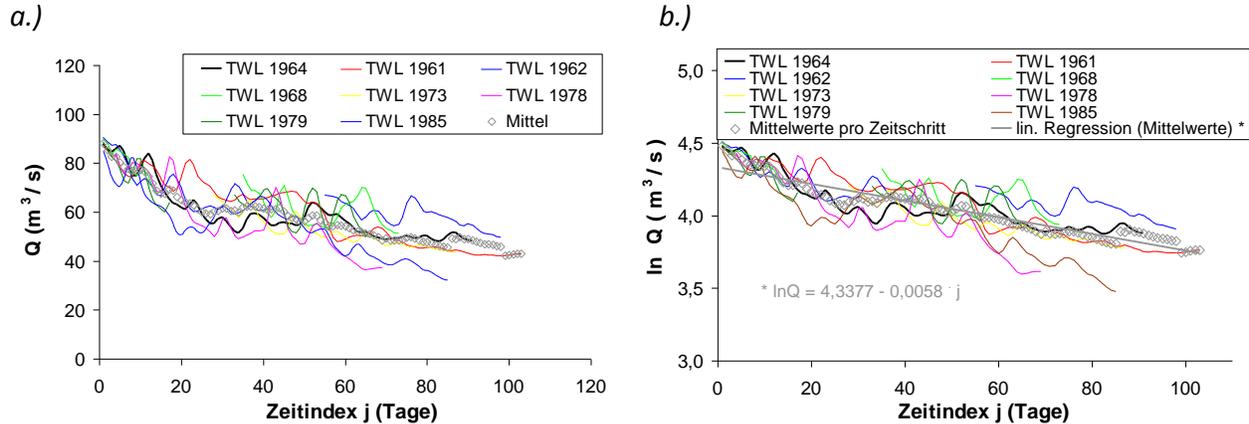


Abbildung 30: Zeitlich verschobene Trockenfalllinien (TWL) der Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken (a.), sowie TWL der entsprechenden, natürlich logarithmierten Abflusswerte (b.), jeweils mit Mittelwerten pro Zeitschritt. Kleinere Abflussereignisse ohne signifikante Wirkung auf den weiteren Verlauf der TWL wurden teilweise entfernt. An die Mittelwerte der logarithmierten Abflüsse wurde eine lineare Regressionsgerade angepasst, über die der Rückgangskoeffizient des Einzellinearspeichers für die persistente Basisabflusskomponente bestimmt werden kann.

Eine Erweiterung des ELS-Konzepts mit Berücksichtigung von dessen Eingängen orientiert sich an Rodriguez (1989) (zitiert in Duband et al., 1993, S. 140). Die Erweiterung basiert auf folgender, Gleichung 16 entsprechender Rekursionsgleichung für die persistente Basisabflusskomponente QB_{pers} (hier mit Bezug auf den Zeitschritt i einer Zeitreihe):

$$QB_{\text{pers},i} = k_r \cdot QB_{\text{pers},i-1} \quad (17)$$

Bezeichnungen QB_{pers} [m^3/s], k_r [-], i [d]: siehe vorangehender Text.

Für den Eingang in dieses System ist davon auszugehen, dass die abzutrennende, schneller reagierende und in diesem Zusammenhang als „direkt“ bezeichnete Abflusskomponente ($QD_i = QB_{\text{NLS},i} + Q_{S,i}$) ein relevantes Maß für den Feuchtezustand des Bereichs außerhalb des persistenten Basisabflusssystems darstellt und daher als treibende Variable für dieses System angesehen werden kann. Die Beziehung zwischen dieser Komponente und dem persistenten Basisabfluss wird im Hinblick auf dessen stark gedämpfte Dynamik als linear angenommen (Gleichung 18 mit Faktor d):

$$QB_{\text{pers},i} = f(d \cdot QD_i) \quad (18)$$

Im Gesamtsystem ist für den in linearer Abhängigkeit vom Basisabfluss des vorangegangenen Zeitpunkts gebildeten aktuellen Basisabfluss von einer entsprechenden Wirkung wie für die schnellere Abflusskomponente auszugehen. Dies ist zu berücksichtigen, indem $k_r = (c-d)$ gesetzt wird, wobei c

den reinen Auslaufvorgang des persistenten Basisabflusssystemes und d den Rückkopplungseffekt in Form eines erneuten Eingangs in dieses System beschreibt. Es ergibt sich Gleichung 19:

$$QB_{pers,i} = (c-d) \cdot QB_{pers,i-1} + d \cdot QD_i \quad (19)$$

Zur Bestimmung der vom Gesamtabfluss Q_{Ges} abgetrennten persistenten Basisabflusskomponente aus der (verfügbaren) Gesamtabflussganglinie kann diese Gleichung umgeformt werden und entspricht dann mit Gleichung 20 dem Ansatz von Rodriguez (1989):

$$QB_{pers,i} = (c/(1+d)) \cdot QB_{pers,i-1} + (d/(1+d)) \cdot (Q_{Ges,i} - QB_{pers,i-1}) \quad (20)$$

Bezeichnungen QB_{pers} [m^3/s], Q_{Ges} [m^3/s], c [-], d [-], i [d]: siehe vorangehender Text.

Die Parameterschätzung für c und d erfolgt iterativ unter Beachtung folgender Kriterien:

- QB_{pers} soll die langfristige Variabilität eines Basisniveaus des Abflusses, das sich vor allem in den unterschiedlichen Endniveaus der TWL zeigt, möglichst vollständig erfassen;
- die Komponente dieses relativ einfachen, linearen Ansatzes soll sich jedoch auf diesen Abflussbereich beschränken und nicht Anteile schneller reagierender Komponenten miterklären;
- es ist zu vermeiden, dass diese Komponente die Gesamtabflussganglinie schneidet und größere Werte als diese annimmt.

Aufgrund nicht definierbarer objektiver Gütekriterien unterliegt das Verfahren einer gewissen Subjektivität. Dennoch ist es möglich, die Parameterbereiche eng einzugrenzen. Für die Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken ergaben sich die Parameter $c = 0,997$ und $d = 0,0028$ bzw. eine persistente Basisabflusskomponente, für die in Abbildung 31 ein Ausschnitt gezeigt wird und die vor der Analyse der anderen Abflusskomponenten (QB_{NLS} und Q_S) abgetrennt werden konnte.

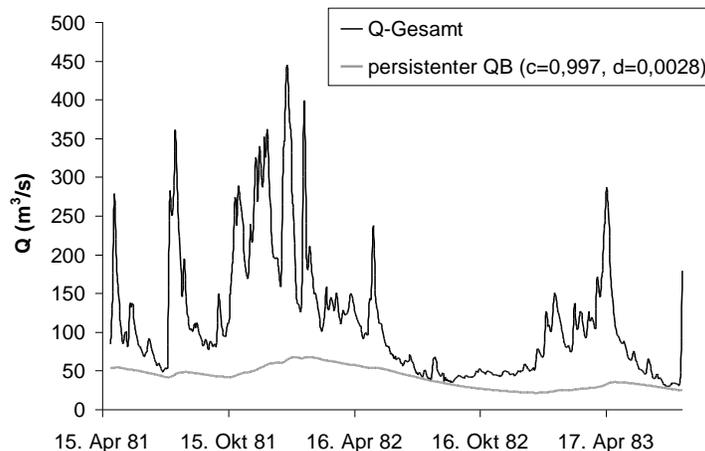


Abbildung 31: Ausschnitt der Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken sowie hierfür abgeleitete persistente Basisabflusskomponente (QB).

Insgesamt konnten die genannten Kriterien zufriedenstellend erfüllt werden, gelegentlich war jedoch ein update erforderlich, um sich kumulierende Defizite bei der langfristig rekursiven Berechnung der persistenten Basisabflusskomponente auszugleichen. Dies war vor allem im Zeitraum zwi-

schen etwa 1989 und 1994 notwendig, in dem die Einleitung von Sumpfungswässern im Einzugsgebiet der Schwarzen Elster stark rückläufig war (siehe Kapitel 2.2). Zudem waren die Grundwasserspeicher aufgrund der Entnahmen im vorangegangenen Zeitraum stark entleert, was zu einem entsprechend reduzierten grundwasserbürtigen Abfluss führte. Die reduzierten Einleitungsmengen und die vorrangige Wiederauffüllung der Grundwasserspeicher sind plausible Erklärungsansätze dafür, dass die persistente Basisabflusskomponente in dem genannten Zeitraum durch das Modell phasenweise überschätzt wurde, was durch ein gelegentliches update der modellierten Komponente ausgeglichen wurde. Danach noch verbleibende Defizite wurden dokumentiert und bei nachfolgenden Analysen für die nichtlineare Basisabflusskomponente berücksichtigt (siehe Kapitel 7.1.2).

7.1.2. Nichtlineare Basisabflusskomponente

Nach Abtrennung der persistenten Basisabflusskomponente wurden TWL der verbleibenden Abflussganglinie analysiert, um über die Anpassung von Rezessionskurven des NLS (gegebenenfalls ELS für $b=1$) nach Gleichung 15 (16) dessen Parameter abzuleiten (siehe Nr. 3 in Abbildung 8 zum NLS in der hypothetischen Modellstruktur). Dazu wurde das Modul REZESF (bereitgestellt durch Wittenberg, 1999) genutzt, mit dem die Rezessionskurven des NLS für abgestufte Werte des Parameters b ($b = 0,1, 0,2, \dots, 1,0$) und entsprechend kalibrierte Werte des Parameters k angepasst wurden (Wittenberg und Sivapalan, 1999, S. 23). Der Parameter k wurde bei gegebenem b jeweils so gewählt, dass die modellierte Rezessionskurve das gleiche Abflussvolumen ergibt wie die beobachtete TWL. Als Maß der Anpassungsgüte der modellierten Rezessionskurve wurde ein Variationskoeffizient (Summe Abweichungen dividiert durch Gesamtvolumen der Rezessionskurve) berechnet. Ein Beispiel der Anpassung von Rezessionskurven für verschiedene Werte des Parameters b an die besonders aussagekräftige TWL vom 5. bis zum 31. Mai 1990 zeigt Abbildung 32.

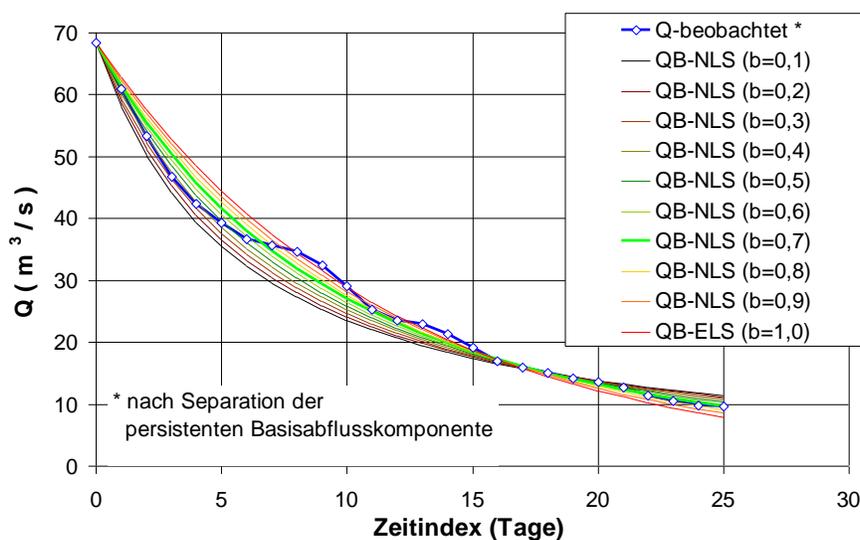


Abbildung 32: Beobachtete Trockenwetterfalllinie des Mai 1990 sowie daran angepasste Rezessionskurven des NLS bei Annahme verschiedener Werte des Parameters b .

Die Aussagekraft dieser TWL ergibt sich durch ihre hinreichende Länge, ihre geringe Störung durch kleinere Abflussereignisse und die plausible Ausprägung der von ihr abgetrennten persistenten Basisabflusskomponente, sowie durch ihr Auftreten im Anschluss an die frühjährliche Grundwasserneubildungsphase, die das gesamte Einzugsgebiet betraf, so dass die TWL dieses gut repräsentiert.

Bei der Auswahl und Analyse weiterer TWL war die allgemein hohe Variabilität ihrer Ausprägungen zu beachten, auch wenn sie aus ein und derselben Abflussganglinie stammen (Tallaksen, 1995, S. 352, 358). Neben dem bereits über die persistente Basisabflusskomponente berücksichtigten Einfluss der längerfristigen hydrologischen Vorgeschichte spielt dabei auch die kürzerfristige hydrologische Vorgeschichte eine wichtige Rolle, das heißt verschiedene Höhen, Dauern, zeitliche Verläufe und räumliche Verteilungen von Niederschlagsereignissen direkt vor Beginn der TWL. Besonders auch die Witterungsverhältnisse während der TWL (kleinere Niederschlagsereignisse, Schneeschmelze, unterschiedlich starke Verdunstung) haben schließlich Einfluss auf den Verlauf der TWL.

Vor diesem Hintergrund kommt der Definition von Auswahlkriterien für repräsentative TWL des (gesamten) Zwischengebiets Dresden-Aken besondere Bedeutung zu. Anzustreben sind dabei gute Anpassungen an eine möglichst große (und damit aussagekräftige) Anzahl beobachteter TWL mit möglichst eindeutigen und plausiblen Parameterwerten des NLS.

Um sicherzustellen, dass unmittelbar vor Beginn der TWL weitgehend das gesamte Einzugsgebiet angefeuchtet wurde, wurden nur TWL nach größeren Abflussscheiteln ($>2MQ$) oder vorangehendem Frühjahr (spätester Beginn am 31. Mai) ausgewählt. Ferner wurde eine Mindestdauer der TWL von 15 Tagen angesetzt, wobei jedoch darauf geachtet wurde, dass die TWL nicht durch weitere (schnelle) Abflusskomponenten zu stark verrauscht ist. Auch waren vereinzelt auftretende Defizite bei der Simulation der QB_{pers} -Komponente kritisch zu beachten, da sie die Analyse der QB_{NLS} -TWL durch ein scheinbar zu hohes Endniveau oder aber zu rasches Auslaufen verzerren. Als Startkriterium der TWL wurde einheitlich der mittlere Abfluss ($71,6 \text{ m}^3/\text{s}$, ohne QB_{pers}) $\pm 5\%$ (Bereich von 68 bis $75,2 \text{ m}^3/\text{s}$) angenommen, als Endkriterium entweder der deutliche Wiederanstieg der Ganglinie oder das Erreichen eines stabilen Endniveaus. Mit diesen Auswahlkriterien wurden die 26 in der Abbildung 33 gezeigten TWL ausgewählt, für deren Verläufe zunächst eine erhebliche Streuung erkennbar ist.

Die bei der Anpassung der NLS-Rezessionskurven an die beobachteten TWL für die verschiedenen Werte des Parameters b ermittelten Parameterwerte k wurden jeweils auf die entsprechenden Werte aus der Analyse der besonders geeigneten Referenz-TWL vom Mai 1990 (k_{Ref}) bezogen (k/k_{Ref}). Dabei ergab sich die in Abbildung A-7 (Anhang A.9) gezeigte Streuung, die keine Aussagen zu geeigneten Parametern für das Zwischengebiet zulässt. Diese Streuung ließ sich jedoch stark eingrenzen, indem die Auswahl auf die sieben TWL beschränkt wurde, bei denen keine Defizite bei der Separation von QB_{pers} auftraten und bei denen die Variationskoeffizienten der angepassten Rezessionskurven des NLS nur relativ kleine Variationskoeffizienten ($<0,15$ bzw. $<0,10$ bei b ab 0,5) ergaben (siehe Abbildung 34). Diese TWL zeigen auch in der Abbildung 33 sehr ähnliche (rote gekennzeichnete) Verläufe. Eine weitere Eingrenzung der Streuung durch Beschränkung auf TWL einer höheren Mindestdauer oder mit einem möglichst geringen mittleren täglichen Gebietsniederschlag während

der TWL konnte nicht identifiziert werden. Die TWL mit eingegrenzter Streuung begannen in den Monaten zwischen April und Juli. Detailliertere Aussagen zu einer jahreszeitlichen Abhängigkeit des TWL-Verlaufs konnten anhand der ausgewählten TWL nicht festgestellt werden.

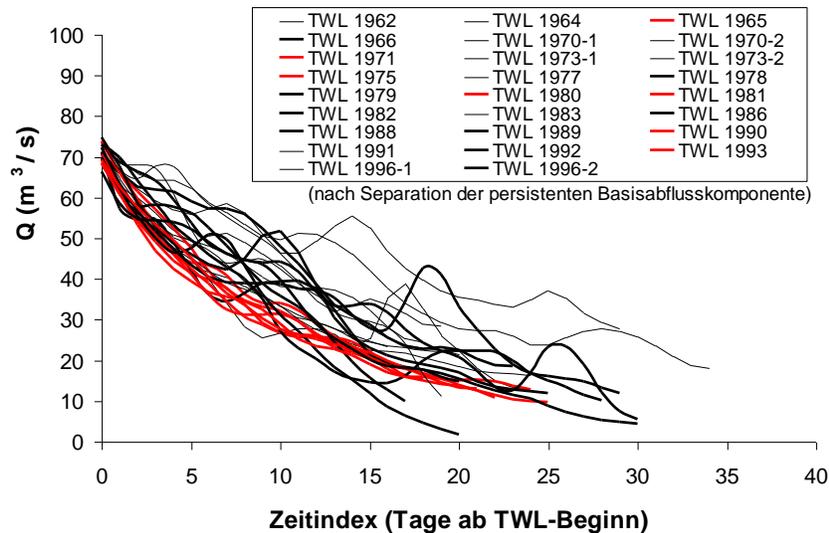


Abbildung 33: Ausgewählte Trockenwetterfalllinien TWL des Zwischengebiets Dresden-Aken aus den genannten Jahren. Die insgesamt sehr variablen TWL-Verläufe wurden nach Ausschluss von TWL mit Defiziten bei der Separation der persistenten Basisabflusskomponente (fette Linien verbleibend) und zusätzlichem Ausschluss von TWL mit höheren Variationskoeffizienten der angepassten NLS-Rezessionskurven (rote Linien verbleibend) entscheidend eingegrenzt.

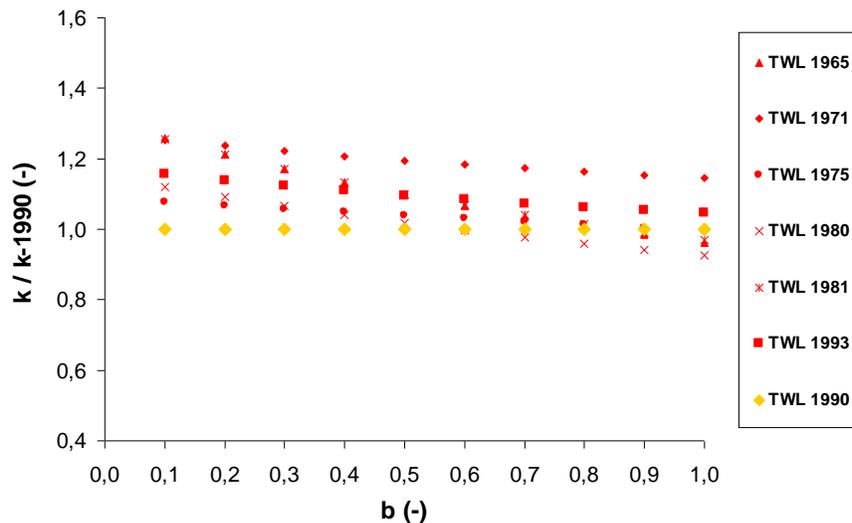


Abbildung 34: Kalibrierte Parameter k bei abgestuftem Parameter b eines Nichtlinearen Speichers nach Anpassung von dessen Rezessionskurven an 7 ausgewählte Trockenwetterfalllinien TWL des Zwischengebiets Dresden-Aken. Dabei werden für die Werte von k jeweils ihre Verhältniszerte zu dem Referenzwert für die TWL 1990 (k -1990) angegeben. Es wurden TWL ohne Defizit bei der Separation der persistenten Basisabflusskomponente und mit eingegrenzter Anpassungsgüte der modellierten Rezessionskurven an die beobachteten TWL ausgewählt.

Werden für die eingegrenzte TWL-Auswahl (nach Abbildung 34) die pro Wert des Parameters b ermittelten Standardabweichungen der Verhältnisse $k/k-1990$ verglichen, so ergibt sich ein Minimum bei $b=0,7$ (siehe Abbildung 35). Das Gleiche gilt für die mittleren Variationskoeffizienten der pro Wert des Parameters b angepassten Rezessionskurven. Bei diesem Wert von b ergeben sich also die insgesamt besten Anpassungen der Rezessionskurven des NLS an die beobachteten TWL sowie die eindeutigsten Werte für den Parameter k ($k-1990 = 47,5 \text{ m}^{0,9} \cdot \text{s}^{0,7}$; k -Mittel der sieben genannten Rezessionskurven = $49,7 \text{ m}^{0,9} \cdot \text{s}^{0,7}$). Die genannten Werte des Parameters k bei $b=0,7$ werden auch bestätigt, wenn das Startkriterium der TWL, an die die NLS-Rezessionskurven angepasst werden, auf 70 % des mittleren Abflusses (ohne QB_{pers}) herabgesetzt wird ($k-1990 = 49,6 \text{ m}^{0,9} \cdot \text{s}^{0,7}$, k -Mittel einer eingegrenzten Auswahl von TWL = $50,7 \text{ m}^{0,9} \cdot \text{s}^{0,7}$).

Damit ist der gefundene Parameterwert $b=0,7$ größer als der für ungespannte Aquifere theoretisch interpretierbare Wert von $b=0,5$. Als Ursache dafür ist vor allem die wesentliche Speicherwirkung im Gewässernetz des großskaligen Zwischengebiets Dresden-Aken anzunehmen, da eine persistente Basisabflusskomponente bereits vorher abgetrennt wurde, (vergleiche Kapitel 7.1). Der gefundene Parameterwert $b=0,7$ (mit dem zugehörigen Parameterwert $k=49,7 \text{ m}^{0,9} \cdot \text{s}^{0,7}$) ist somit plausibel.

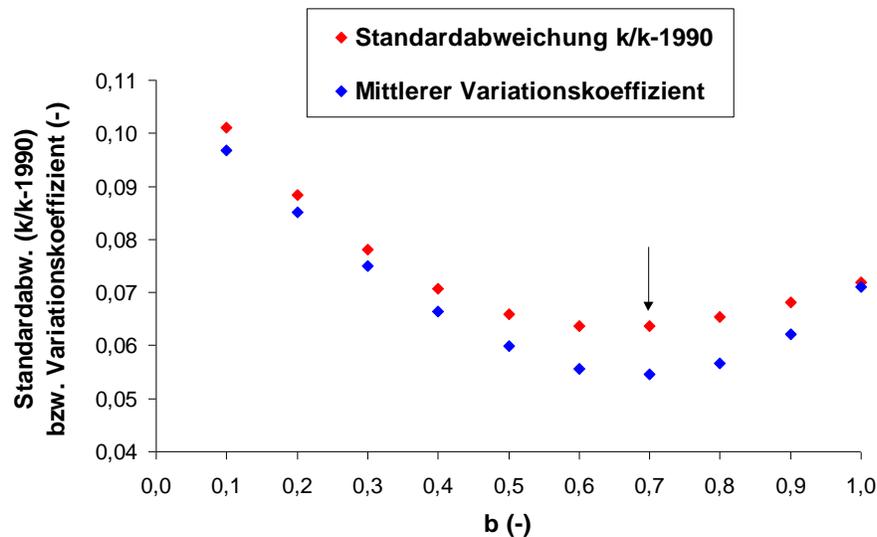


Abbildung 35: Standardabweichungen der Verhältnisse $k/k-1990$ und mittlere Variationskoeffizienten der an eine Auswahl von beobachteten Trockenwetterfalllinien des Zwischengebiets Dresden-Aken angepassten Rezessionskurven Nichtlinearer Speicher mit variierten Werten des Parameters b . Beide Kenngrößen zeigen ein Minimum bei $b=0,7$ und sprechen daher für diesen Wert.

Mit den ermittelten Parametern konnte der NLS zur Separation der diesem Speicher zuordenbaren nichtlinearen Basisabflusskomponente QB_{NLS} genutzt werden (Wittenberg und Sivapalan, 1999, S. 28 f.). Bei der Separation ist die Rückgangskurve entgegen der Zeitachse über Gleichung 21 berechenbar (mit Bezug auf den Zeitschritt i einer Zeitreihe). Bei $b=1$ (ELS) ist Gleichung 22 zu verwenden.

$$QB_{NLS,i-1} = \left(QB_{NLS,i}^{b-1} + \frac{b-1}{k \cdot b} \right)^{\frac{1}{b-1}} \quad (21)$$

$$QB_{ELS,i-1} = QB_{ELS,i} / k_r \quad (22)$$

Bezeichnungen QB [m^3/s], NLS , ELS , i [d], k [$m^{3-3b} \cdot s^b$], b [-], k_r [-]: siehe Gleichungen 15, 16 und vorangehender Text.

Unter Verwendung einer dieser Gleichungen können Rückgangskurvenabschnitte als untere Umhüllende der Abflussganglinie angelegt und zeitlich rückwärts zu einer kontinuierlichen Separationslinie verbunden werden. Schneidet die rückwärts gerechnete $QB_{NLS(ELS)}$ -Ganglinie die Gesamtganglinie (ohne persistente Basisabflusskomponente), wird ein Scheitel der $QB_{NLS(ELS)}$ -Ganglinie einen Zeitschritt später angenommen. Für den Anstieg von $QB_{NLS(ELS)}$ infolge einer Auffüllung des NLS (ELS) wird angenommen, dass sie sich während des Anstiegs der Gesamtganglinie ergibt. Die Werte des $QB_{NLS(ELS)}$ -Anstiegs werden ausgehend von den Gesamtabflusswerten unter Anwendung der Gleichung 15 (Gleichung 16 beim ELS) als Rückgangswerte des Speichermodells zu einem Zeitschritt später errechnet. Die in der beschriebenen Vorgehensweise mit den Parametern $b=0,7$ und $k=49,7 m^{0,9} \cdot s^{0,7}$ separierte Ganglinie der nichtlinearen Basisabflusskomponente, im Zusammenhang mit der persistenten Basisabflusskomponente und der schnellen Abflusskomponente, zeigt die Abbildung 36 anhand eines Ausschnittes aus dem Abflussjahr 1994.

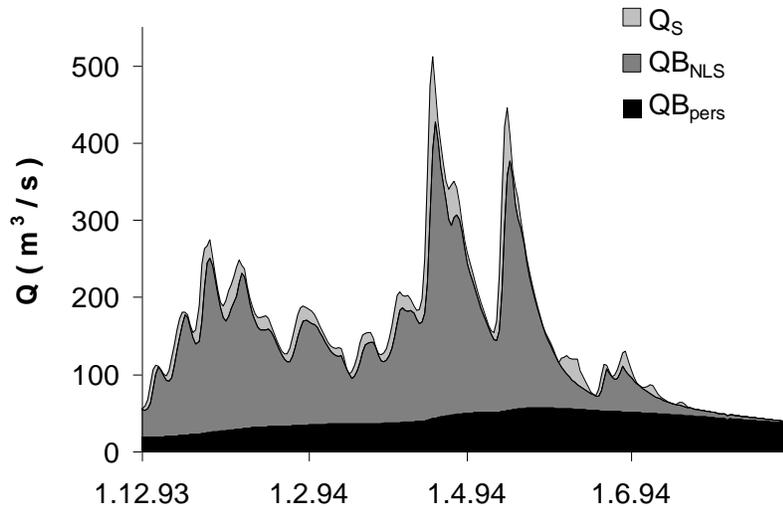


Abbildung 36: Separierte Komponenten des persistenten Basisabflusses (QB_{pers}), des nichtlinearen Basisabflusses (QB_{NLS}) und des schnellen Abflusses (Q_S) für einen Ausschnitt der Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken.

Allgemein zeigt die nichtlineare Basisabflusskomponente, für die nach der konzeptionellen Modellvorstellung ein überwiegend grundwasserbürtiger Anteil annehmbar ist, nicht nur im Niedrig- und Mittelwasserbereich, sondern auch bis in den Hochwasserbereich einen hohen Volumenanteil am Gesamtabfluss. Zudem zeigt sie rasche Abflussreaktionen, die auch im Vergleich zur schnellen Ab-

flusskomponente nur geringfügig verzögert sind. Mit dieser Dynamik entspricht die nichtlineare Basisabflusskomponente der durch Analysen von stabilen Umweltisotopen und prozessbasierten Modellanalysen gewonnenen Erkenntnis, dass im Untergrund gespeichertes Vorereigniswasser bis in den Hochwasserbereich die Abflussganglinie maßgeblich mitprägt oder gar dominiert (für weitere Details, insbesondere im Hinblick auf die Einzelprozesse, siehe Wittenberg und Sivapalan, 1999, S. 20-22; Sklash und Farvolden, 1979, S. 45; Uhlenbrook, 2005, S. 16; Klaus und McDonnell, 2013, S. 48). Das Ergebnis der Komponentenseparation ist damit plausibel.

Anhand der separierten QB_{NLS} -Ganglinie konnte nach Wittenberg und Sivapalan (1999, S. 29) ferner die Eingangsgröße in den NLS (In_{NLS}) als Zeitfunktion nach folgender Gleichung 23 berechnet werden (siehe auch Abbildung 37):

$$In_{NLS,i} = S_i - S_{i-1} + \frac{QB_{NLS,i} + QB_{NLS,i-1}}{2} \quad (23)$$

Bezeichnungen In [m^3/s], QB [m^3/s], S [m^3], i [d], NLS: vorangehender Text und Gleichung 14

Die Größe In_{NLS} ist geeignet, um einen Zusammenhang mit dem meteorologischen Gebietsinput abzuleiten und damit den NLS in eine NA-Modellstruktur zu integrieren. Gleichung 23 kann schließlich nach $QB_{NLS,i}$ aufgelöst werden, um in dem NA-Modell die Ausgangsgröße des NLS zu simulieren. Für den ELS ($b=1$) und den NLS mit $b=0,5$ ist diese Auflösung analytisch möglich, für andere Ausprägungen des Parameters b wurde ein numerischer Lösungsalgorithmus entwickelt.

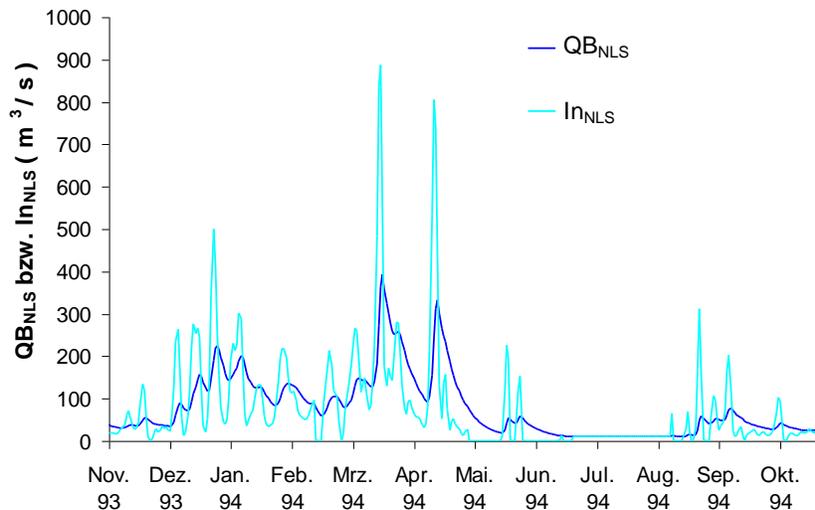


Abbildung 37: Separierte Abflusskomponente QB_{NLS} mit zugehöriger Reihe der Eingänge In_{NLS} in den NLS ($b=0,7$; $k=49,7 m^{0,9} \cdot s^{0,7}$) für das Zwischengebiet Dresden-Aken.

Für eine erste Einschätzung des Zusammenhangs zwischen dem im Kapitel 5.5 abgeleiteten Gebietsinput und den hier abgeleiteten Abflussprozesskomponenten (Q_s und In_{NLS}) wurden Kreuzkorrelationsanalysen durchgeführt, siehe Abbildung A-8 im Anhang A.10. Die Abflussprozesskomponenten wurden dabei mit abgestuften Parameterwerten b und entsprechend abgeleiteten Werten des Parameters k ermittelt. Mit dem Parameterwert $b=0,7$ wurden die stärksten Zusammenhänge mit dem

Gebietsinput gefunden, was für die weitere Modellentwicklung günstig ist. Auch wenn hiermit nur lineare Zusammenhänge betrachtet wurden und der Vorteil gegenüber den anderen Werten von b nur knapp ausfiel, ist dieses Ergebnis eine weitere Bestätigung des Parameterwerts b von 0,7.

Schließlich wurde bereits im Hinblick auf den im Kapitel 7.2 zu modellierenden Zusammenhang zwischen dem Gebietsinput und der Eingangsgröße in den NLS untersucht, welchen Einfluss die Filterung der stark variablen Größe der täglichen In_{NLS} mit einem mehrtägigen Gleitmittel auf den Ausgang des NLS (QB_{NLS}) hat. Dabei ergab sich, dass bis zu einem fünftägigen Gleitmittel kaum ein Effekt im Vergleich zum ungefilterten Eingang feststellbar ist ($NSE = 0,99$ zwischen den jeweiligen Reihen der simulierten QB_{NLS}). Eine Filterung bei der Modellierung des Zusammenhangs zwischen Gebietsinput und dem Eingang in den NLS ist daher gerechtfertigt.

7.2. Grundmodell: kontinuierlicher Blockansatz zur komponentenweisen Niederschlag-Abfluss-Modellierung

Nach der Separation der Abflusskomponenten sind durch die weiteren Entwicklungsschritte des Grundmodells (siehe Abbildung 8, linke Seite) die tägliche Reihe des hydrometeorologischen Gebietsinputs (Systemeingang, siehe Kapitel 5.5) mit den täglichen Reihen des Eingangs in den NLS (und dadurch auch mit dessen Ausgang) sowie mit der schnellen Abflusskomponente (Systemausgänge) über geeignete Modellstrukturen zu verknüpfen. Den Einstieg in die Entwicklung des Grundmodells bildet ein einfaches, aber entwicklungsfähiges lineares Blockmodell zur kontinuierlichen Abflusssimulation, das als lineares Begleitmodell bezeichnet wird (siehe Kapitel 7.2.1 und Abbildung 7). Im Rahmen der im Kapitel 3.5.1 angesprochenen fortschreitenden Modifizierung wird das lineare Begleitmodell zunächst zu einem saisonal differenzierten Begleitmodell (siehe Kapitel 7.2.2) und schließlich zur Endstufe des Grundmodells (siehe Kapitel 7.2.3) weiter entwickelt und diagnostiziert.

In der folgenden Darstellung beziehen sich alle Systemeingänge und -ausgänge auf die Einheit (m^3/s). Die mitgeteilten Ergebnisse zum Grundmodell beziehen sich zudem - sofern nicht anders angegeben - bereits auf die Modellierung der von Zeitabschnitten mit „Mittelgebirgsresiduen“ bereinigten Reihen, wobei zu berücksichtigen ist, dass die Mittelgebirgsresiduen gerade durch einen vorherigen Durchgang der Entwicklung und Anwendung des Grundmodells identifiziert werden konnten (vergleiche Kapitel 3.5.2 mit Nr. 9 in Abbildung 8 sowie Kapitel 7.3).

7.2.1. Lineares Begleitmodell als Einstieg in die Modellentwicklung durch fortschreitende Modifizierung

Im ersten Schritt der Entwicklung des Grundmodells wurden die mittleren Abflusskoeffizienten $mAKF$ der Abflusskomponenten nach Gleichung 24 berechnet. QK steht dabei für die jeweilige Abflussprozesskomponente (QB_{NLS} bzw. In_{NLS} oder Q_S), GI für den Gebietsinput und i für den täglichen Zeitschritt. Für QB_{NLS} (bzw. In_{NLS}) ergab sich dabei ein $mAKF$ von 0,152 und für Q_S einer von 0,023.

$$mAKF = \frac{\sum_i QK_i}{\sum_i GI_i} \quad (24)$$

Bezeichnungen mAKF [-], QK [m³/s], GI [m³/s], i [d]: siehe vorangehender Text.

Im langfristigen, auf den gesamten Abflussprozess bezogenen Ansatz zu Beginn der Modellentwicklung wird der Begriff des „Abflusskoeffizienten“ dem entsprechenden, auf Hochwasserereignisse bezogenen Begriff des „Abflussbeiwerts“ vorgezogen (vergleiche Maniak, 2010, S. 298). Die detaillierte zeit- und zustandsvariante Ausprägung der hiermit zunächst stark vereinfacht beschriebenen Abflussbildung wird durch weitere Parameter berücksichtigt (siehe Kapitel 7.2.2 und 7.2.3). Wie im Kapitel 3.5.2 erörtert, werden die Abflussbildungsprozesse in der hypothetischen Modellstruktur im direkten Zusammenhang mit den simulierten Abflussprozesskomponenten (I_{NLS} , Q_S) behandelt, so dass auch die mittleren Abflusskoeffizienten bereits an dieser Stelle der Modellstruktur positioniert werden (Nr. 5 in Abbildung 8), auch wenn dies im rein linearen Zusammenhang noch unerheblich ist.

Ein weiteres wesentliches Element des linearen Begleitmodells ist die Konzentration des nach Annahme eines Blockansatzes räumlich gleichverteilten Gebietsinputs in den jeweiligen Systemen des Zwischengebiets zu Ganglinien der Abflussprozesskomponenten. Ein geeignetes Modellkonzept für diesen Konzentrationsprozess ist die Faltung des Gebietsinputs mit Einheitsganglinien (EGL) h_j mit täglichem Zeitindex j (siehe Gleichung 25 mit diskreten Variablen). Die in den Systemen zudem stattfindende Abflussbildung wurde dabei, wie oben angesprochen, durch Multiplikation der gefalteten Größe mit den mittleren Abflusskoeffizienten berücksichtigt. Ein Residuum r steht für den hinsichtlich der noch unvollständigen Modellstruktur zu erwartenden Modellfehler.

$$QK_i = mAKF \cdot \left(\sum_{j=1}^i h_j \cdot GI_{i-j+1} \right) + r_i \quad (25)$$

Bezeichnungen QK [m³/s], GI [m³/s], r [m³/s], mAKF [-], h [-], i [d], j [d]: siehe vorangehender Text und Gleichung 24.

Eine geeignete Parametrisierung der EGL ist mit der linearen Speicherkaskade gegeben (Nash, 1957, S. 115) mit der konzeptionellen Vorstellung von n linearen Speichern, die jeweils die Speicherkonstante k [s] haben (Nr. 4 in Abbildung 8). Die EGL zur Faltung einer diskreten Variable berechnet sich hiermit nach Gleichung 26 (Treiber, 1980, S. J11), in der Γ für die Gammafunktion (Hartung et al., 2009, S. 152 f., 1040) steht:

$$h_j = \frac{(j-0,5)^{n-1}}{k^n \Gamma(n)} \cdot e^{-(j-0,5)/k} \quad (26)$$

Bezeichnungen h [-], n [-], k [s], i [d], j [d], Γ [-]: siehe vorangehender Text.

Für den Zusammenhang zwischen Gebietsinput und schneller Abflusskomponente wird die Faltung mit der EGL direkt angewandt und stellt einen physikalisch sinnvollen und operationell geeigneten Ansatz für den in der vorliegenden Skale prägenden, lateralen Konzentrationsprozess dar. Für den

Zusammenhang zwischen Gebietsinput und nichtlinearer Basisabflusskomponente stellt die EGL hingegen im Konzentrationsprozess ein ergänzendes Modul zum NLS dar, mit dem der Transfer des Gebietsinputs zum Eingang in den NLS (In_{NLS}) berechnet wird. Hierfür ist die EGL ebenfalls ein physikalisch sinnvolles und operationell geeignetes Modul (Besbes und de Marsily, 1984, S. 272).

Anhand ausgewählter Abflussereignisse wurden unter Anwendung der Momentenmethode (Treiber, 1980, S. J12 ff.) zunächst sinnvolle Bereiche der Parameterkombinationen von n und k identifiziert und entsprechende Listen von n - k -Kombinationen erstellt. Innerhalb dieser Parameterbereiche wurde das lineare Begleitmodell iterativ angewandt. Mit diesem systematic random sampling (SRS) wurde die jeweils optimale n - k -Kombination ermittelt. Wie angesichts der noch sehr einfachen Modellstruktur zu erwarten, waren die Anpassungen der über das lineare Begleitmodell simulierten an die über die Abflusskomponentenseparation in Kapitel 7.1 abgeleiteten („beobachteten“) Reihen von In_{NLS} und Q_s noch nicht besonders gut. Für den RMSE und das NSE ergaben sich optimale Werte von $69,125 \text{ m}^3/\text{s}$ und $0,49$ (für In_{NLS}) sowie $12,676 \text{ m}^3/\text{s}$ und $0,41$ (für Q_s), die als Referenzgüte eines leicht interpretierbaren Benchmark-Modells Aufschluss über die in weiteren Schritten der Modellentwicklung erzielten Modellverbesserungen geben (vergleiche Kapitel 3.4).

Aufschlussreich für die weiteren Schritte der Modellentwicklung war auch die Analyse der Identifizierbarkeit der Parameter der linearen Speicherkaskaden. Wie bereits im Kapitel 3.4 angesprochen, sind Kombinationen von Parametern häufig aussagekräftiger und eindeutiger identifizierbar als Einzelparameter, was insbesondere auch für die Parameter n und k der linearen Speicherkaskade gilt. Die Analyse zur Parameteridentifizierbarkeit bezog sich daher auf die Größen $(n-1)k$ (Anstiegszeit bis zum Scheitel der EGL in Tagen), nk (Schwerpunktlaufzeit der EGL in Tagen) und nk^2 (zentrales zweites Moment als Streuungsmaß für die EGL in Tagen²) (Treiber, 1980, S. J7 f.). Dabei wurden die bei den verschiedenen Parameterkombinationen über das SRS ermittelten RMSE gegenüber diesen Größen als „dotty plots“ mit unteren Hüllkurven der sich ergebenden Antwortflächen aufgetragen (vergleiche Kapitel 3.4.). Für die Größen $(n-1)k$ und nk zeigen die konvex nach unten gewölbten Hüllkurven mit deutlich ausgeprägten globalen Minima sowohl für die schnelle Abflusskomponente als auch für den Eingang in den NLS gut identifizierbare Eigenschaften der EGL (siehe Abbildung 38).

Für die Größe nk^2 sind die Minima weniger deutlich ausgeprägt (jedoch erkennbar). Dabei ist zu berücksichtigen, dass beide Abflussprozesskomponenten, In_{NLS} und Q_s , (noch) nicht durch die wesentliche Filterwirkung des Einzugsgebiets (NLS-Durchgang) gedämpft sind, womit das Streuungsmaß der EGL (nk^2) nur geringe Aussagekraft hat. Eine gewisse Unsicherheit über die genaue Größe von nk^2 hat zudem nur einen geringen Einfluss auf den die Abflussreaktion meist dominierenden NLS-Ausgang (siehe Kapitel 7.1.2 zum Effekt einer Glättung des NLS-Eingangs auf dessen Ausgang).

Nach der Analyse der Parameterstabilität konnte für nachfolgende Modellentwicklungsschritte mit nachzuführenden Speicherkaskadenparametern n und k ein Bereich sinnvoller n - k -Kombinationen weiter eingegrenzt und ausgedünnt werden, um den Kalibrierungsaufwand zu begrenzen.

7. Entwicklung und Diagnose einer flexiblen Modellstruktur zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung im Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken

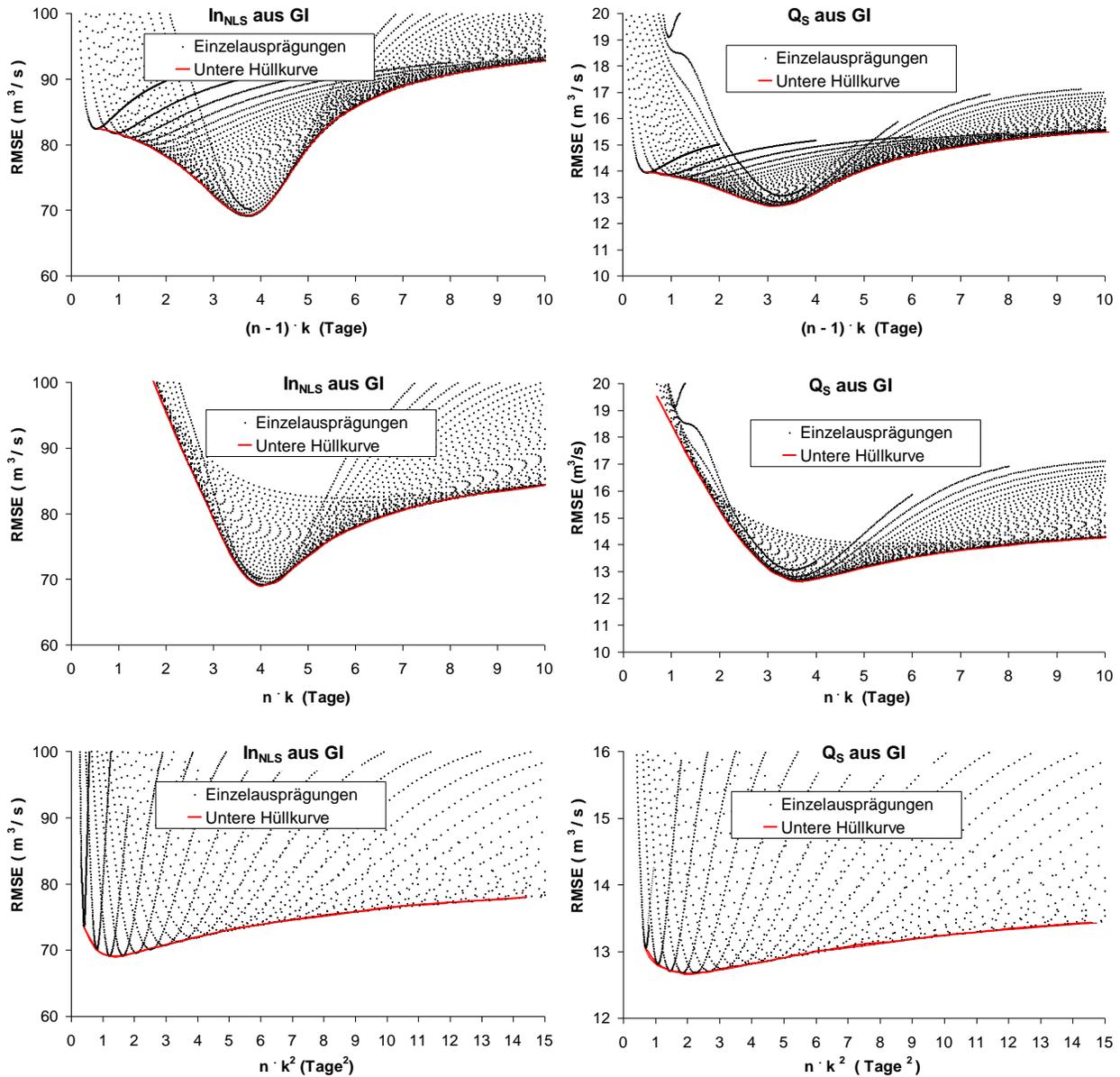


Abbildung 38: Dotty plots der für systematisch variierte Speicherkaskadenparameter n und k berechneten RMSE des linearen Begleitmodells für die Größen In_{NLS} (links) und Q_S (rechts). Die RMSE der einzelnen Simulationsläufe sind gegenüber den Anstiegszeiten $(n-1) \cdot k$, den Schwerpunktlaufzeiten $n \cdot k$ und den Streuungsmaßen $n \cdot k^2$ der Speicherkaskaden aufgetragen. Eingezeichnet sind auch untere Hüllkurven der sich ergebenden RMSE-Antwortflächen. GI steht für Gebietsinput.

Besondere Bedeutung bei der Diagnose des optimierten linearen Begleitmodells hatte schließlich eine systematische Analyse der Struktur der Modellfehler mit dem Ziel, aus noch vorhandenen Modelldefiziten notwendige Modifizierungen bzw. Ergänzungen der Modellstruktur zu identifizieren. Diese Diagnosen werden im Zusammenhang mit den weiteren Schritten der Modellentwicklung nach dem Prinzip der fortschreitenden Modifizierung in den nachfolgenden Kapiteln angesprochen.

7.2.2. Saisonales differenziertes Begleitmodell

Analysen des Modellfehlers des optimierten linearen Begleitmodells zeigten, dass dieser durch saisonale Strukturen geprägt wird. Im folgenden Schritt der Modellentwicklung wurde daher die auf den Gesamtprozess wirkende und damit gegenüber Einzelereignissen robuste saisonale Differenzierung der Abflusskoeffizienten eingeführt, ohne deren Berücksichtigung weitere Eigenschaften des NA-Systems kaum identifiziert werden können. Ursachen dieser Saisonalität sind vor allem typische, saisonal differenzierte Witterungsverläufe und Evapotranspirationsraten (vergleiche Kapitel 2.1).

Im NA-System des Einzugsgebiets ist es physikalisch sinnvoll, die saisonalen Strukturen mit den weiteren Modellkomponenten, insbesondere den Abflusskoeffizienten, multiplikativ zu verknüpfen. Damit wird die Abflussreaktion in feuchten Jahreszeiten verstärkt, in trockenen Jahreszeiten abgeschwächt. Bei der Analyse dieser saisonalen hydrologischen Strukturen kann dabei bereits von einer bekannten Basisperiode (hydrologisches Jahr) ausgegangen werden (Yevjevich, 1972, S. 20). Um die mit den Abflusskoeffizienten zu verknüpfenden, saisonal variierenden Faktoren (siehe Nr. 6 in Abbildung 8) zu identifizieren, wurden somit datumsbezogene Verhältniswerte der Summen der aus Beobachtungen abgeleiteten Abflussprozesskomponenten dividiert durch die Summen der mit dem linearen Begleitmodell simulierten Abflussprozesskomponenten aufgetragen (siehe Abbildung 39). Das Datum wird dabei durch Positionen τ der Basisperiode mit der Gesamtlänge ω repräsentiert ($\tau = 1, 2, \dots, \omega = 365$ Tage, entsprechend 1. November, 2. November, ..., 31. Oktober).

Zur Analyse und Simulation der in den Verhältniswerten der Abbildung 39 offensichtlich enthaltenen saisonalen Strukturen wurde ein von Yevjevich (1972, S. 20 f.) empfohlener Ansatz gewählt. In diesem werden für einen Parameter v , für den eine saisonale Struktur angenommen werden kann (hier für die saisonalen Faktoren für die Abflusskoeffizienten, entsprechend zu den angesprochenen datumsbezogenen Verhältniswerten), zunächst Schätzwerte v_τ der einzelnen Positionen der Basisperiode berechnet (siehe oben und Abbildung 39). Die saisonale Entwicklung des Parameters v kann dann durch M signifikante Schwingungen mit der Basisperiode ω ausgedrückt werden:

$$v_\tau = v_x + \sum_{m=1}^M (A_m \cdot \cos \frac{2 \cdot \pi \cdot m \cdot \tau}{\omega} + B_m \cdot \sin \frac{2 \cdot \pi \cdot m \cdot \tau}{\omega}) \quad (27)$$

mit v_τ : saisonale Komponente des Parameters v an der Position τ [d] der Basisperiode mit der Länge ω [d]. Einheit als Faktor für den Abflusskoeffizienten [-];

v_x : arithmetisches Mittel aller v_τ -Werte [-];

A_m, B_m : Fourierkoeffizienten [-] für die Schwingung mit dem Index m ($m = 1, \dots, M$).

Die Fourierkoeffizienten A_m und B_m werden wie folgt geschätzt:

$$A_m = \frac{2}{\omega} \cdot \sum_{\tau=1}^{\omega} v_\tau \cdot \cos \frac{2 \cdot \pi \cdot m \cdot \tau}{\omega} \quad (28)$$

$$B_m = \frac{2}{\omega} \cdot \sum_{\tau=1}^{\omega} v_\tau \cdot \sin \frac{2 \cdot \pi \cdot m \cdot \tau}{\omega} \quad (29)$$

Bezeichnungen ω [d], τ [d], m [-], v [-]: siehe vorangehender Text und Gleichung 27.

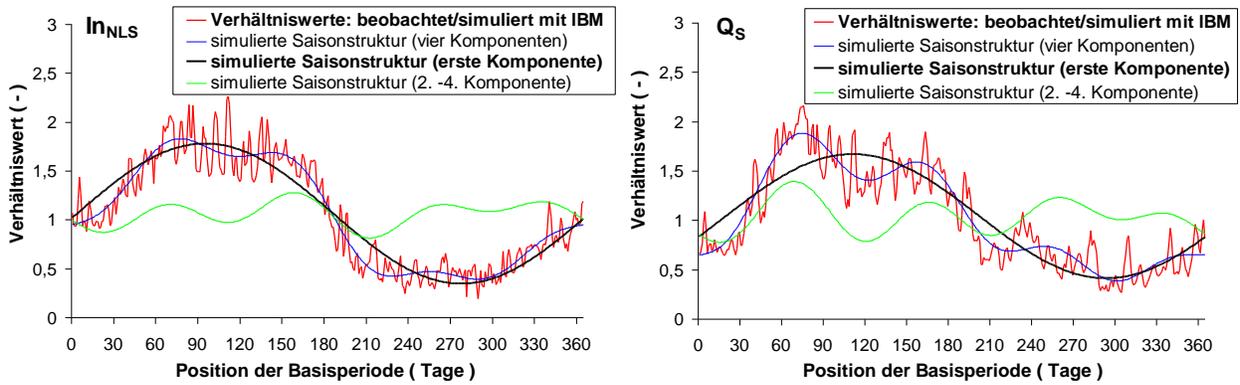


Abbildung 39: Tägliche Verhältniszahlen der Summen der aus Beobachtungen abgeleiteten und der mit dem linearen Begleitmodell (IBM) simulierten Abflusskomponenten Q_S und $Q_{B_{NLS}}$ (hier repräsentiert durch In_{NLS}) gegenüber den Positionen der Basisperiode des Abflussjahres. Zudem zeigt die Abbildung angepasste Schwingungsstrukturen, von denen jeweils nur die erste Komponente (Periode 365 Tage) im weiteren Verlauf der Modellentwicklung berücksichtigt wird.

Für die so ermittelten Schwingungen S_m können die Quadrate der Amplitude (C_m) und daraus die mittlere quadratische Abweichung der Schwingung von v_x , also deren Varianz $Var(S_m)$, berechnet werden (Gleichungen 30 und 31). Unter Verwendung des Parameters C kann die periodische Funktion für v_τ (Gleichung 27) auch als Reihe summierter Sinusfunktionen dargestellt werden (Gleichung 32). Dabei lässt sich die Phasenverschiebung φ_m der m -ten Sinusfunktion nach Hofius et al. (1986, S. 117) mit Gleichung 33 berechnen.

$$C_m^2 = A_m^2 + B_m^2 \quad (30)$$

$$Var(S_m) = \frac{C_m^2}{2} \quad (31)$$

$$v_\tau = v_x + \sum_{m=1}^M (C_m \cdot \sin(\frac{2 \cdot \pi \cdot m \cdot \tau}{\omega} + \varphi_m)) \quad (32)$$

$$\varphi_m = \arctan\left(\frac{A_m}{B_m}\right) \quad (33)$$

Bezeichnungen C_m [-], $Var(S_m)$ [-], φ_m [-] und weitere: siehe vorangehender Text und vorangehende Gleichungen.

Hier wurde der Ansatz nach Gleichung 32 demjenigen nach Gleichung 27 vorgezogen, da die Parameter C und φ im Vergleich zu A und B physikalisch und diagnostisch (bei der Analyse der Identifizierbarkeit der Parameter, vergleiche Kapitel 3.4) besser interpretierbar sind.

Über die berechneten Varianzen der Schwingungskomponenten ließ sich auch deren Signifikanz einschätzen. Dabei zeigte sich jeweils, dass der weitaus größte Anteil der periodisch bedingten Varianz bereits durch die erste Schwingungskomponente ($m = 1$) erklärt wird (87,5 % bei In_{NLS} , 79% bei

Q_s). Weitere Varianzanteile verteilen sich jeweils auf eine Vielzahl von Schwingungskomponenten, vor allem auf die zweiten bis vierten Komponenten mit 5% (\ln_{NLS}) und 10 % (Q_s). In ihrer zeitlichen Entwicklung ergeben diese Schwingungskomponenten ($m= 2$ bis 4) insgesamt jedoch keine physikalisch sinnvoll zu interpretierenden Verläufe (siehe Abbildung 39). Sie wurden offenbar bereits deutlich von einzelnen Hochwasserereignissen mitgeprägt, die auf anderem Wege sinnvoller im Modell zu erklären sind (siehe Kapitel 7.2.3). Auch im Sinne des Prinzips der Sparsamkeit (vergleiche Kapitel 3.3) wurden daher jeweils nur die Schwingungskomponenten der Basisperiode (für Q_s und für \ln_{NLS} bzw. QB_{NLS}) in der weiteren Modellentwicklung mitgeführt. Die beschriebene Analyse gab dabei bereits Aufschluss über die Größenordnung der Parameter dieser Schwingungen, die jedoch noch mit nachzuführenden Parameterwerten der Speicherkaskaden n und k optimal abzustimmen waren.

In der gegenüber dem linearen Begleitmodell (Gleichung 25) erweiterten Modellstruktur des saisonal differenzierten Begleitmodells werden die mittleren Abflusskoeffizienten der Abflussprozesskomponenten jeweils mit einem saisonal variierenden Faktor v_τ multipliziert (siehe Gleichung 34):

$$QK_{i,\tau} = v_\tau \cdot mAKF \cdot \left(\sum_{j=1}^i h_j \cdot GI_{i-j+1} \right) + r_i \quad (34)$$

Bezeichnungen QK [m^3/s], GI [m^3/s], r [m^3/s], $mAKF$ [-], h [-], i [d], j [d], v [-], τ [d]: siehe Gleichungen 25, 27 und vorangehender Text .

Mit den in der Größenordnung bekannten Parameterwerten für v_x , C_1 , ϕ_1 , n und k (jeweils für die schnelle Abflusskomponente und für die nichtlineare Basisabflusskomponente bzw. die NLS-Eingangsgröße) wurden diese in den relevanten Bereichen geeignet abgestuft und zu neuen Parameterlisten kombiniert. Mit diesen wurde das saisonal differenzierte Begleitmodell wiederum iterativ angewandt und diagnostiziert, um optimale Parameterwerte zu ermitteln. Die Abbildungen A-9 und A-10 im Anhang A.11 zeigen eine Zusammenstellung der bei diesem SRS erhaltenen unteren Hüllkurven der RMSE-Antwortflächen für verschiedene Parameter bzw. Parameterkombinationen.

Für die schnelle Abflusskomponente Q_s bestand diese Optimierung einfach in der Faltung der GI_i mit der linearen Speicherkaskade, deren Ausgänge mit dem saisonal variierenden Abflusskoeffizient ($v_\tau \cdot mAKF$) multipliziert und anschließend diagnostiziert wurden.

Bei der nichtlinearen Basisabflusskomponente QB_{NLS} wurde diese Vorgehensweise modifiziert, um neben einer (zumindest nahezu) optimalen Modellanpassung auch gut identifizierbare und damit begründete Parameterwerte zu erhalten. Grundsätzlich wurde hierbei durch das saisonal differenzierte Begleitmodell die Variable \ln_{NLS} simuliert, bevor diese in den NLS einging und durch diesen zur Variable QB_{NLS} transformiert wurde (Auflösung der Gleichung 23 nach $QB_{NLS, i}$). Zur Kalibrierung dieser Modellstruktur wurde zunächst eine Diagnose der QB_{NLS} durchgeführt, womit die Schwingungsparameter wegen der bei QB_{NLS} im Vergleich zu \ln_{NLS} geringeren Streuung eindeutiger zu identifizieren waren (siehe Abbildung A-10). Dabei waren die zu den optimalen QB_{NLS} -Simulationen gehörigen Parameter n und k kaum identifizierbar, da – wie bereits im Kapitel 7.1.2 experimentell festgestellt – der NLS-Ausgang (QB_{NLS}) gegenüber der detaillierten zeitlichen Verteilung des Eingangs (\ln_{NLS}) relativ

unempfindlich ist (siehe Abbildung A-10). Aus diesem Grund wurde das saisonale Begleitmodell mit den bereits festgestellten Schwingungsparametern erneut iterativ angewandt und für die \ln_{NLS} -Reihe diagnostiziert, um damit optimale Parameterwerte für n und k zu ermitteln (siehe Abbildung A-10). Die mit diesen Parameterwerten simulierte \ln_{NLS} -Reihe ergibt nach ihrem Durchgang durch den NLS eine simulierte QB_{NLS} -Reihe, die – bei besser begründeten Parametern – annähernd genauso gut an die beobachtete QB_{NLS} -Reihe angepasst ist wie die mit frei angepassten n - und k -Werten simulierte Reihe (siehe Abbildung A-10).

Die mit dem saisonal differenzierten Begleitmodell erreichten NSE betragen 0,675 (\ln_{NLS}) bzw. 0,78 (QB_{NLS}) und 0,56 (Q_S) und sind damit deutlich höher als die NSE des linearen Begleitmodells (siehe Kapitel 7.2.1). Neben der verbesserten Modellanpassung ist anhand der Wölbungen der unteren Hüllkurven der RMSE-Antwortflächen sowohl für Q_S als auch für \ln_{NLS} eine gegenüber dem linearen Begleitmodell leicht verbesserte Identifizierbarkeit der Parameterkombinationen der Speicherkaskaden festzustellen. Auch die Schwingungsparameter sind für Q_S und QB_{NLS} gut identifizierbar (siehe diagnostische Diagramme im Anhang A.11). Damit ist die Einführung der auch physikalisch sinnvollen Saisonstrukturen insgesamt gut begründet.

Abbildung 40 zeigt schließlich die saisonal variierenden Faktoren v_τ für die Abflusskomponenten QB_{NLS} und Q_S im Verlauf des Abflussjahres. Dabei ist eine plausible Phasenverschiebung von ca. zwei Wochen erkennbar, bei der der Faktor für Q_S dem für QB_{NLS} bzw. \ln_{NLS} nachläuft. Im mittleren saisonalen Systemverhalten (unter Ausschluss der Mittelgebirgsresiduen, vergleiche Kapitel 3.5.2, 7.3 und Einleitung von 7.2) kommt es demnach zunächst zu einer Änderung der Eingangsbedingungen in die unterirdischen Gebietspeicher, die im Modell durch den NLS repräsentiert werden, bevor sich eine vom Füllungszustand dieser Speicher beeinflusste Änderung auch bei der Bildung der schnellen Abflusskomponente ergibt.

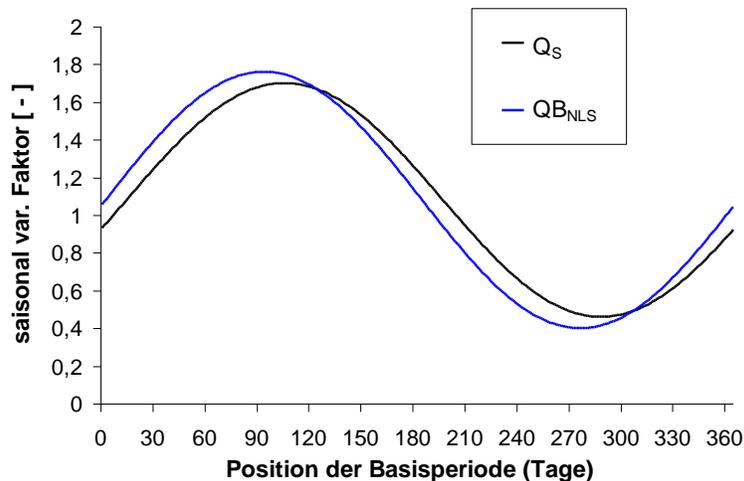


Abbildung 40: Faktoren v_τ des saisonalen Begleitmodells für die Abflusskomponenten QB_{NLS} und Q_S im Verlauf der Basisperiode eines Abflussjahres (Positionen 1, .., 365, entsprechend 1. November, .., 31. Oktober).

7.2.3. Nichtlineare Transformation als abschließender Entwicklungsschritt des Grundmodells mit dessen Diagnose

Für die weitere Modellentwicklung waren die im saisonal differenzierten Begleitmodell verbliebenen Defizite zu identifizieren und durch fortschreitende Modifizierung der Modellstruktur zu berücksichtigen. Neben der robusten, im ereignisübergreifenden Gesamtprozess wirksamen und damit zuverlässig erfassbaren Saisonstruktur war dabei die bei einzelnen Ereignissen wirksame, nichtlineare Dynamik durch zusätzliche, flexiblere und zustandsabhängige Modellstrukturen zu erfassen.

Nichtlineare Abflussreaktionen ergeben sich vor allem in Abhängigkeit von den bei dem Abflussereignis herrschenden Feuchtebedingungen. Je feuchter das Einzugsgebiet bei einem Abflussereignis ist, desto geringer ist sein Rückhaltevermögen und desto stärker seine Abflussreaktion. Ohne hinreichende Berücksichtigung dieser nichtlinearen Zusammenhänge werden durch ein NA-Modell kleine Abflüsse unterschätzt und große Abflüsse unterschätzt (siehe z. B. Kachroo und Natale, 1992, S. 350-354). Ein großer Anteil der nichtlinearen Abflussreaktion kann durch eine geeignete Gliederung des hydrologischen Gesamtsystems in Teilsysteme erklärt werden, wie sie über die Abflussganglinienseparation im Kapitel 7.1 begründet abgeleitet wurden. Für eine weiter detaillierte Gliederung des Systems des großskaligen Zwischengebiets Dresden-Aken ist die verfügbare Datengrundlage begrenzt bzw. entsteht leicht das Problem der Überparametrisierung des Modells aufgrund epistemischer Unsicherheit (vergleiche Kapitel 3.3 sowie Beven, 2008, S. 3550).

Im Rahmen des deduktiven Ansatzes der Modellentwicklung wurden daher anhand der Analyse der Struktur des Modellfehlers des saisonal differenzierten Begleitmodells zustandsabhängige Ausgleichsfunktionen entwickelt, durch die die Anpassung an die aus beobachteten Abflüssen abgeleiteten Abflusskomponenten verbessert wird. Um die Unsicherheit der Modellausgänge zu begrenzen, wurde dabei im Gesamtkontext der Modellentwicklung darauf geachtet, dass die Ausgleichsfunktionen möglichst nur schwach nichtlinear sind und ein möglichst großer Anteil des Abflussprozesses durch besser begründete oder robustere Modellkomponenten (siehe Kapitel 7.1, 7.2.1, 7.2.2 und 7.3) erklärt wird (vergleiche Schoups et al., 2008, S. 1, 10f.).

Der Feuchtezustand des Einzugsgebiets bei einem Abflussereignis resultiert neben der saisonalen Entwicklung aus der Feuchtedynamik beim Ereignis selbst und aus dessen Vorfeuchtebedingungen.

Eine geeignete Methode zur Identifikation notwendiger Ausgleichsfunktionen ist die Analyse des Zusammenhangs zwischen den Ausgängen der noch nicht vollständigen Modellstruktur („Begleitvariable“ des optimierten saisonal differenzierten Begleitmodells) einerseits und den aus Beobachtungen abgeleiteten Werten von Abflussprozesskomponenten („Hauptvariable“, siehe Nr. 8 der Abbildung 8 in Kapitel 3.5.2) andererseits in einem Streudiagramm. In Abbildung 41 sind die Wertepaare der genannten Variablen für I_{NLS} und für Q_S aufgetragen, um den (nichtlinearen) Einfluss der Feuchtedynamik beim Ereignis selbst zu identifizieren. Als Referenz ist jeweils auch die lineare Regressionsgerade der Wertepaare eingezeichnet.

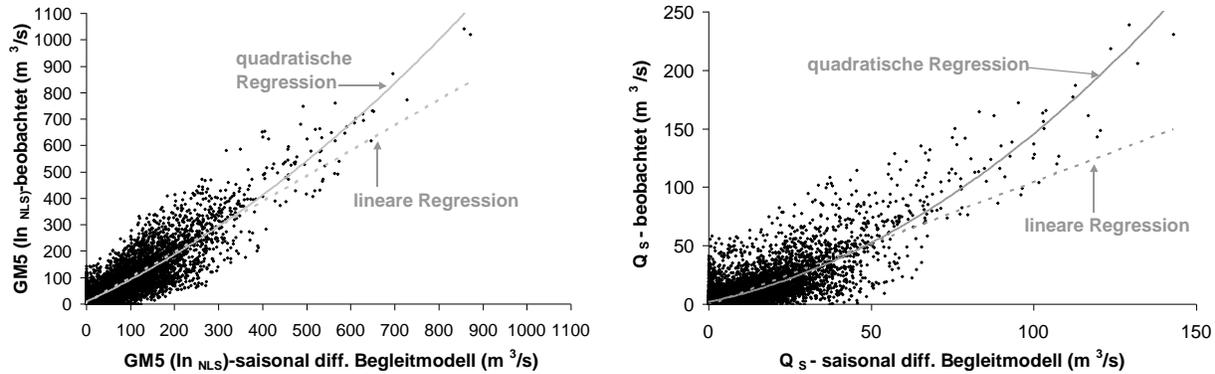


Abbildung 41: Streudiagramme der aus beobachteten Abflüssen abgeleiteten Größen In_{NLS} und Q_S gegenüber den über das optimierte saisonal differenzierte Begleitmodell simulierten Größen. Bei In_{NLS} wurden fünftägige Gleitmittel GM5 aufgetragen, um Zusammenhänge trotz stark streuender In_{NLS} -Wertepaare besser erkennen zu können. Besonders für Q_S deutet sich ein nichtlinearer Zusammenhang an, der in der Modellentwicklung zu berücksichtigen ist.

Für Q_S ist dabei ein nichtlinearer Zusammenhang besonders zum Hochwasserbereich hin recht deutlich erkennbar und auch plausibel, da diese Abflusskomponente aus oberflächennahen Systembereichen mit ereignisspezifisch relativ stark variierenden hydrologischen Zuständen stammt.

Für In_{NLS} wurde die im Kapitel 7.1.2 gewonnene Erkenntnis genutzt, dass sich die genaue zeitliche Verteilung dieser Eingangsgröße aufgrund der Speicherwirkung des NLS nur relativ schwach auf QB_{NLS} auswirkt. Daher war es gerechtfertigt, die stark streuenden Werte von In_{NLS} in Abbildung 41 mit einem fünftägigen Gleitmittel zu glätten, um nichtlineare Zusammenhänge eher erkennen zu können. Der Zusammenhang bei den aus gedämpften QB_{NLS} abgeleiteten In_{NLS} zeigt erwartungsgemäß eine deutlich schwächere Nichtlinearität als bei Q_S , auch weil nichtlineare Eigenschaften von QB_{NLS} bereits durch die Wirkung des NLS erklärt werden.

Um die nichtlinearen Zusammenhänge zu quantifizieren, wurden nichtlineare Regressionsanalysen durchgeführt (siehe Abbildung 41). Es wurde ein polynomialer (quadratischer) Regressionsansatz gewählt, um die Zusammenhänge mit angemessener Flexibilität zu erfassen. Robustere Ansätze, die über Logarithmierung des Regressanden oder Logarithmierung des Regressanden und des Regressors linearisiert werden können, erwiesen sich dagegen nicht als hinreichend flexibel. Wie bereits einleitend im Kapitel 7.2 angesprochen, wurden Zeitabschnitte mit signifikantem Input-Überschuss im Mittelgebirgsbereich und markanten Hochwasserspitzen bei der hier dokumentierten Entwicklung des Grundmodells ausgeblendet. Sie könnten auch durch Regressionen mit (fehleranfälligen) Polynomen höheren Grades nicht zufriedenstellend erfasst werden und wurden geeigneter durch Zuschaltung eines ereignisbasierten Mittelgebirgsmodells simuliert (siehe Kapitel 3.5.2 und 7.3).

Mit dem Bezug der kurzfristig sehr dynamischen, beobachteten Größen Q_S und In_{NLS} auf ihre jeweiligen Ausgänge des saisonal differenzierten Begleitmodells wurde insbesondere die Feuchtedynamik während des Ereignisses selbst mit nur kurzfristigem Gedächtniseffekt berücksichtigt. Wie im Kapitel 3.3 angesprochen, war auch die Einbeziehung der aus der erweiterten hydrometeorologischen Vor-

geschichte und dem Systemgedächtnis des Einzugsgebiets resultierende Vorfeuchte wesentlich. Ein geeignetes, zeitvariantes und kontinuierliches Vorfeuchtemaß nach der bis hierhin erfolgten Modellentwicklung ist die im saisonal differenzierten Begleitmodell (sBM) simulierte, im NLS gespeicherte Wassermenge bzw. der hiermit nach Gleichung 14 verknüpfte nichtlineare Basisabfluss ($QB_{NLS, sBM}$). Für Q_S kann auch bereits die mit der zustandsabhängigen Ausgleichsfunktion für In_{NLS} simulierte, nichtlineare Basisabflusskomponente ($QB_{NLS, GM}$; Index GM zur Kennzeichnung des Grundmodells in seiner Endstufe, siehe unten) genutzt werden. Um den möglichen Beitrag dieser Vorfeuchtemaße zur verbesserten Simulation mit dem Grundmodells zu untersuchen, wurden Korrelationen zwischen den nach der quadratischen Transformation der Ausgänge des saisonal differenzierten Begleitmodells für In_{NLS} (5-tägiges Gleitmittel) bzw. Q_S verbliebenen Residuen einerseits und $QB_{NLS, sBM}$ bzw. $QB_{NLS, GM}$ andererseits analysiert. Für Q_S ergab sich ein Korrelationskoeffizient von 0,21, für In_{NLS} (5-tägiges Gleitmittel) einer von 0,16. Hinweise auf einen nichtlinearen Zusammenhang zwischen den Residuen und $QB_{NLS, sBM}$ bzw. $QB_{NLS, GM}$ (Bestimmtheitsmaß einer quadratischen Regression „Residuum vs. QB_{NLS} “ im Vergleich zu dem der linearen Regression) ergaben sich nicht. Auch wenn die Korrelationskoeffizienten nicht besonders hoch sind, gaben sie den Hinweis, dass die Berücksichtigung von $QB_{NLS, sBM}$ bzw. $QB_{NLS, GM}$ als linear einbezogenes Maß für den gedächtnisabhängigen Systemzustand zu einer merklichen Verbesserung der Modellanpassungen führen kann.

Nach den angesprochenen Analysen zur Struktur des Modellfehlers des saisonal differenzierten Begleitmodells wurde ein multipler Regressionsansatz als nichtlineare Ausgleichsfunktion bei der Simulation der Abflussprozesskomponenten In_{NLS} (Gleichung 35) und Q_S (Gleichung 36) aufgestellt.

$$In_{NLS,i} = \beta_0 + \beta_1 \cdot In_{NLS,sBM,i} + \beta_2 \cdot In_{NLS,sBM,i}^2 + \beta_3 \cdot QB_{NLS,sBM,i} + e_i \quad (35)$$

$$Q_{S,i} = \beta_0 + \beta_1 \cdot Q_{S,sBM,i} + \beta_2 \cdot Q_{S,sBM,i}^2 + \beta_3 \cdot QB_{NLS,GM,i} + e_i \quad (36)$$

mit In_{NLS}, Q_S : Abflussprozesskomponenten [m^3/s], siehe vorangehender Text bzw. Kapitel 7.1.2, In_{NLS} hier als 5-tägiges Gleitmittel;

β_0 bis β_3 : Regressionskoeffizienten: β_0 [m^3/s], β_1 und β_3 [-], β_2 [m^3/s^{-1}];

sBM : saisonales Begleitmodell;

GM : Grundmodell in seiner Endstufe (siehe unten);

QB_{NLS} : Ausgangsgröße des NLS, [m^3/s];

e : zufälliger oder auf epistemischer Unsicherheit beruhender Fehler, [m^3/s];

i : Index des täglichen Zeitschritts, [d].

Beim Einbau dieser nichtlinearen Ausgleichsfunktionen in die damit vollständig ausdifferenzierte Struktur des Grundmodells ergeben sich Parameterinterdependenzen zwischen den Parametern der Saisonstrukturen und der nichtlinearen Ausgleichsfunktionen, insbesondere zwischen v_x und β_0 und zwischen C_1 und β_1 bis β_3 . In diesem Zusammenhang wurden die im saisonal differenzierten Begleitmodell abgeleiteten Saisonstrukturen der Abflusskoeffizienten (saisonal variierende Faktoren v_τ) fixiert, da sie im Gegensatz zu den stärker von Einzelereignissen geprägten nichtlinearen Ausgleichsfunktio-

nen langjährige mittlere und damit gut begründete und robuste Prozesseigenschaften darstellen. Eine mögliche Verbesserung der Modellanpassung an die aus Beobachtungen abgeleiteten Größen durch die Variation dieser Saisonstrukturen sowie die damit verbundenen Unsicherheiten wurden allerdings ebenfalls analysiert (siehe unten).

In der Anwendung und Kalibrierung der weiterentwickelten Modellstruktur wurden zunächst die Größen Q_S , In_{NLS} und QB_{NLS} mit dem saisonal differenzierten Begleitmodell iterativ für die Kombinationen einer geeigneten Parameterliste (variable n und k , fixierte Schwingungsparameter des optimierten saisonal differenzierten Begleitmodells) berechnet. Die berechneten Größen sowie die entsprechenden, aus Beobachtungen abgeleiteten Größen In_{NLS} (jeweils als fünftägiges Gleitmittel) und Q_S gingen in die Regressionsgleichungen (Gleichung 35 bzw. 36) ein. Diese wurden jeweils analytisch gelöst, womit der Kalibrierungsaufwand stark eingeschränkt wurde. Die nach dieser nichtlinearen Transformation erhaltene Größe In_{NLS} durchlief anschließend den NLS, um den Modellausgang der nichtlinearen Basisabflusskomponente zu bilden (Auflösung der Gleichung 23 nach $QB_{NLS, i}$ bzw. $QB_{NLS, GM, i}$ mit der Kennzeichnung GM als Endstufe des Grundmodells für diese Komponente). $QB_{NLS, GM, i}$ wurde schließlich in Gleichung 36 verwendet, um die Größe Q_S nichtlinear zu transformieren, die danach direkt den Ausgang des Grundmodells für diese Komponente darstellt.

Die mit dieser Modellkalibrierung erreichten NSE (RMSE) betragen 0,70 (53,27 m³/s) für In_{NLS} bzw. 0,81 (24,80 m³/s) für QB_{NLS} und 0,62 (10,14 m³/s) für Q_S . Die Modellanpassung ist damit noch einmal merklich bzw. bei Q_S deutlich besser als beim saisonal differenzierten Begleitmodell, bei dem NSE von 0,675 (In_{NLS}) bzw. 0,78 (QB_{NLS}) und 0,56 (Q_S) erreicht wurden. Die für die simulierten Abflusskomponenten optimierten Modellparameter sind in der Tabelle 5 zusammengefasst.

Tabelle 5: Parameterwerte des Grundmodells für eine optimale Modellanpassung an die aus Beobachtungen abgeleiteten Abflusskomponenten im Zwischengebiet Dresden-Aken bei Fixierung der optimierten Saisonstrukturen des saisonal differenzierten Begleitmodells.

a. lineare Speicherkaskaden:

Abflusskomponente	n	K	(n-1) · k	n · k	n · k ²
QB_{NLS} bzw. In_{NLS}	13,1	0,3	3,63	3,93	1,197
Q_S	6,7	0,5	2,85	3,35	1,675

b. saisonal variierende Faktoren der Abflusskoeffizienten:

Abflusskomponente	v_x	C_1	φ_1
QB_{NLS} bzw. In_{NLS}	1,08	0,68	0,998
Q_S	1,08	0,62	0,791

c. Regressionskoeffizienten der nichtlinearen Transformationsgleichungen:

Abflusskomponente	β_0	β_1	β_2	β_3
QB_{NLS} bzw. In_{NLS}	-4,53	0,648	0,00046	0,308
Q_S	-1,51	0,411	0,00778	0,0834

Um die Modellstruktur und die optimierten Parameterwerte besser zu begründen, wurde erneut eine Analyse der Identifizierbarkeit der Parameter durchgeführt, indem Modellläufe mit einem SRS für alle Parameterkombinationen innerhalb der nach den vorangehenden Entwicklungsschritten plausiblen Bereichen durchgeführt wurden und die jeweils berechneten unteren Hüllkurven (UHK) der RMSE-Antwortflächen für die simulierten Größen Q_S und \ln_{NLS} bzw. QB_{NLS} gegenüber den Parametern oder Parameterkombinationen aufgetragen wurden (siehe Abbildungen 43 bis 48).

Neben den bereits in den Kapiteln 7.2.1 und 7.2.2 analysierten Parametern und Parameterkombinationen wurden auch die Parameter β_0 und β_3 der Gleichungen 35 und 36 sowie ein aus den allein wenig aussagekräftigen Parametern β_1 und β_2 der nichtlinearen Ausgleichsfunktion berechnetes Nichtlinearitätsmaß auf ihre Identifizierbarkeit analysiert. Zur Ermittlung des Nichtlinearitätsmaßes wurden für die Abflussprozesskomponente QK des Grundmodells (\ln_{NLS} bzw. Q_S) bis zum maximalen Wert von QK_{SBM} die nichtlineare Funktion $QK = \beta_1 \cdot QK_{SBM} + \beta_2 \cdot QK_{SBM}^2$ sowie die lineare Verbindung zwischen Null und dem Maximum dieser Funktion berechnet. Das Nichtlinearitätsmaß ergibt sich dann aus dem Verhältnis der Fläche zwischen der Linearverbindung und der nichtlinearen Funktion und der gesamten Fläche unterhalb der Linearverbindung (siehe Abbildung 42).

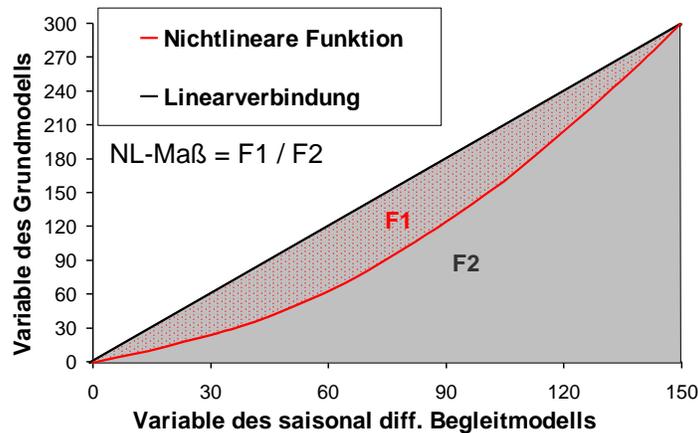


Abbildung 42: Schematische Darstellung zur Definition eines Nichtlinearitätsmaßes für die Analyse der Parameteridentifizierbarkeit bei der nichtlinearen Transformation des Grundmodells.

Die Abbildungen 43 bis 48 enthalten - soweit bereits vorhanden - als Referenz zudem die entsprechenden UHK der RMSE-Antwortflächen vorangehender Stufen der Modellentwicklung (lineares und saisonal differenziertes Begleitmodell, die auch als Benchmark-Modelle aufzufassen sind, vergleiche Kapitel 3.4). Mit dieser Referenz wird ein umfassenderes Bild zur Bedeutung der in den verschiedenen Entwicklungsstufen eingebrachten Modellstrukturkomponenten bei der Erklärung der jeweiligen hydrologischen Abflussprozesskomponente erzeugt. Darüber hinaus zeigt der Vergleich der UHK mit denen der Referenz nicht nur, wie gut die Parameter(-kombinationen) in der Endstufe des Grundmodells identifizierbar und damit begründet sind, sondern auch auf dem Weg dorthin über die Entwicklung der Modellstruktur nach dem Prinzip der fortschreitenden Modifizierung.

Für die Parameterkombinationen der Speicherkaskaden (für Q_S und I_{NLS}) ist die gute Identifizierbarkeit bis zur Endstufe des Grundmodells in vergleichbarer Weise gegeben. Auch die abschließende Einführung der nichtlinearen Transformation durch die Gleichungen 35 und 36 führte unter diesem Gesichtspunkt nicht zu einer nachteiligen Parameterinterdependenz und -unsicherheit.

Bei Fixierung der optimalen Saisonstrukturen des saisonal differenzierten Begleitmodells sind auch die Parameter der Gleichung 35 und 36 bzw. die Nichtlinearitätsmaße gut identifizierbar. Werden die Saisonstrukturen allerdings variiert, ergeben sich - wie erwartet - bei nur leichter Verbesserung der Modellanpassung (RMSE 52,32 statt 53,27 m^3/s bei I_{NLS} , 23,32 statt 24,45 m^3/s (mit frei wählbaren n und k) bei $Q_{B_{NLS}}$ und 9,95 statt 10,14 m^3/s bei Q_S) deutliche Nachteile in der Identifizierbarkeit der Parameter β_0 und β_3 , der Nichtlinearitätsmaße und der Schwingungsparameter v_x und C_1 . RMSE-Minima der UHK sind bei variierten Schwingungsparametern C_1 und v_x für Q_S und $Q_{B_{NLS}}$ deutlich schwächer ausgeprägt als bei den Referenz-UHK des saisonal differenzierten Begleitmodells oder gar nicht mehr erkennbar. Die RMSE-Minima der UHK für die Parameter β_0 und β_3 und das Nichtlinearitätsmaß sind bei den nichtlinear transformierten Größen I_{NLS} und Q_S bei variierten Saisonstrukturen ebenfalls deutlich schlechter zu identifizieren als bei Fixierung der optimalen Saisonstrukturen des saisonal differenzierten Begleitmodells (Ausnahme β_3 für Q_S). Zudem ergeben sich die RMSE-Minima bei variierten Saisonstrukturen bei höheren Nichtlinearitätsmaßen als bei den fixierten Saisonstrukturen (0,27 gegenüber 0,24 bei Q_S , 0,18 gegenüber 0,14 bei I_{NLS}). Offenbar wird hier jeweils eine schwächere Dynamik der Saisonstruktur (Parameter C_1) durch eine stärkere (und dabei weniger gut identifizierbare) ereignisbezogen nichtlineare Dynamik ausgeglichen. Damit wird das Grundmodell ohne die Fixierung der Saisonstrukturen des saisonal differenzierten Begleitmodells fehleranfälliger, gerade auch im besonders interessierenden Hochwasserbereich. Da zudem die Anpassungsgüten des Grundmodells durch Variation der Saisonstrukturen nur geringfügig verbessert werden, wird durch die Analyse der Parameteridentifizierbarkeit die anfangs getroffene Entscheidung zur Fixierung der im saisonal differenzierten Begleitmodell optimierten Saisonstrukturen als langjährig mittlere und damit gut begründete und robuste Prozesseigenschaft bestätigt. Dem nur geringfügig schlechter angepassten, dafür jedoch zuverlässigeren Modell wird der Vorzug gegeben (vergleiche Andréassian et al., 2009, S. 1761).

Neben der Analyse der Parameteridentifizierbarkeit wurde auch eine Validierung über split-sample-Tests (vergleiche Kapitel 3.4) durchgeführt, um die Zuverlässigkeit der abgeleiteten Modellstruktur und ihrer kalibrierten Parameter zu prüfen. Die split samples wurden über eine einfache Zweiteilung der Reihen 1963-1996 definiert. Dabei sind die beiden Teilreihen (1963-1979 und 1980-1996) mit ähnlichen statistischen Eigenschaften des Gesamtabflusses und der Abflusskomponenten Q_S und $Q_{B_{NLS}}$ gut vergleichbar. Für beide Teilreihen wurde jeweils eine erneute Kalibrierung des Grundmodells durchgeführt. Die dabei erhaltenen Werte für die Parameter oder Parameterkombinationen und die berechneten Gütemaße zeigen jeweils vergleichbare Größenordnungen wie für die Gesamtreihen, womit eine erste Bestätigung der Modellstruktur und ihrer Parameterwerte gegeben ist (siehe Tabelle A-3 im Anhang A.12 im Vergleich zu Tabelle 5).

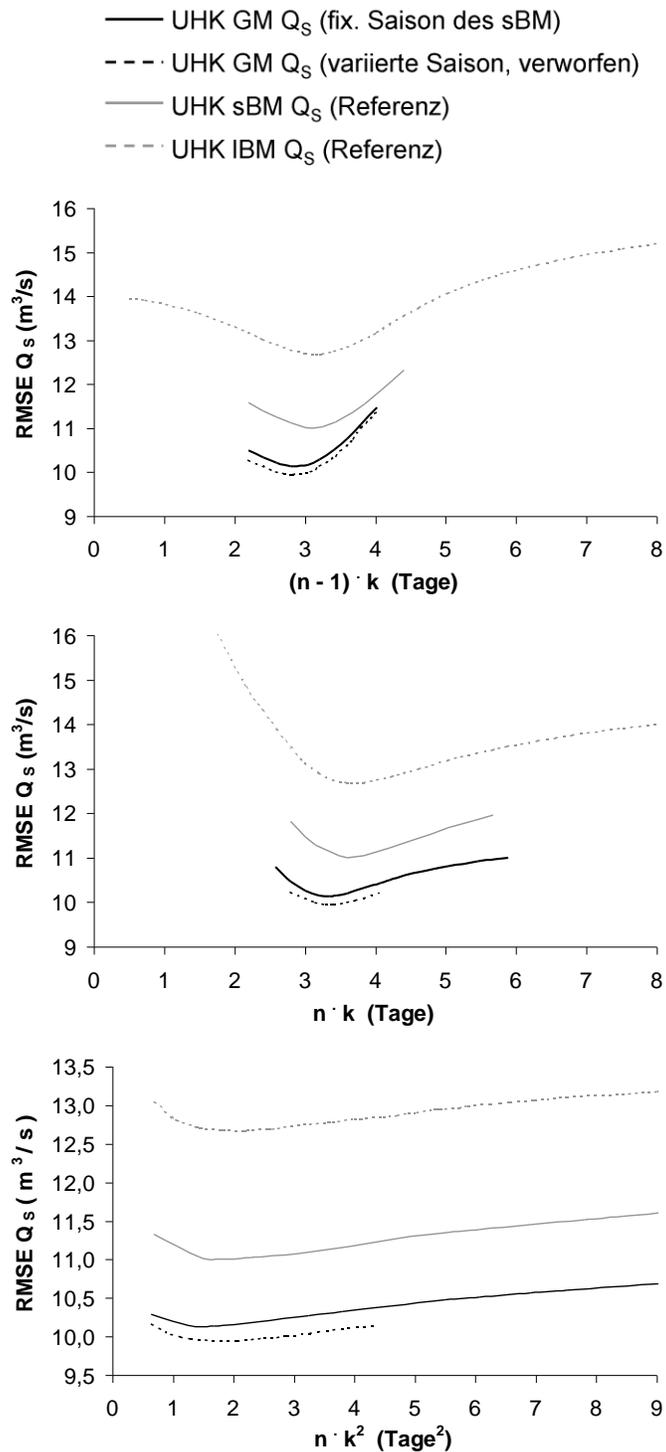


Abbildung 43: Untere Hüllkurven (UHK) der RMSE-Antwortflächen für Kombinationen der Parameter n und k des Grundmodells (GM) für die schnelle Abflusskomponente Q_s . Dargestellt werden die UHK für Modellanwendungen mit fixierter optimaler Saisonstruktur des saisonal differenzierten Begleitmodells (sBM) und mit variierte Saisonstruktur. Als Referenz dienen die UHK des sBM und des linearen Begleitmodells (IBM).

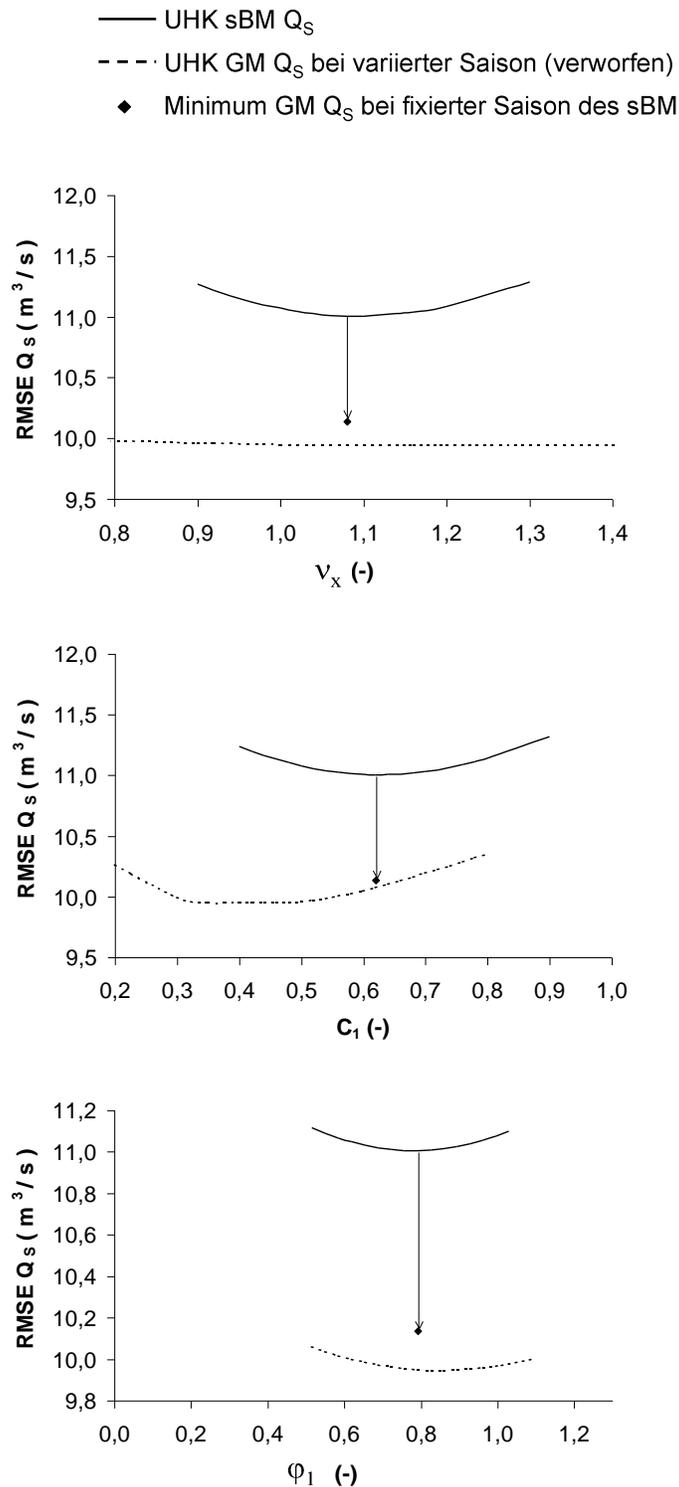


Abbildung 44: Untere Hüllkurven (UHK) der RMSE-Antwortflächen für Schwingungsparameter des Grundmodells (GM) für die schnelle Abflusskomponente Q_s . Dargestellt werden die UHK des GM und des saisonal differenzierten Begleitmodells (sBM) sowie die Minima des GM mit fixierter optimaler Saisonstruktur des sBM.

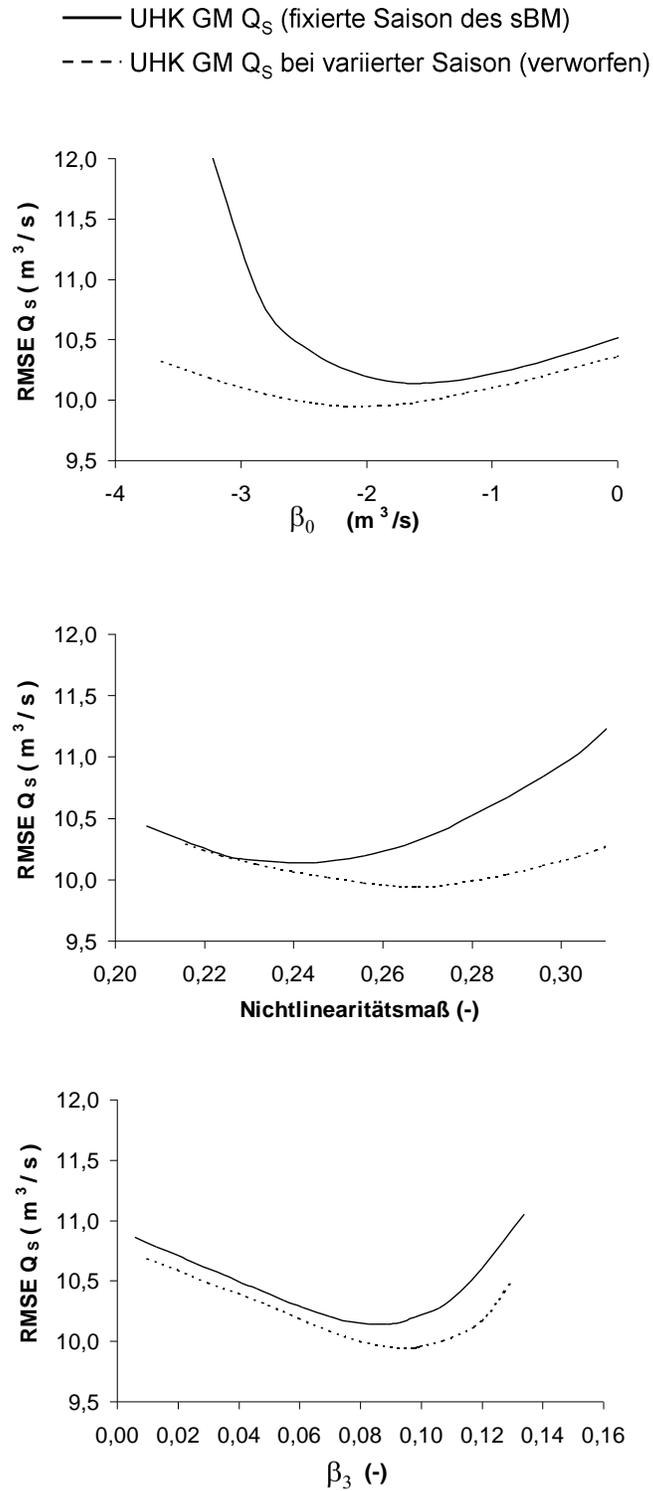


Abbildung 45: Untere Hüllkurven (UHK) von RMSE-Antwortflächen der Parameter β_0 und β_3 und des Nichtlinearitätsmaßes aus den Parametern β_1 und β_2 des Grundmodells (GM) für die schnelle Abflusskomponente Q_s . Dargestellt werden die UHK des GM bei variiertem Saisonstruktur und bei fixierter optimaler Saisonstruktur des saisonal differenzierten Begleitmodells (sBM).

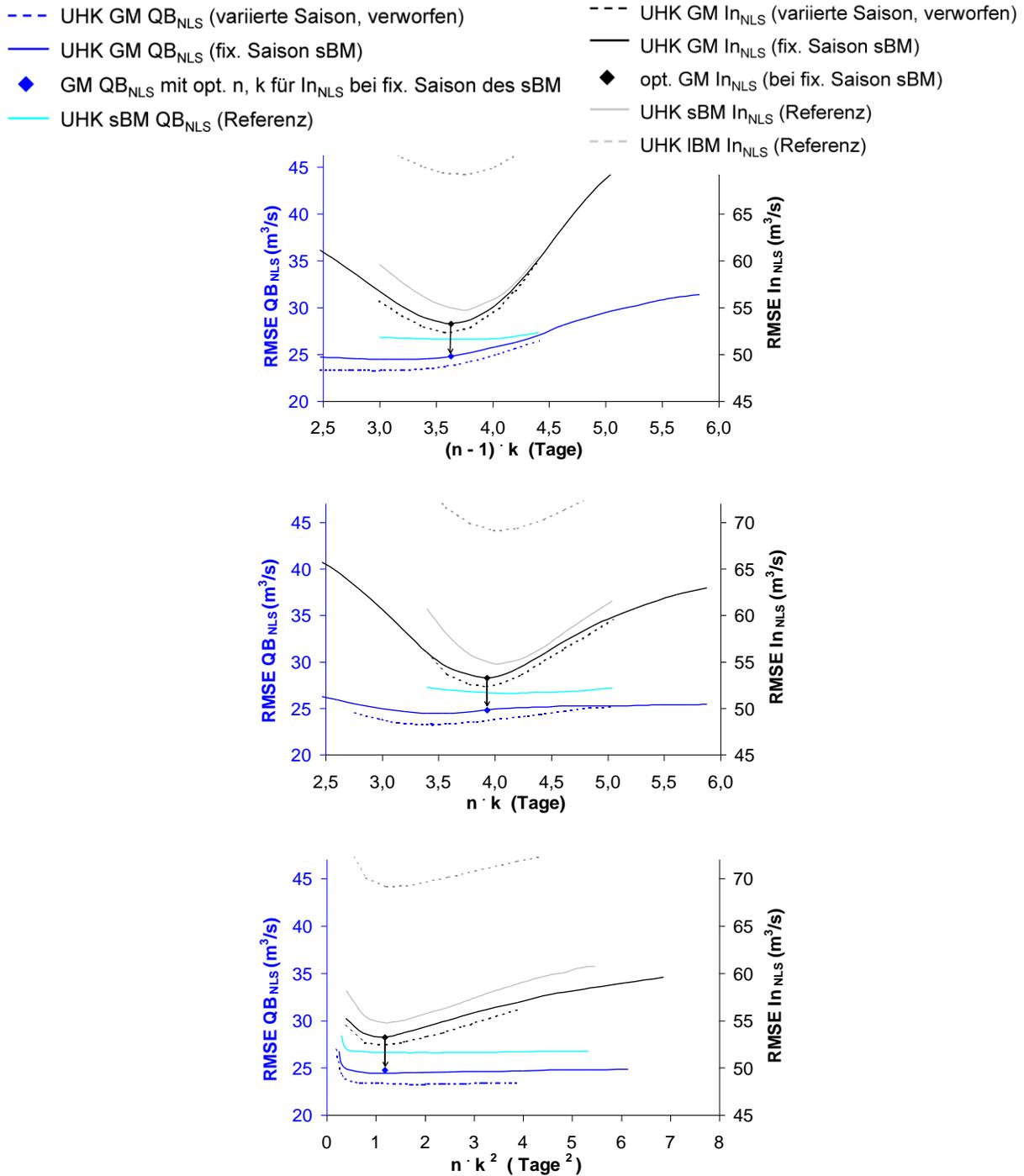


Abbildung 46: Untere Hüllkurven (UHK) von RMSE-Antwortflächen für Kombinationen der Parameter n und k des Grundmodells (GM) für die nichtlineare Basisabflusskomponente QB_{NLS} und den NLS-Eingang In_{NLS} . Gezeigt werden die UHK für Modellanwendungen mit fixierter optimaler Saisonstruktur des saisonal differenzierten Begleitmodells (sBM) und mit variierte Saisonstruktur. Als Referenz dienen die UHK des sBM und des linearen Begleitmodells (IBM). Das GM mit fixierter optimaler Saisonstruktur des sBM und hiermit optimierten, weiteren Parametern für In_{NLS} wurde als geeignete Variante gewählt.

- UHK sBM QB_{NLS}
- ◆ sBM QB_{NLS} mit opt. n u. k für In_{NLS} u. opt. Saison für QB_{NLS}
- UHK GM QB_{NLS} (varierte Saison, verworfen)
- ◆ GM QB_{NLS} mit opt. n u. k für In_{NLS} u. fix. Saison des sBM
- ◇ GM QB_{NLS} Minimum bei fix. Saison des sBM (verworfen)
- ◆ sBM In_{NLS} mit opt. n u. k für In_{NLS} u. opt. Saison für QB_{NLS} (Referenz)
- UHK GM In_{NLS} (varierte Saison, verworfen)
- ◆ GM In_{NLS} mit opt. n u. k für In_{NLS} bei fix. Saison des sBM

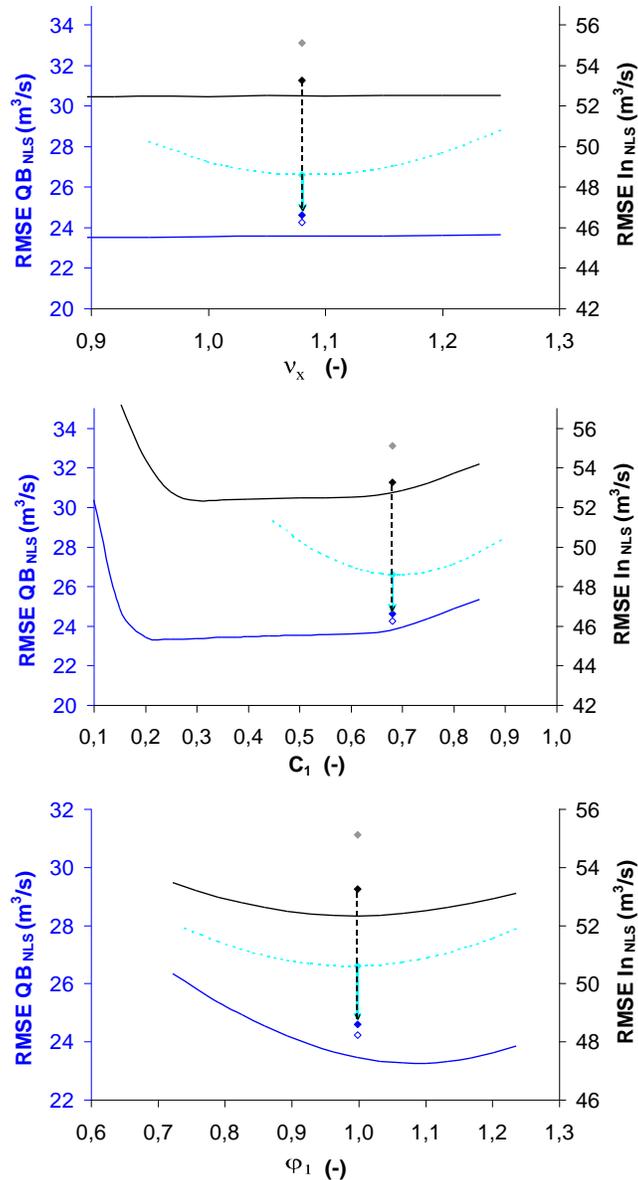


Abbildung 47: Untere Hüllkurven (UHK) von RMSE-Antwortflächen für Schwingungsparameter des Grundmodells (GM) für die nichtlineare Basisabflusskomponente QB_{NLS} und den NLS-Eingang In_{NLS} . Dargestellt werden auch die UHK des saisonal differenzierten Begleitmodells (sBM) für QB_{NLS} , dessen fixierte optimale Saisonstruktur zusammen mit den für In_{NLS} optimierten, weiteren Parametern der ausgewählten Variante des GM zugrunde liegen.

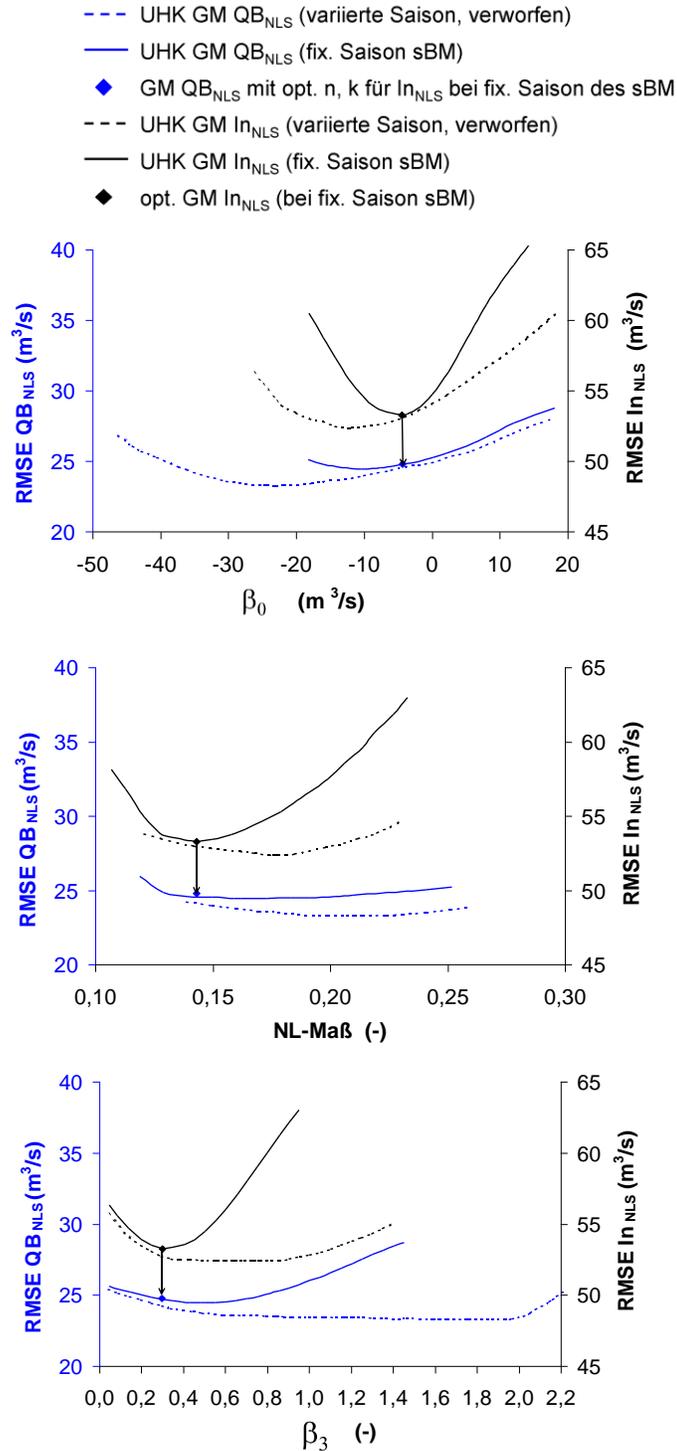


Abbildung 48: Untere Hüllkurven (UHK) von RMSE-Antwortflächen der Parameter β_0 und β_3 und des Nichtlinearitäts-(NL-)Maßes aus den Parametern β_1 und β_2 des Grundmodells (GM) für die nichtlineare Basisabflusskomponente QB_{NLS} und den NLS-Eingang In_{NLS} . Dargestellt werden die UHK des GM bei variierter Saisonstruktur und bei fixierter optimaler Saisonstruktur des saisonal differenzierten Begleitmodells (sBM). Das GM mit fixierter optimaler Saisonstruktur des sBM und hiermit optimierten weiteren Parametern für In_{NLS} wurde als geeignete Variante gewählt.

Anschließend wurden die Parameter der jeweils einen Teilreihe auf die jeweils andere Teilreihe übertragen, um mit den übertragenen Parametern neue Simulationen durchzuführen. Schließlich wurden die beiden mit übertragenen Parameterwerten simulierten Teilreihen jeweils zu einer simulierten Gesamtreihe zusammengefügt und diagnostiziert. Die auf diesem Weg erhaltenen Gütemaße waren für alle Abflusskomponenten nur geringfügig schlechter als die aus der Kalibrierung der Gesamtreihe erhaltenen optimalen Gütemaße. So ergaben sich für die simulierten Gesamtreihen mit übertragenen Parameterwerten bei QB_{NLS} ein NSE von 0,78 (statt 0,81) und bei Q_S ein NSE von 0,61 (statt 0,62). Mit diesem Ergebnis des split-sample-Tests sind die kalibrierten Parameterwerte (Tabelle 5) und die Struktur des Grundmodells validiert.

Schließlich wurden die simulierten Abflusskomponenten, auch mit der abhängig von den anderen Komponenten simulierten persistenten Basisabflusskomponente, zur simulierten Gesamtabflussreihe des Zwischengebiets Dresden-Aken überlagert. In der Diagnose gegenüber der aus Beobachtungen abgeleiteten Abflussreihe, bei der jedoch - wie zu Beginn des Kapitels 7.2 angesprochen - Mittelgebirgsresiduen bei signifikantem Inputüberschuss im Mittelgebirgsbereich ausgeblendet wurden, ergab sich für die Kalibrierung ein NSE von 0,81 und für die Validierung im split-sample-Test ein NSE von 0,79. Damit kann der bei weitem überwiegende Teil der Abflusszeitreihe (97,5 % der Zeitschritte) zufriedenstellend mit dem Grundmodell simuliert werden, wie Abbildung 49 exemplarisch für einen Zeitabschnitt aus dem Jahr 1994 zeigt.

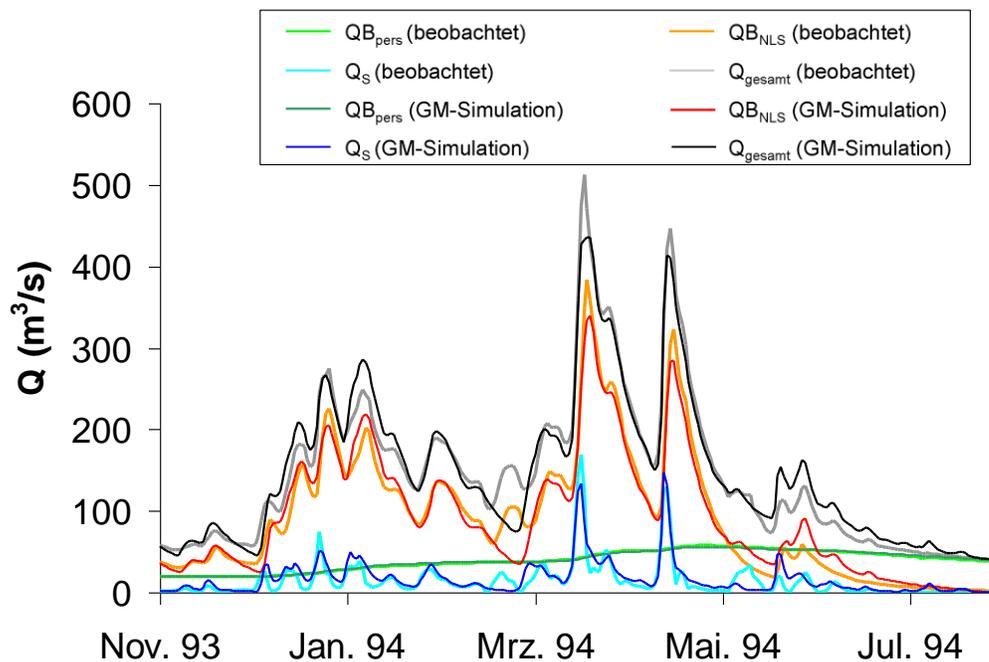


Abbildung 49: Aus Beobachtungen abgeleitete Abflussreihe des Zwischengebiets Dresden-Aken mit Abflusskomponenten sowie entsprechende Simulationen mit dem Grundmodell (GM) im Abflussjahr 1994.

7.3. Ereignisbasiertes Mittelgebirgsmodell für Hochwassersituationen bei inhomogener räumlicher Inputverteilung

In dem in Kapitel 7.2 entwickelten Blockansatz des Grundmodells wurde die räumliche Verteilung des hydrometeorologischen Inputs und der Abflussbildungseigenschaften im Einzugsgebiet noch nicht berücksichtigt. Wie in den Kapiteln 2.1 und 3.2 erörtert, ist bei der landschaftlich unterschiedlichen Prägung und dem Skalenbereich des Zwischengebiets Dresden-Aken allerdings ein Einfluss ereignisspezifischer räumlicher Verteilungseigenschaften des Inputs anzunehmen, besonders für schnell reagierende Abflusskomponenten, bei denen das Einzugsgebiet nur eine geringe Filterwirkung hat (Fencia, Savenije et al., 2008, S. 11). In der Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken treten solche Situationen vor allem als markante, aus dem Mittelgebirgsbereich stammende Hochwasserspitzen auf. Nach der Hypothese im Kapitel 3.5.2 wird im nun folgenden Kapitel in Ergänzung zum Grundmodell ein ereignisbasiertes Mittelgebirgsmodell entwickelt, um die betreffenden Ereignisse geeignet zu simulieren (rechter Bereich in Abbildung 8). Wie beim Grundmodell wird zunächst ein lineares Begleitmodell angesetzt (Kapitel 7.3.1), das durch fortschreitende Modifizierung zunächst zu einem zustandsabhängigen Begleitmodell (Kapitel 7.3.2) und schließlich zur Endstufe des Mittelgebirgsmodells (Kapitel 7.3.3) weiter entwickelt und dabei diagnostiziert wird.

Wie im Kapitel 7.2 einleitend erwähnt, wurden stark mittelgebirgsgeprägte Hochwasserereignisse aus der dort beschriebenen Entwicklung und Anwendung des Grundmodells ausgeschlossen. Die Notwendigkeit dieses Ausschlusses wurde jedoch durch eine vorangehende, im Kapitel 7.2 nicht dargestellte Anwendung des Grundmodells auf die vollständige Reihe erst identifiziert bzw. präzisiert. Dabei ergab sich bei Anwendung des Grundmodells auf die vollständige Reihe ein deutlich beeinträchtigtes NSE von 0,75 (statt 0,81 bei Ausschluss der genannten Ereignisse). Besonders auffällig war die Unterschätzung des Abflusses bei einer überschaubaren Anzahl der angesprochenen Hochwasserereignisse mit mehr oder weniger markant ausgeprägten Scheitelbereichen, die auch durch die nichtlineare Transformation im Grundmodell nicht zu beseitigen war und die somit entsprechende „GM-Mittelgebirgsresiduen“ des Grundmodells (Nr. 9 in Abbildung 8) ergab.

Als Ursache dieses Defizits des Grundmodells bestätigte sich nach der Analyse räumlicher Inputverteilungen im Zwischengebiet bei den betroffenen Hochwasserereignissen die räumliche Inputkonzentration auf den Mittelgebirgsbereich. Dies zeigt sich z. B. im Vergleich der Grundmodell-Simulationen für zwei Hochwasserereignisse (Abbildung 50): die Hochwasserereignisse vom März und April 1994 mit relativ homogener Inputverteilung zwischen dem Mittelgebirgsbereich und dem restlichen Zwischengebiet und weitgehend guter Modellanpassung einerseits und das Hochwasserereignis vom März 1981 mit deutlichem Inputüberschuss im Mittelgebirgsbereich (entsprechend Nr. 11 in Abbildung 8) und deutlicher Abflussunterschätzung im Scheitelbereich andererseits. Im umgekehrten Fall (deutlicher Inputüberschuss im restlichen Zwischengebiet gegenüber dem Mittelgebirgsbereich, z.B. beim Hochwasserereignis vom Januar 1987) war dagegen nur ein relativ geringes Modelldefizit festzustellen, so dass diese Ereignisse mit dem Grundmodell simuliert werden können.

7.3. Ereignisbasiertes Mittelgebirgsmodell für Hochwassersituationen bei inhomogener räumlicher Inputverteilung

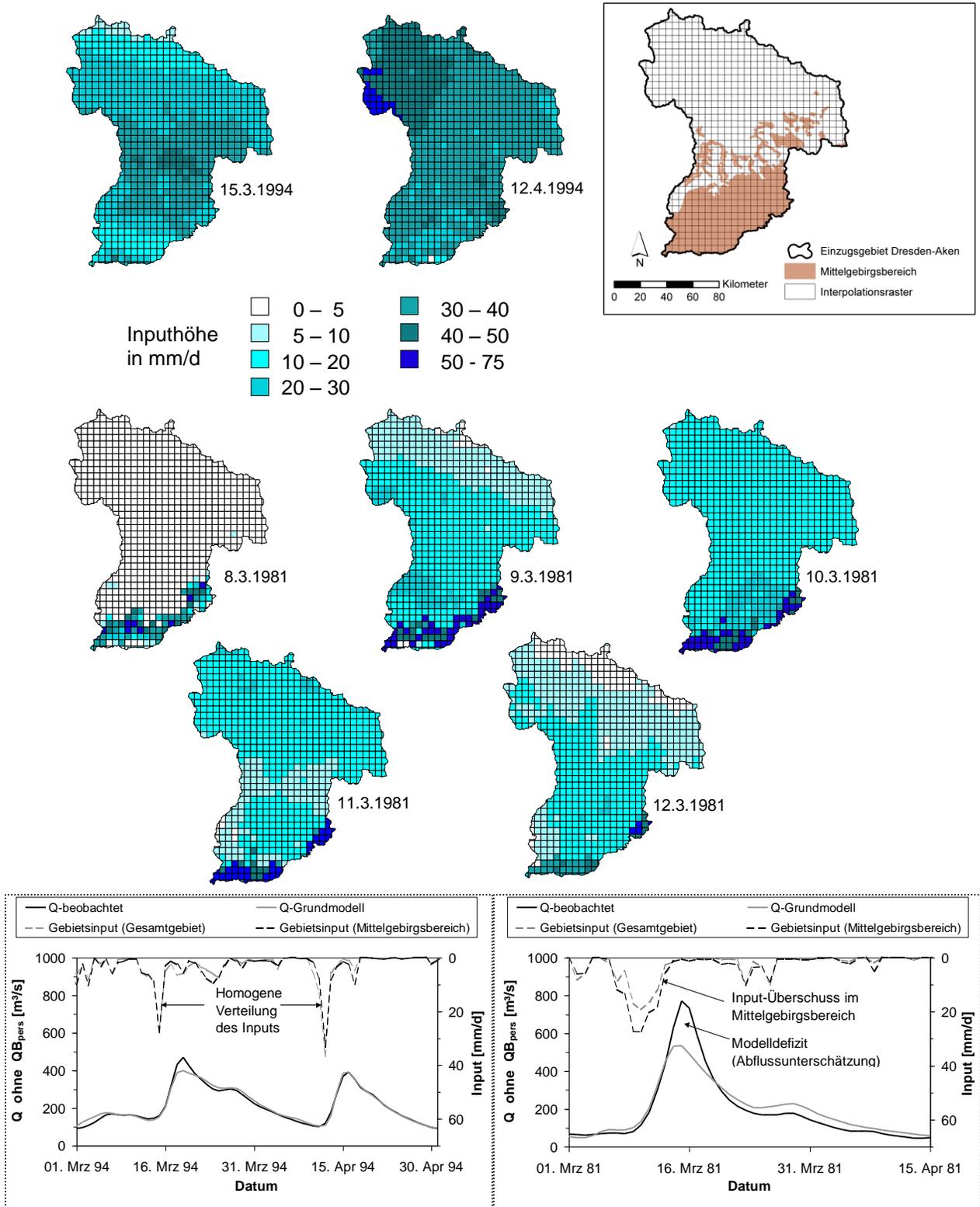


Abbildung 50: Hochwasserereignisse mit mehr oder weniger guter Anpassung des Grundmodells an die aus Beobachtungen abgeleitete Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken (hier ohne persistente Basisabflusskomponente); links: bei räumlich relativ homogener Verteilung des Inputs im Gesamtgebiet, rechts: bei signifikantem Inputüberschuss im Mittelgebirgsbereich.

Um den Einfluss eines Inputüberschusses im Mittelgebirgsbereich auf Hochwasserabflüsse möglichst präzise zu erfassen und die genannten Situationen begründet zu isolieren, bedurfte es zunächst einer sinnvollen räumlichen Abgrenzung des Mittelgebirgsbereichs. Wesentlich sind dabei die vorherrschenden topographischen und damit korrelierten bodenkundlichen Charakteristiken dieses Landschaftsraums, die seine großräumige Abflussbildungscharakteristik bestimmen (Savenije, 2010, S. 2682-2684). In diesem Zusammenhang und im Skalenbereich des Zwischengebiets Dresden-Aken ist die Bodenübersichtskarte BÜK 1000 (siehe Kapitel 4.3) eine geeignete Grundlage. Sie gibt insbesondere Auskunft über die räumliche Verbreitung der Gruppe der Bodengesellschaften der Berg- und Hügelländer sowie der Mittelgebirge aus Festgesteinen und deren Verwitterungsmaterial und Umlagerungsdecken (nachfolgend als „Mittelgebirgsbereich“ bezeichnet). Für diese Gruppe sind die hier betrachteten Abflussbildungseigenschaften mit geringem Rückhalt bei Hochwasser bekannt, gerade auch im Gegensatz zu den im Zwischengebiet Dresden-Aken räumlich überwiegend angrenzenden Lößgebieten, deren Böden ein hohes Rückhaltevermögen besitzen. Die in der BÜK 1000 gegebene räumliche Ausdehnung des Mittelgebirgsbereichs wurde GIS-basiert mit dem Polygon des Zwischengebiets Dresden-Aken und mit dem Interpolationsraster für die meteorologischen Variablen (siehe Kapitel 5 und Abbildung 50 oben rechts) verschnitten. Die somit dem Mittelgebirgsbereich zuzuordnenden Inputreihen der Interpolationsraster-elemente wurden nach Gleichung 9 zu Tagesreihen (Zeitindex i) des Gebietsinputs im Mittelgebirgsbereich aggregiert. Schließlich wurden die täglichen Differenzen ($MGDIF_i$) zwischen den Gebietsinputreihen des Mittelgebirgsbereichs ($GI_{MG,i}$) und des gesamten Zwischengebiets ($GI_{ZG,i}$) berechnet, um mit positiven Differenzen nach Gleichung 37 tägliche Reihen des Inputüberschusses im Mittelgebirgsbereich ($MGÜS_i$) zu erhalten.

$$MGÜS_i = \begin{cases} MGDIF_i = GI_{MG,i} - GI_{ZG,i} & , \text{ wenn positiv} \\ 0 & \text{sonst} \end{cases} \quad (37)$$

Bezeichnungen GI [mm/d], $MGÜS$ [mm/d], $MGDIF$ [mm/d], i [d], ZG und MG : siehe vorangehender Text.

Um den Effekt des Inputüberschusses im Mittelgebirgsbereich auf die GM-Mittelgebirgsresiduen allgemein nachzuweisen, wurden diese in täglicher Auflösung gegenüber der Größe $MGDIF$ aufgetragen. Dabei wurde eine Zeitverschiebung von fünf Tagen berücksichtigt, die nach einer Kreuzkorrelationsanalyse den stärksten linearen Zusammenhang zwischen den Variablen zeigt. Um die hochwasserrelevanten Situationen einzugrenzen, wurden zudem nur Tage mit einem Gebietsinput des gesamten Zwischengebiets ab 10 mm betrachtet. Schließlich wurden für die täglichen $MGDIF$ die fünftägigen Gleitmittel genutzt, da sich der nachzuweisende Zusammenhang hier deutlicher abzeichnet als bei ungefilterten $MGDIF$ (siehe Abbildung 51). Die Abbildung zeigt deutlich den allgemeinen Zusammenhang zwischen den GM-Mittelgebirgsresiduen und den $MGDIF$, jedoch auch eine starke, offensichtlich ereignisspezifische Streuung um die ermittelte Regressionsgerade. Aus diesem Grund wurden die Ereignisse, bei denen eine deutliche (und nicht akzeptable) Abflussunterschätzung durch das Grundmodell auftrat gegenüber der Reihe der fünftägigen Gleitmittel der $MGDIF$

(GM5(MGDIF)) ereignisweise analysiert. Danach wurde die zu signifikanten Abflussunterschätzungen führende MGDIF zu der folgenden, differenzierten Bedingung konkretisiert: „das fünftägige Gleitmittel der Differenz zwischen dem Gebietsinput des Mittelgebirgsbereichs und dem des Gesamtgebiets überschreitet bei einem NA-Ereignis an mindestens 7 Tagen 3 mm, an mindestens 5 Tagen 4 mm oder an mindestens 4 Tagen 5 mm“ (vergleiche Abbildung 8, Nr. 10). Durch die vorgenommene Glättung und Ausdifferenzierung der Schwellenwertbedingung wird gegenüber einem singulär fixierten Schwellenwert der Inputdifferenz eine höhere Parameterstabilität und Zuverlässigkeit der Modellausgänge in der weitergehenden Modellentwicklung angestrebt (vergleiche Kapitel 3.3).

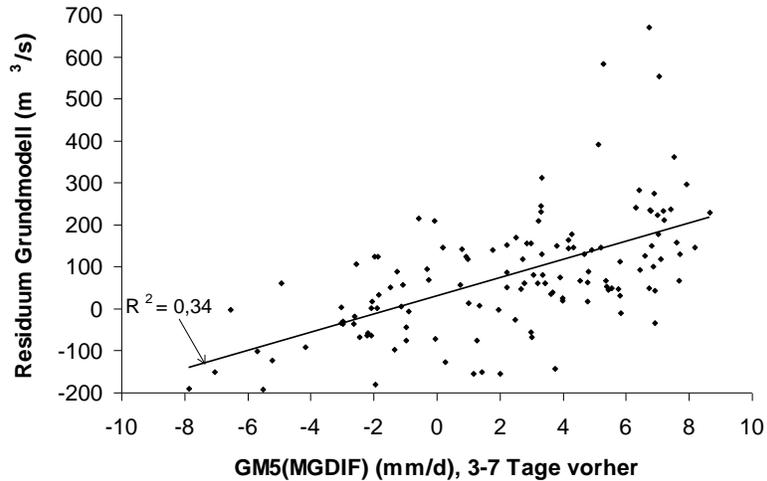


Abbildung 51: Analyse der Residuen des Grundmodells abhängig vom zeitverschobenen und über fünftägige Gleitmittel geglätteten Inputüberschuss im Mittelgebirgsbereich MGÜS, unter der Bedingung, dass der Gebietsinput des gesamten Zwischengebiets Dresden-Aken am Tag des Überschusses mindestens 10 mm beträgt. Eine lineare Regression führt zu einem Bestimmtheitsmaß von 0,34.

Die genannte Schwellenwertbedingung traf auf 25 Niederschlag-Abfluss-Ereignisse des Zeitraums von 1963 bis 1996 zu, die bei der Kalibrierung des Grundmodells ausgeblendet wurden (siehe Kapitel 3.5.2 und Einleitung zum Kapitel 7.2). Mit der Anwendung des so kalibrierten Grundmodells wurde schließlich die Stichprobe der GM-Mittelgebirgsresiduen aus 25 Hochwasserereignissen für die nachfolgend beschriebene Entwicklung des Mittelgebirgsmodells isoliert.

Neben den täglichen GM-Mittelgebirgsresiduen ($Q_{MG,i}$, Systemausgang mit täglichem Zeitschritt i) für 25 Ereignisse wurden weiterhin die Reihen der relevanten Systemeingangsgrößen zusammengestellt. Zu letzteren gehören neben täglichen MGÜS_{*i*}-Werten auch die täglichen Werte des Mittelgebirgs-Basisinputs (MGBAS_{*i*}), das heißt der Mittelgebirgs-Inputhöhe ohne den Überschuss MGÜS_{*i*} (siehe auch Nr. 12 in Abbildung 8). Weiterhin wurden auch für die Elemente des Interpolationsrasters für meteorologische Variablen die Input-Überschusshöhen gegenüber der Gebietsinputhöhe des gesamten Zwischengebiets berechnet (IRÜS_{*i*}, falls negativ, dann Null gesetzt; siehe auch Nr. 11 in Abbildung 8). Alle Eingangsgrößen wurden schließlich für die weitere Modellentwicklung von der Einheit (mm/d) auf (m^3/s) umgerechnet.

7.3.1. Lineares Begleitmodell (Mittelgebirge) als Einstieg in die Modellentwicklung für die Mittelgebirgsresiduen des Grundmodells

Eine evidente Einflussgröße auf die GM-Mittelgebirgsresiduen $Q_{MG,i}$ ist $MGÜS_i$. Zu berücksichtigen ist bei diesem Einfluss jedoch die Tatsache, dass bereits durch die Verwendung der genannten Schwellenwertbedingung zum Auftreten des $Q_{MG,i}$ ein großer Anteil dieses Einflusses repräsentiert wird.

Im Mittelgebirgsmodell spielen nach der Hypothese aus Kapitel 3.5.2 zudem die Randbedingungen, bei denen $MGÜS_i$ auftritt, eine entscheidende Rolle. Nach hydrologischem Systemverständnis von vornherein anzunehmen ist dabei ein Einfluss der Größe $MGBAS_i$: je größer der gesamte Input, desto stärker ist mit der Füllung der natürlichen Retentionskapazitäten die Wirkung der über die erfüllte Schwellenwertbedingung bzw. über $MGÜS_i$ bewirkte Abflussreaktion. Daher wird im Einstieg der Modellentwicklung nicht nur die Größe $MGÜS_i$ mit einem Abflusskoeffizienten verknüpft, sondern es werden gleich beide Eingangsgrößen, $MGÜS_i$ und $MGBAS_i$, einbezogen. Beide Größen werden einheitlich mit einer Einheitsganglinie h_j (mit täglichem Zeitindex j) nach dem Ansatz der linearen Speicherkaskade (Gleichung 26 und Nr. 13 in Abbildung 8) gefaltet und gehen danach in einen Regressionsansatz ein, in dem die beiden gefalteten Größen die GM-Mittelgebirgsresiduen $Q_{MG,i}$ erklären (siehe Gleichung 38 sowie Nr. 14 in Abbildung 8).

$$Q_{MG, i} = \gamma_0 + \gamma_1 \cdot \left(\sum_{j=1}^i h_j \cdot MGÜS_{i-j+1} \right) + \gamma_2 \cdot \left(\sum_{j=1}^i h_j \cdot MGBAS_{i-j+1} \right) + r_i \quad (38)$$

mit Q_{MG} , $MGÜS$, $MGBAS$: siehe Text, alle mit Zeitindex i [d] und bezogen auf $[m^3/s]$;
 γ_{0-2} : Regressionskoeffizienten, Einheiten: γ_0 $[m^3/s]$, γ_1 und γ_2 [-];
 h_j : Systemfunktion der Einheitsganglinie [-] mit Zeitindex j [d];
 r : Residuum bei noch unvollständiger Modellstruktur $[m^3/s]$

Mit diesem linearen Begleitmodell (Mittelgebirge), nachfolgend als IBMMG bezeichnet, steht im ersten Entwicklungsschritt des Mittelgebirgsmodells, ähnlich wie beim Grundmodell, der in der vorliegenden Skala robuste und prägende, laterale Konzentrationsprozess im Vordergrund, durch den die Eingangsgrößen mit der diagnostizierbaren Ausgangsgröße verknüpft werden. Die Abflussbildung wird hingegen zunächst nur in einfacher Form berücksichtigt, bevor sie in weiteren Schritten der Modellentwicklung differenzierter erfasst wird (siehe Kapitel 7.3.2 und 7.3.3).

Wie bei der Entwicklung des Grundmodells wurde zunächst durch Anwendung der Momentenmethode ein sinnvoller Bereich der Parameterkombinationen von n und k identifiziert und eine entsprechende Liste von n - k -Kombinationen erstellt. Für alle n - k -Kombinationen dieser Liste wurde das IBMMG in einem SRS iterativ angewandt und sein jeweiliger Ausgang gegenüber den GM-Mittelgebirgsresiduen diagnostiziert. Als optimale Gütemaße ergaben sich ein NSE von 0,31 und ein RMSE von $72,35 m^3/s$, die als Referenzgüte eines Benchmark-Modells Aufschluss über die in weiteren Schritten der Modellentwicklung erzielten Modellverbesserungen gaben (vergleiche Kapitel 3.4). Wie beim Grundmodell wurde ferner die Identifizierbarkeit der Parameterkombinationen $(n-1)k, n'k$

und $n \cdot k^2$ und zudem der Parameter γ_0 , γ_1 und γ_2 über die Verläufe der unteren Hüllkurven (UHK) von RMSE-Antwortflächen analysiert (siehe Abbildung A-12 im Anhang A.14). Bei allen UHK waren konvex nach unten gewölbte UHK mit deutlich erkennbaren Minima festzustellen, vor allem bei den für die GM-Mittelgebirgsresiduen wesentlichen und offensichtlich robusten Anstiegs- $((n-1) \cdot k)$ und Schwerpunktlaufzeiten $(n \cdot k)$ der Speicherkaskade. Im Einstieg in die Entwicklung des Mittelgebirgsmodells konnte damit ein Bereich sinnvoller n - k -Kombinationen eingegrenzt und ausgedünnt werden, um den Kalibrierungsaufwand bei der weiteren Modellentwicklung mit nachzuführenden Speicherkaskadenparametern zu begrenzen. Auch für die Regressionskoeffizienten γ_0 , γ_1 und γ_2 zeigten die UHK bereits deutlich erkennbare Minima. Sie hatten damit trotz der bis hierhin stark vereinfachten Repräsentation der Abflussbildungsvorgänge bereits Aussagekraft als Referenz bei der Einführung weiterer Modellkomponenten und der Interpretation der so erreichten Modellverbesserung.

Wie beim Grundmodell umfasste die Diagnose des (optimierten) IBMMG darüber hinaus eine systematische Analyse der Struktur seines Modellfehlers, um damit aus noch vorhandenen Modelldefiziten notwendige Modifikationen und Ergänzungen der Modellstruktur zu identifizieren. Diese Diagnosen werden wieder im Zusammenhang mit den weiteren Schritten der Modellentwicklung in den nachfolgenden Kapiteln angesprochen.

7.3.2. Zustandabhängiges Begleitmodell (Mittelgebirge)

Ähnlich wie bei der Entwicklung des Grundmodells wurden auch für das IBMMG im ersten weiteren Schritt die datumsbezogenen Residuen (nicht zu verwechseln mit den GM-Mittelgebirgsresiduen) gegenüber dem Datum bzw. den Positionen der Basisperiode Abflussjahr ($\tau = 1, \dots, 365$) aufgetragen. Anders als beim Grundmodell war eine ereignisübergreifend wirksame, kontinuierliche Saisonkomponente hier nicht zu erkennen (siehe Abbildung A-11 im Anhang A.13). Stattdessen ergab sich eine gruppenweise, offenbar zu Einzelereignissen gehörige Streuung. Offenbar werden die GM-Mittelgebirgsresiduen stark durch ereignisbezogene Einflussfaktoren geprägt. Ohne deren Berücksichtigung sind längerfristig wirksame saisonale Einflüsse kaum erkennbar, zumal nur relativ wenige und ungleichmäßig über das Jahr verteilte GM-Mittelgebirgsresiduen verfügbar sind.

Mit der Einführung der ereignisspezifischen Einflussfaktoren, insbesondere eines Vorfeuchtemaßes, war jedoch von deren saisonabhängiger Wirkung auszugehen, was sich auch im weiteren Verlauf der Modellentwicklung bestätigte (s. u.). Daher wurde eine der vorliegenden Anzahl von Ereignissen der GM-Mittelgebirgsresiduen angemessene Fallunterscheidung der Modellierung für das sommerherbstliche (Juni bis November) und für das winter-frühjährliche Halbjahr (Dezember bis Mai) vorgenommen (siehe auch Kapitel 3.5.2 und Nr. 15 in Abbildung 8). Allerdings gilt dies eher für die abflussbildungs- als für die abflusskonzentrationsrelevanten Parameter (n und k), so dass letztere für beide Halbjahre einheitlich simuliert wurden. Für das IBMMG nach Gleichung 38 führte eine nach den genannten Halbjahren differenzierte Kalibrierung der Parameter γ_0 , γ_1 und γ_2 zu einer merklich

verbesserten Modellanpassung (optimaler NSE von 0,40 statt 0,31 in der pauschalen Variante), was bereits als Hinweis darauf zu werten ist, dass die saisonale Differenzierung vorteilhaft ist.

Wie bereits im Kapitel 3.3 erörtert, werden hydrologische Systemausgänge neben dem jeweils aktuellen Input auch wesentlich durch den gedächtnisbedingten Systemzustand bestimmt. Ein nach Berthet et al. (2009, S. 824) vorzuziehender Modellansatz mit einem kontinuierlich simulierten Zustandsmaß, wie er im Kapitel 7.2.3 beim Grundmodell verwendet wird, ist beim intermittierenden Prozess der GM-Mittelgebirgsresiduen jedoch nicht möglich. Für das zustandabhängige Mittelgebirgsmodell ist daher ein ereignisbasiertes Maß des Systemzustands (Vorfeuchte) zu verwenden, wobei ein Vorregenindex (API – antecedent precipitation index) bei operationellen Modellanwendungen geeignet ist (Berthet et al., 2009, S. 823, 825, 830). Im hier gegebenen Zusammenhang wurde der Index auf die (verfügbaren) vorangehenden Werte des täglichen Gebietsinputs im Mittelgebirgsbereich bezogen und als MGAPI bezeichnet (siehe Nr. 16 in Abbildung 8). In der vorliegenden Arbeit wurde bei dem Index eine Vorlaufphase von 30 Tagen berücksichtigt, in der sich kleinräumige Variabilitäten über die Zeit zu einem großen Teil ausgleichen. Damit ist der MGAPI als robustes Maß für den hydrologischen Zustand des Gesamtsystems „Mittelgebirgsbereich“ vor einem Hochwasserereignis geeignet. Der MGAPI wurde nach Gleichung 39 berechnet. Die zunächst für die Einheit (mm/d) berechneten Werte können in die Einheit (m³/s) umgerechnet werden.

$$\text{MGAPI}_i = \sum_{s=1}^S K_{\text{mem}}^s \cdot \text{GI}_{\text{MG}, i-s} \quad (39)$$

- mit MGAPI: ereignisbasiertes Vorfeuchtemaß des Mittelgebirgsbereichs, [mm/d] oder [m³/s];
 K_{mem} : Koeffizient zur Beschreibung der Gedächtniswirkung des hydrologischen Systems, [-]. Es wurde der empirische Erfahrungswert 0,9 angesetzt (siehe z. B. Maniak, 2010, S. 295);
 GI_{MG} : Gebietsinput im Mittelgebirgsbereich, in der Regel MGBAS, [mm/d] oder [m³/s];
 i : Index des Zeitschritts in der Zeitreihe, [d];
 s : Index ($s = 1, \dots, S = 30$) zur zeitabhängigen Gewichtung von K_{mem} , [d].

Als geeigneter Zeitpunkt, zu dem für ein Ereignis der MGAPI ermittelt wird, wurde jeweils der Tag gewählt, an dem der MGÜS_i zum ersten Mal 3 mm/d überschreitet oder an dem GI_{MG} 5 mm/d zum ersten Mal ohne Unterbrechung bis zum Ganglinienanstieg überschreitet.

Um den Einfluss des MGAPI auf die GM-Mittelgebirgsresiduen nachzuweisen und erste Aufschlüsse über dessen Stärke zu gewinnen, wurden die Residuen des IBMMG gegenüber den MGAPI der jeweiligen Ereignisse aufgetragen und lineare Regressionsanalysen (IBMMG-Residuen vs. MGAPI, getrennt für die oben genannten Halbjahre) durchgeführt (siehe Abbildung 52). Die für die Regressionsanalysen ermittelten Korrelationskoeffizienten zeigen - auch wenn eine erhebliche Streuung verbleibt - einen deutlich erkennbaren Einfluss des MGAPI, insbesondere im Sommer-Herbst-Halbjahr. Diese Beobachtung ist plausibel, da es im Sommer und Herbst infolge von Verdunstungsverlusten allgemein zu einer stärkeren Entleerung natürlicher Gebietspeicher und damit zu einer stärkeren Abhängigkeit der Abflussreaktion eines Hochwasserereignisses von seiner unmittelbaren

Vorgeschichte kommt. Im Winter und Frühjahr sind die natürlichen Gebietsspeicher hingegen meist ohnehin stärker gefüllt. Damit ergibt sich der im Sommer und Herbst stärkere Einfluss des MGAPI.

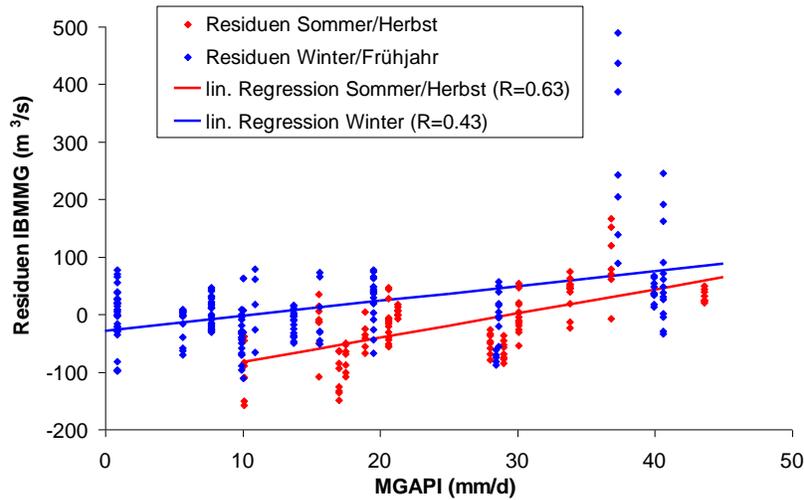


Abbildung 52: Analyse des Einflusses des MGAPI auf die Residuen des linearen Begleitmodells (IBMMG) in einem Streudiagramm mit linearen Regressionsgeraden und Korrelationskoeffizienten R .

Da nichtlineare Regressionen im Vergleich zu den angesprochenen linearen Regressionen zu keinen deutlich erhöhten Korrelationskoeffizienten führten, wird der Einfluss des MGAPI als linear angenommen. Den Erkenntnissen dieser Analyse zum Einfluss des MGAPI folgend, wurde dieser mit der Einheit $[m^3/s]$ als weiterer Regressor (mit Regressionskoeffizient γ_3) in das IBMMG (mit Differenzierung in die Halbjahre Sommer-Herbst und Winter-Frühjahr) aufgenommen, womit der weiterentwickelte Modellansatz der Gleichung 40 als zustandsabhängiges Begleitmodell (MG) bezeichnet wird.

$$Q_{MG, i, ev} = \gamma_0 + \gamma_1 \cdot \left(\sum_{j=1}^i h_j \cdot MGÜS_{i-j+1} \right) + \gamma_2 \cdot \left(\sum_{j=1}^i h_j \cdot MGBAS_{i-j+1} \right) + \gamma_3 \cdot MGAPI_{ev} + r_i \quad (40)$$

mit ev : Index zur Bezeichnung des Abflussereignisses, [-];

Weitere Bezeichnungen und Einheiten: siehe Text und Gleichungen 38 und 39. Alle Variablen in $[m^3/s]$. γ_3 [-].

Das zustandsabhängige Begleitmodell (MG), nachfolgend kurz als zBMMG bezeichnet, wurde in einem erneuten SRS iterativ für die nach der Diagnose des IBMMG eingegrenzte Liste von n - k -Kombinationen angewandt. Optimale Anpassungen an die GM-Mittelgebirgsresiduen ergaben dabei ein NSE von 0,53 sowie ein RMSE von $59,76 m^3/s$ und damit deutlich verbesserte Werte gegenüber der Referenz des IBMMG (NSE = 0,31, RMSE= $72,346 m^3/s$ bzw. bei Berücksichtigung der halbjährlichen Differenzierung NSE=0,40 und RMSE= $67,73 m^3/s$). Bei einheitlichen Speicherkaskadenparametern ($n=14,1$ und $k=0,4$) ergaben sich für das Sommer-Herbst-Halbjahr ein NSE von 0,62 und ein RMSE von $46,02 m^3/s$, im Winter-Frühjahr-Halbjahr ein NSE von 0,49 und ein RMSE von $66,69 m^3/s$. Als zugehörige Regressionskoeffizienten wurden $\gamma_0=-83,1$, $\gamma_1=0,046$, $\gamma_2=0,187$, $\gamma_3=0,079$ (Sommer-Herbst), $\gamma_0=-7,2$, $\gamma_1=0,060$, $\gamma_2=0,292$ und $\gamma_3=0,044$ (Winter-Frühjahr) erhalten.

Die Abbildungen A-12 (Anhang A.14) und 53 zeigen die Ergebnisse der Analyse der Parameteridentifizierbarkeit (untere Hüllkurven UHK von RMSE-Antwortflächen gegenüber Werten der Parameter bzw. Parameterkombinationen) für die beiden Halbjahre, für ihre Kombination zum Gesamtjahr (bei einheitlichen Speicherkaskadenparametern für beide Halbjahre) und für die Referenz des IBMMG.

Gewölbte Verläufe der UHK für die Kombinationen der Speicherkaskadenparameter (siehe Abbildung A-12, als Referenz auch in Abbildung 58, siehe Kapitel 7.3.3) zeigen dabei, vor allem für die im Hochwasserbereich wesentlichen Anstiegs- und Schwerpunktlaufzeiten im Winter-Frühjahr ähnlich gute, im Sommer-Herbst noch verbesserte Identifizierbarkeiten im Vergleich zum IBMMG. Die zusätzliche Einführung des MGAPI und der Halbjahresdifferenzierung führte hier somit neben der verbesserten Modellanpassung auch zu einer verbesserten Begründung der Parameterkombinationen und ist somit unter diesem Gesichtspunkt eindeutig vorteilhaft. Bei den Parametern γ_0 , γ_1 und γ_2 (siehe Abbildung 53) ist in den meisten Fällen (abgesehen von γ_2 im Sommer-Herbst) eine gewisse Beeinträchtigung der Parameteridentifizierbarkeit zu erkennen, die UHK zeigen jedoch auch hier mehr oder weniger deutlich lokalisierbare Minima und damit identifizierbare Parameter. Für den Parameter γ_3 kann diese Aussage ebenfalls getroffen werden. Damit sind die Parameter des zustandsabhängigen Begleitmodells insgesamt identifizierbar, und es wird mit ihnen eine deutliche Verbesserung der Anpassung an die GM-Mittelgebirgsresiduen erreicht.

Abbildung 53 zeigt ferner, dass sich mit der Ausdifferenzierung im zBMMG teilweise deutlich unterschiedliche optimale Parameterwerte gegenüber dem IBMMG und zwischen den Halbjahren Sommer-Herbst und Winter-Frühjahr ergeben. Dabei sind die Parameterwerte des zBMMG plausibel.

Bei γ_3 (bzw. MGAPI) ist im Sommer-Herbst ein deutlich stärkerer Einfluss zu erkennen als im Winter-Frühjahr. Wie bereits im Zusammenhang mit der Identifikation des MGAPI-Einflusses festgestellt, lässt sich dieser Unterschied durch die im Sommer-Herbst allgemein stärkere Entleerung der natürlichen Gebietsspeicher und die daraus resultierende, stärkere Abhängigkeit der Abflussreaktion von der unmittelbaren Vorschichte erklären. In diesem Zusammenhang sind andererseits die höheren Werte von γ_1 und γ_2 (stärkere Wirksamkeiten von MGÜS und MGBAS) im Winter-Frühjahr plausibel, da die Abflussreaktion in diesen feuchteren Jahreszeiten allgemein schwächer durch die natürlichen Gebietsspeicher gedämpft wird. Die angesprochene Reaktionscharakteristik der beiden Halbjahre spiegelt sich schließlich auch in den unterschiedlichen Parameterwerten für γ_0 (Achsenabschnitt der Gleichung 40) wider. Sie sind mit ihren negativen Ausprägungen als freie Kapazitäten der natürlichen Gebietsspeicher zu interpretieren, die durch den Input während des Ereignisses (MGBAS, MGÜS) oder in dessen Vorfeld (MGAPI) gefüllt werden, womit es zur Abflussreaktion kommt. Es ist dabei plausibel, dass γ_0 im Sommer-Herbst deutlich kleiner ist als im Winter-Frühjahr.

Die Tatsache, dass die Parameterwerte von γ_1 (für MGÜS) deutlich kleiner ausfallen als die von γ_2 (für MGBAS) erklärt sich dadurch, dass mit der Anwendung der Schwellenwertbedingung für die Auswahl von Ereignissen mit signifikantem Inputüberschuss im Mittelgebirgsbereich bereits ein wesentlicher Anteil von dessen Wirkung erklärt wird. Ein höherer Parameterwert für γ_1 ergäbe sich bei

Berechnung von MGÜS als dessen tägliche Differenz zu einem fixierten Referenzwert des signifikanten MGÜS, wobei ein solcher Referenzwert jedoch bei der Vielfalt möglicher Konstellationen quantitativ kaum begründbar ist. Wegen dieser epistemischen Unsicherheit wird auf die Differenzbildung zu einem angenommenen Referenzwert verzichtet, um an dieser Stelle der Modellentwicklung nicht Effekte der Parameterunsicherheit und entsprechender Unsicherheiten des zBMMG einzuführen. Die nach der Entwicklung und Anwendung des zBMMG insgesamt verbliebenen Effekte aufgrund von epistemischer Unsicherheit werden im Kapitel 7.3.3 diagnostiziert und durch die dort beschriebenen methodischen Ansätze (nichtlineare Ausgleichsfunktionen, Indizes der räumlichen Konzentration des MGÜS) in die Weiterentwicklung zur Endstufe des Mittelgebirgsmodells einbezogen.

Die in Abbildung 53 eingezeichneten Pfeile markieren schließlich die optimalen Parameterwerte für γ_0 bis γ_3 bei Annahme gleicher Speicherkaskadenparameter für die beiden Halbjahre. Sie entsprechen nahezu den optimalen Parameterwerten ohne diese Annahme. Die plausible Annahme eines saisonübergreifend einheitlichen Abflusskonzentrationsverhaltens wird damit bestätigt.

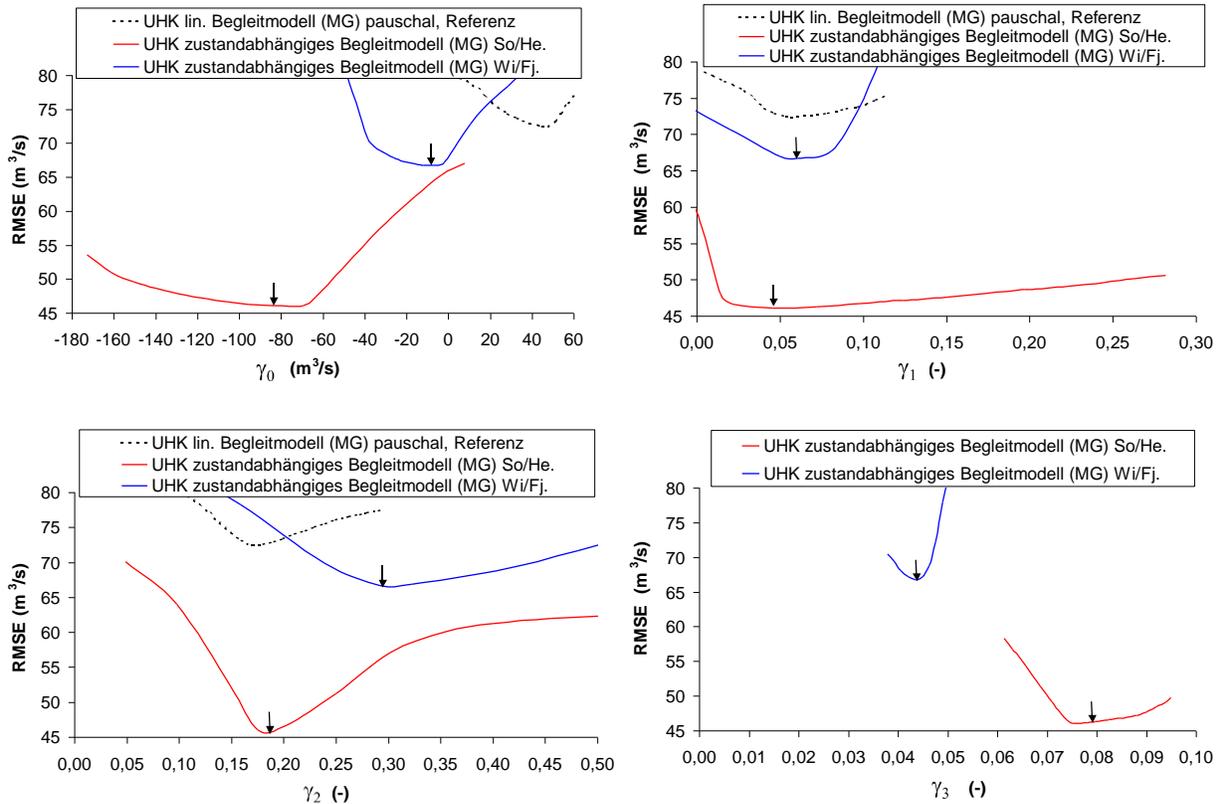


Abbildung 53: Untere Hüllkurven (UHK) der RMSE-Antwortflächen des zustandsabhängigen Begleitmodells (MG) gegenüber dessen Parametern γ_0 bis γ_3 . Die UHK beziehen sich auf die Halbjahre Sommer-Herbst und Winter-Frühjahr. Pfeile kennzeichnen die Optima bei ganzjährig einheitlichen Speicherkaskadenparametern. UHK des linearen Begleitmodells dienen als Referenz.

7.3.3. Nichtlineare Transformation als abschließender Entwicklungsschritt des Mittelgebirgsmodells mit dessen Diagnose

Mit der im zBMMG berücksichtigten Zustandsabhängigkeit von der hydrologischen Vorgeschichte wurde bereits ein wesentlicher Anteil der die GM-Mittelgebirgsresiduen prägenden, nichtlinearen Prozessdynamik erklärt. Darüber hinaus war von weiteren nichtlinearen Wirkungen während des Ereignisses selbst auszugehen, die auf das bei zunehmendem Gebietsinput nichtlinear abnehmende Rückhaltevermögen des Gebiets und auf die Raumvarianz des Inputs zurückzuführen sind. Die Untersuchungen zeigten, dass sich die Wirkung der Raumvarianz des Inputs ohne vorherige bzw. gleichzeitige Berücksichtigung der vom Rückhaltevermögen abhängigen Wirkungen weniger gut erkennen bzw. in eine Modellstruktur umsetzen lässt (siehe unten). Die nichtlinearen Zusammenhänge wurden daher zunächst pauschal anhand der im Ausgang des zBMMG noch enthaltenen Fehlerstruktur analysiert und über eine nichtlineare Ausgleichsfunktion in die Modellentwicklung einbezogen (Nr. 17 in Abbildung 8), bevor anschließend die Analyse und Einbeziehung der Wirkungen durch die Raumvarianz des Inputs erfolgte (Nr. 18 in Abbildung 8).

Für die zunächst pauschale Analyse nichtlinearer Prozesseigenschaften wurden - in analoger Vorgehensweise wie bei der Entwicklung des Grundmodells im Kapitel 7.2.3 - die zu simulierenden GM-Mittelgebirgsresiduen gegenüber den Ausgängen des zBMMG in Streudiagrammen aufgetragen (siehe Abbildung 54, unterschieden für die Halbjahre Sommer-Herbst und Winter-Frühjahr).

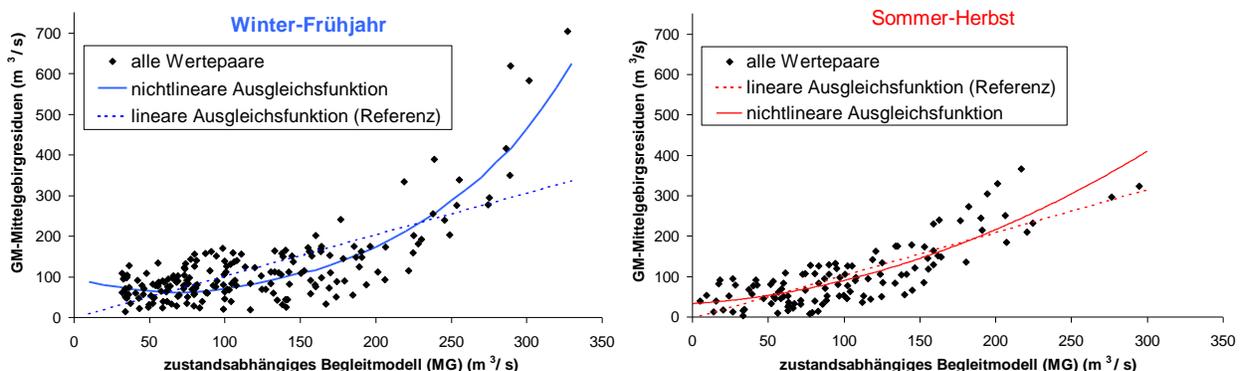


Abbildung 54: Streudiagramme mit Wertepaaren der zu simulierenden GM-Mittelgebirgsresiduen und der Ausgänge des zustandsabhängigen Begleitmodells (MG). Um den vor allem für Winter-Frühjahr beobachteten nichtlinearen Zusammenhang zu belegen, wurden quadratische Regressionsfunktionen angepasst und mit der Referenz linearer Regressionsfunktionen verglichen.

Gegenüber den als Referenz eingetragenen linearen Regressionsgeraden ist ein nichtlinearer Zusammenhang anhand der Wertepaare der Streudiagramme mehr (Winter-Frühjahr) oder weniger (Sommer-Herbst) deutlich zu erkennen. Das unterschiedliche Ausmaß der Nichtlinearität ist dabei erklärbar durch das im Sommer-Herbst infolge von Verdunstungsverlusten allgemein stärkere Rückhaltevermögen des Gebiets, das die Abflussreaktion stärker dämpft (vergleiche auch Kapitel 7.3.2 zur Wirkung des MGAPI). Um die sich in den Streudiagrammen andeutenden nichtlinearen Zusam-

menhänge zu quantifizieren, wurde eine nichtlineare Regressionsanalyse durchgeführt, wofür sich eine quadratische Ausgleichsfunktion als angemessen flexibel erwies. Gegenüber dem zBMMG ergab sich dadurch eine deutlich verbesserte Anpassung an die GM-Mittelgebirgsresiduen. Ein leichter Anstieg der Ausgleichsfunktion im Winter-Frühjahr zum Nullwert des zustandsabhängigen Begleitmodells hin hat für den hier interessierenden Hochwasserbereich keine wesentliche Bedeutung. Nach diesen Hinweisen auf eine mögliche Modellverbesserung wurde das zBMMG weiterentwickelt, indem sein für den jeweiligen Parametersatz erhaltener Ausgang als erklärende Variable in den quadratischen Regressionsansatz nach Gleichung 41 einging und durch dessen analytische Lösung nichtlinear transformiert wurde.

$$Q_{MG,i} = \delta_0 + \delta_1 \cdot Q_{MG,zBM,i} + \delta_2 \cdot Q_{MG,zBM,i}^2 + r_i \quad (41)$$

- mit Q_{MG} : Mittelgebirgsresiduen des Grundmodells, [m³/s];
 δ_{0-2} : Regressionskoeffizienten, Einheiten: δ_0 [m³/s], δ_1 [-], δ_2 [m⁻³/s⁻¹];
 Q_{zBM} : Ausgang des zBMMG, [m³/s];
 r : Residuum bei noch unvollständiger Modellstruktur, [m³/s];
 i : Zeitschritt [d];

Beim Einbau der nichtlinearen Ausgleichsfunktion in die erweiterte Struktur des Mittelgebirgsmodells ergaben sich Parameterinterdependenzen zwischen den Parametern des zBMMG und der nichtlinearen Ausgleichsfunktion, insbesondere zwischen γ_0 und δ_0 sowie zwischen γ_1 , γ_2 und γ_3 einerseits und δ_1 und δ_2 andererseits. In diesem Zusammenhang wurde den γ -Parametern des zBMMG, die in einem robusteren, linearen und im Fall von γ_3 (für MGAPI) auch zeitlich übergreifenden Zusammenhang kalibriert wurden und sich als interpretierbar erwiesen (siehe Kapitel 7.3.2), der Vorzug gegenüber den Parametern der (fehleranfälligeren) nichtlinearen Ausgleichsfunktion gegeben. Mit fixierten γ -Parametern wurde eine möglichst nur schwach nichtlineare Ausgleichsfunktion angestrebt, gerade auch im Hinblick auf möglichst zuverlässige Modellanwendungen im extremen Hochwasserbereich. Eine mögliche Verbesserung der Modellanpassung durch Variation der γ -Parameter sowie die damit verbundenen Unsicherheiten wurden allerdings ebenfalls analysiert.

Durch Kalibrierung des nichtlinear transformierten Mittelgebirgsmodells in einem SRS mit für beide Halbjahre einheitlich iterierten Speicherkaskadenparametern n und k , jedoch fixierten γ -Parametern, wurde ein optimaler NSE von 0,71 (RMSE = 47,1 m³/s) erhalten mit einem NSE von 0,66 (RMSE = 43,67 m³/s) im Sommer-Herbst und einem NSE von 0,73 (RMSE = 49,05 m³/s) im Winter-Frühjahr. Gegenüber dem zBMMG (ohne Transformation) mit einem optimalen NSE von 0,53 (0,62 im Sommer-Herbst und 0,49 im Winter-Frühjahr) wurde damit eine deutlich verbesserte Modellanpassung erreicht. Eine entsprechende Kalibrierung des nichtlinear transformierten Mittelgebirgsmodells ohne Fixierung der γ -Parameter führte im Winter-Frühjahr zu keiner weiteren, im Sommer-Herbst mit NSE = 0,70 und RMSE = 41,08 m³/s noch zu einer gewissen Verbesserung der Modellanpassung, die im Zusammenhang mit der damit in die Modellentwicklung eingehenden Unsicherheit zu bewerten ist (siehe unten).

Wie zu Beginn des Kapitels 7.3.3 angesprochen, wurde nach der pauschalen Erfassung der nichtlinearen Zusammenhänge im Mittelgebirgsmodell (bei fixierten γ -Parametern) untersucht, ob die nichtlinearen Zusammenhänge durch Berücksichtigung der Raumvarianz und dabei besonders der räumlichen Konzentration des täglichen Inputüberschusses im Mittelgebirgsbereich differenzierter und besser begründet in der Modellstruktur repräsentiert werden können und dabei gegebenenfalls auch zu einer besseren Modellanpassung führen.

Ein geeignetes Maß für die räumliche Konzentration des (täglichen) Inputüberschusses ist der Gini-Koeffizient (K_{Gini} ; siehe z. B. Hartung, 2009, S. 50-55). Allgemein wird mit diesem Index analysiert, wie sich die Summe eines Merkmalswerts (hier Inputüberschuss der Interpolationsrasterelemente $IRÜS_g$ [m^3/s], siehe Einleitung von Kapitel 7.3) auf die Merkmalsträger (hier Flächeneinheiten f_g [m^2] des Interpolationsrasters) aufteilen. Dazu werden die Merkmalsträger zunächst nach der Größe des Verhältnisses $IRÜS_g/f_g$ aufsteigend sortiert. In der damit erhaltenen Reihenfolge ($g = 1, \dots, G$) werden die Anteile für $IRÜS_g$ und f_g an deren jeweiliger Gesamtsumme ($\Delta IRÜS_g$ und Δf_g) kumuliert, so dass pro Merkmalsträger jeweils die kumulierten Anteile von f ($\Sigma \Delta f_g$ [-]) und $IRÜS$ ($\Sigma \Delta IRÜS_g$ [-]) erhalten werden. Diese kumulierten Anteile können in einer Lorenzkurve aufgetragen werden ($\Sigma \Delta IRÜS_g$ vs. $\Sigma \Delta f_g$, siehe schematische Darstellung in Abbildung 55 bzw. auch Nr. 18 in Abbildung 8).

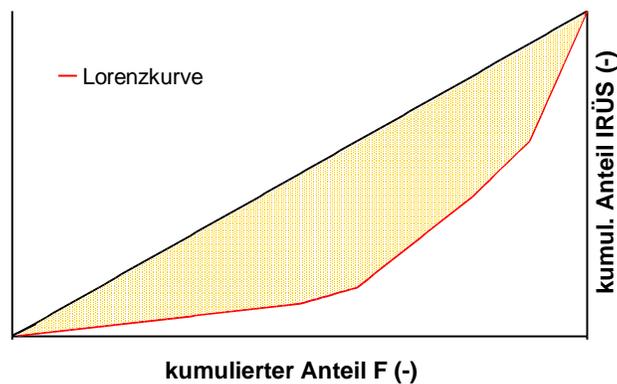


Abbildung 55: Schematische Darstellung zur Definition der Lorenzkurve und des Gini-Koeffizienten.

Die Fläche zwischen der Lorenzkurve und der Diagonalen des Lorenzkurven-Diagramms ist bei einer Gleichverteilung Null und bei vollständiger Konzentration 0,5. Der Gini-Koeffizient K_{Gini} , der als geeignetes Maß für die Konzentration des Merkmals mit Werten zwischen 0 (Gleichverteilung) und 1 (vollständige Konzentration) definiert ist, ergibt sich aus der doppelten Fläche zwischen Lorenzkurve und der Diagonalen. Er berechnet sich nach der folgenden Gleichung:

$$K_{Gini} = \frac{G}{G-1} \cdot \left(\sum_{g=1}^G (\Sigma \Delta f_{g-1} + \Sigma \Delta f_g) \cdot \Delta IRÜS_g - 1 \right) \quad (42)$$

mit Bezeichnungen und Einheiten: siehe obiger Text. K_{Gini} ist dimensionslos [-].

Für die Einbindung des Gini-Koeffizienten als erklärende Variable in das zu entwickelnde Modell wird dieser für den jeweiligen Zeitschritt mit der Gesamtsumme der Merkmalswerte ($\Sigma IRÜS_g$) multipliziert, um größere Systemeingänge (mit stärkerer Wirkung ihres konzentrierten Auftretens auf die

Abflussereignisse) stärker zu gewichten. Diese gewichteten Gini-Koeffizienten werden schließlich mit der Einheitsganglinie entsprechend zum Systemeingang (MGÜS, MGBAS) gefaltet, so dass sich ihre Wirkung zeitlich auf die GM-Mittelgebirgsresiduen $Q_{MG,i}$ bezieht (siehe Gleichung 43):

$$ggK_{Gini,i} = \sum_{j=1}^i h_j \cdot (K_{Gini} \cdot \Sigma IR\ddot{U}S)_{i-j+1} \quad (43)$$

mit ggK_{Gini} : gewichteter und gefalteter Ginikoeffizient, [m^3/s];
weitere Bezeichnungen und Einheiten: siehe Gleichungen 38, 42 und vorangehender Text.

Um die Wirkung des gewichteten und gefalteten Gini-Koeffizienten (ggK_{Gini}) zunächst zu identifizieren, wurden die Residuen des nach Gleichung 41 pauschal nichtlinear transformierten Mittelgebirgsmodells nach dessen Optimierung gegenüber den Werten des ggK_{Gini} aufgetragen (siehe Abbildung 56). Für Winter-Frühjahr gab der Korrelationskoeffizient ($R = 0,37$) zwischen den Residuen und den ggK_{Gini} einen deutlichen Hinweis darauf, dass die Einbeziehung des ggK_{Gini} in die Modellentwicklung noch einmal zu einer verbesserten Modellanpassung führen kann. Für Sommer-Herbst ergab sich dieser Hinweis kaum ($R = 0,1$), jedoch wurde die mögliche Einbeziehung des ggK_{Gini} auch in diesem Fall untersucht. Dabei ist anzumerken, dass sich diese Hinweise erst nach Berücksichtigung der nichtlinearen Transformation nach Gleichung 41 ergaben, für die Ausgänge des zBMMG ergaben sich Korrelationskoeffizienten von nur $R = 0,13$ (Winter-Frühjahr) und $R = -0,05$ (Sommer-Herbst).

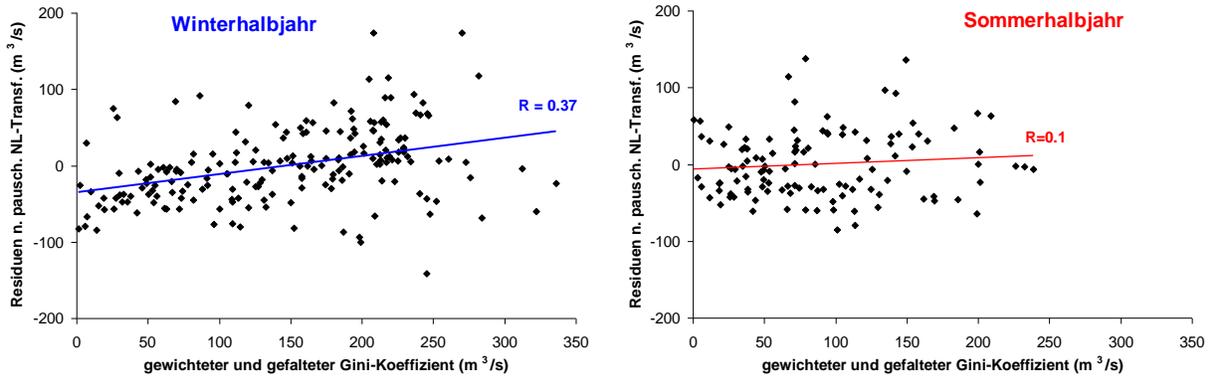


Abbildung 56: Analyse der Residuen des pauschal nichtlinear transformierten Mittelgebirgsmodells für die Halbjahre Winter-Frühjahr und Sommer-Herbst gegenüber den gewichteten und gefalteten Gini-Koeffizienten des Inputüberschusses im Mittelgebirgsbereich.

Zur Einbeziehung des $ggK_{Gini,i}$ (zum Zeitschritt i) in die Modellentwicklung wurde die Gleichung 41 um diesen Regressor mit Regressionskoeffizient δ_3 erweitert (Gleichung 44):

$$Q_{MG,i} = \delta_0 + \delta_1 \cdot Q_{ZBM,i} + \delta_2 \cdot Q_{ZBM,i}^2 + \delta_3 \cdot ggK_{Gini,i} + e_i \quad (44)$$

mit Bezeichnungen und Einheiten: siehe Gleichungen 41 und 43 sowie vorangehender Text;
 δ_3 : Regressionskoeffizient für $ggK_{Gini,i}$, [-];
 e : zufälliger oder auf epistemischer Unsicherheit beruhender Fehler der Regression bzw. des Mittelgebirgsmodells, [m^3/s].

Die iterative Kalibrierung des erweiterten Modellansatzes erfolgte analog zu derjenigen für den Modellansatz mit pauschaler nichtlinearer Transformation (Gleichung 41). Insbesondere war es auch hier sinnvoll, die γ -Parameter des zBMMG für die Kalibrierung des nichtlinear transformierten Mittelgebirgsmodell zu fixieren. Im Winter-Frühjahr ergab sich eine optimale Anpassung mit einem NSE von 0,78 (RMSE = 44,18 m³/s) und damit noch einmal eine deutliche Verbesserung gegenüber dem Mittelgebirgsmodell mit pauschaler nichtlinearer Transformation (NSE = 0,73, RMSE = 49,05 m³/s, siehe oben). Im Sommer-Herbst war dies jedoch nicht der Fall (NSE = 0,66 und RMSE 43,24 m³/s mit differenzierter Berücksichtigung von ggK_{Gini} gegenüber NSE = 0,66 und RMSE = 43,67 m³/s mit pauschaler nichtlinearer Transformation, siehe oben). Von der Verwendung des ggK_{Gini} im Sommer-Herbst wurde daher, auch im Hinblick auf weitere Aspekte (siehe unten), abgesehen. In der Kombination der Simulationen für Sommer-Herbst (mit pauschaler nichtlinearer Transformation) und Winter-Frühjahr (mit differenzierter Berücksichtigung von ggK_{Gini}) bei einheitlichen Speicherkaskadenparametern ergab sich bei Bezug auf das Gesamtjahr ein NSE von 0,75 und ein RMSE von 44,09 m³/s.

Eine entsprechende Kalibrierung ohne Fixierung der γ -Parameter führte im Winter-Frühjahr zu keiner weiteren Verbesserung der Modellanpassung. Im Sommer-Herbst wurde dagegen noch eine gewisse Verbesserung erreicht, jedoch nicht gegenüber der Kalibrierung ohne Fixierung der γ -Parameter bei pauschaler nichtlinearer Transformation (siehe oben).

Auch andere Optionen der weiteren Modellverbesserung wurden nicht identifiziert. So führte auch ein Laufzeitausgleich von maximal einem Tag Verschiebung bei einzelnen Ereignissen mit entsprechendem Laufzeitdefizit bei einer Neukalibrierung des Mittelgebirgsmodells nur noch zu einer marginalen Verbesserung der Gütemaße (NSE = 0,76 insgesamt, NSE = 0,67 im Sommer-Herbst und NSE = 0,80 im Winter-Frühjahr). Dabei ist zu betonen und anhand der Abbildung 57 erkennbar, dass die erreichte Modellanpassung für die sehr variablen GM-Mittelgebirgsresiduen insgesamt zufriedenstellend ist und nur bei sehr wenigen Ereignissen nennenswerte Defizite verbleiben. Die Entwicklung der Modellstruktur wurde daher mit dem zuletzt beschriebenen Schritt abgeschlossen.

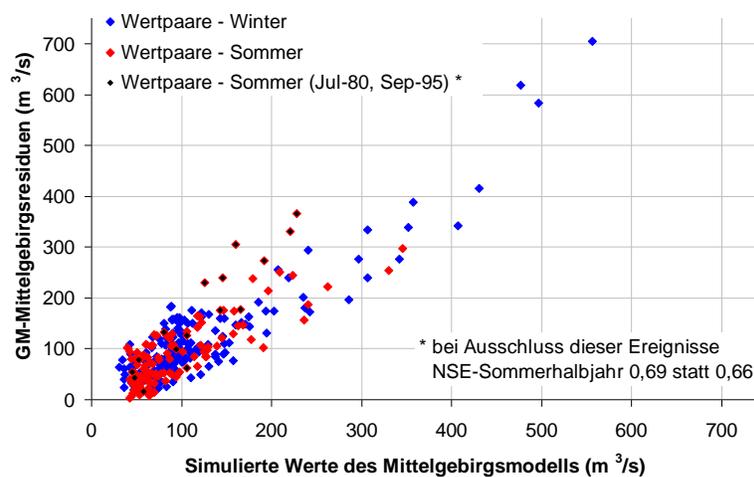


Abbildung 57: Diagnostisches Streudiagramm der Mittelgebirgsresiduen des Grundmodells (GM) gegenüber den simulierten Werten des Mittelgebirgsmodells.

Die zuvor genannte Modellanpassung (mit fixierten γ -Parametern) wurde mit den in Tabelle 6 zusammengestellten Parametern erreicht.

Tabelle 6: Parameterwerte des Mittelgebirgsmodells für eine optimale Modellanpassung an die GM-Mittelgebirgsresiduen für das Zwischengebiet Dresden-Aken bei Fixierung der optimierten Regressionskoeffizienten des zustandsabhängigen Begleitmodells (MG).

a. lineare Speicherkaskaden (für Sommer-Herbst und Winter-Frühjahr einheitlich):

n	k	(n-1) · k	n · k	n · k ²
6,8	0,9	5,22	6,12	5,51

b. Regressionskoeffizienten des zustandsabhängigen Begleitmodells (MG):

Halbjahr	γ_0	γ_1	γ_2	γ_3
Sommer-Herbst (Juni-November)	-83,1	0,046	0,187	0,079
Winter-Frühjahr (Dezember-Mai)	-7,2	0,061	0,292	0,044

c. Regressionskoeffizienten der nichtlinearen Transformationsgleichungen

Halbjahr	δ_0	δ_1	δ_2	Nichtlinearitätsmaß (δ_1, δ_2)	δ_3
Sommer-Herbst (Juni-Nov.)	70,1	-0,909	0,0103	0,462	-----
Winter-Frühjahr (Dez.-Mai)	120,6	-2,590	0,0138	0,569	0,32

Um die mit den Gleichungen 41 und 44 eingeführten Modellstrukturen sowie die optimierten Parameterwerte weitergehend zu begründen, wurde - in Anknüpfung an Kapitel 7.3.2 - eine erweiterte Analyse der Parameteridentifizierbarkeit vorgenommen. Da die γ -Parameter des zBMMG im nichtlinear transformierten Mittelgebirgsmodell fixiert wurden, wird für deren Identifizierbarkeit im Rahmen des zBMMG auf Kapitel 7.3.2 verwiesen. Abbildung 58 zeigt Untere Hüllkurven (UHK) von RMSE-Antwortflächen für Parameterkombinationen der Speicherkaskadenparameter und für die Parameter der nichtlinearen Transformationsgleichungen 41 und 44.

Bei den Parameterkombinationen der Speicherkaskaden sind bei den UHK der nichtlinear transformierten Modellstrukturen im Vergleich zum zBMMG stärker gewölbte Verläufe erkennbar. Die nichtlineare Transformation führte somit für die Halbjahre und für das Gesamtjahr nicht nur zu einer besseren Modellanpassung, sondern auch zu besser begründeten Speicherkaskadenparametern.

Im Winter-Frühjahr ergab sich bei expliziter Einbeziehung des räumlichen Konzentrationsmaßes ggK_{Gini} bei der Anstiegszeit der Einheitsganglinie der Speicherkaskade eine weiter verbesserte, bei ihrer Schwerpunktlaufzeit eine etwa gleich gute und bei ihrem (weniger hochwasserrelevanten) Streuungsmaß eine leicht beeinträchtigte, aber noch ausgeprägte Identifizierbarkeit. Die im Winter-Frühjahr mit der Einbeziehung des ggK_{Gini} erreichte Verbesserung der Modellanpassung ist damit begründet. Im Sommer-Herbst führte die explizite Einbeziehung von ggK_{Gini} hingegen bei der Anstiegszeit zu keiner verbesserten und bei der Schwerpunktlaufzeit und dem Streuungsmaß zu einer bereits deutlicher beeinträchtigten Identifizierbarkeit. Da hiermit zudem kaum eine verbesserte Modellanpassung einher ging, wurde die Nichtberücksichtigung von ggK_{Gini} im Sommer-Herbst bestätigt. Auch in Bezug auf das Gesamtjahr ergaben sich mit der Berücksichtigung von ggK_{Gini} im Win-

ter-Frühjahr und ohne sie im Sommer-Herbst gut identifizierbare Eigenschaften der Speicherkaskade.

a.) Parameterkombinationen der Speicherkaskaden

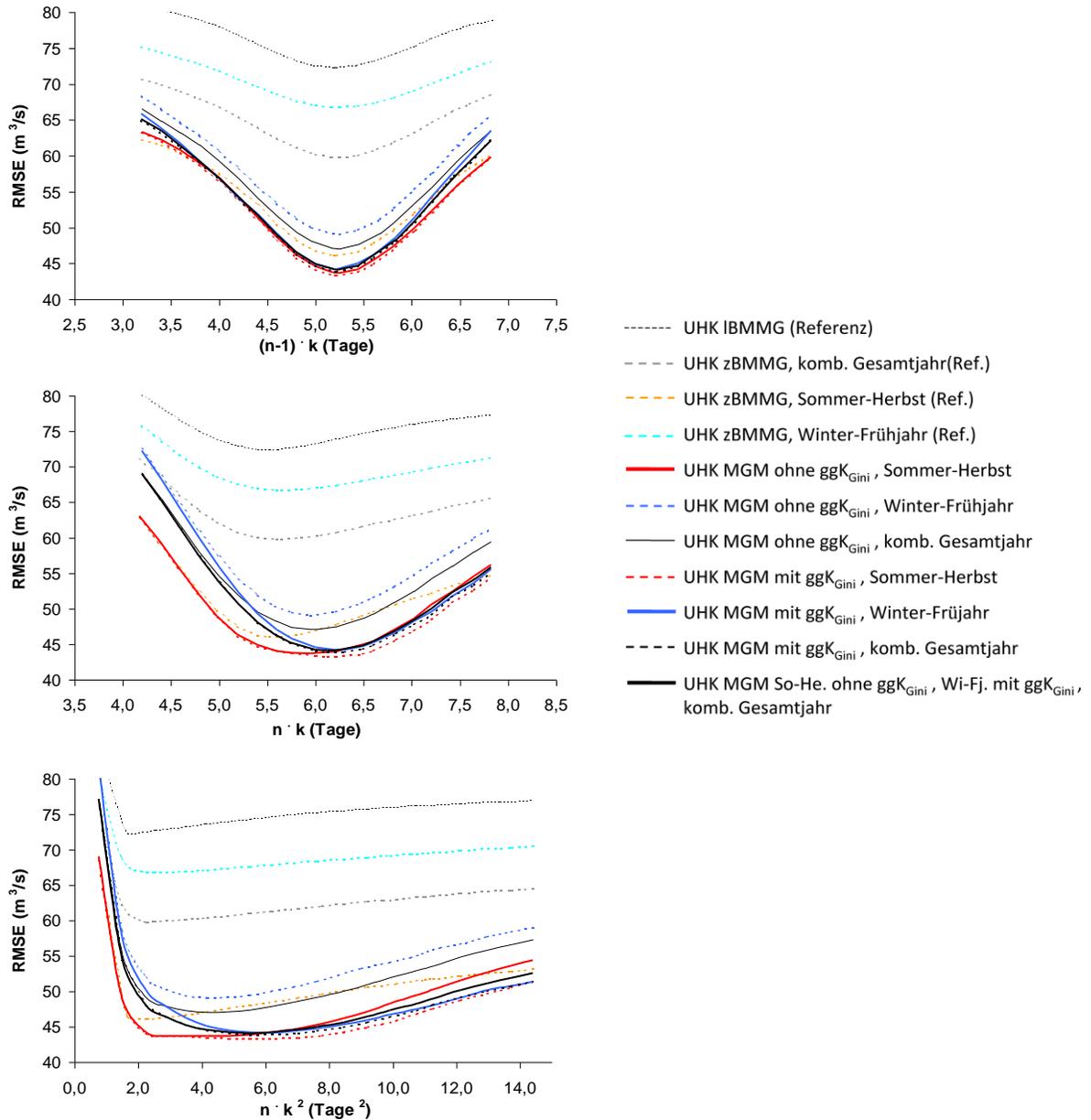


Abbildung 58 (mit Fortsetzung auf der Folgeseite): Untere Hüllkurven (UHK) der RMSE-Antwortflächen des Mittelgebirgsmodells (MGM) für Parameter(kombinationen) der Speicherkaskade (a.) und der Gleichungen 44 (explizite Berücksichtigung der Größe ggK_{Gini}) und 41 (ohne deren Berücksichtigung) (b.). Bei den zugrundeliegenden Simulationen wurden die γ -Parameter des zustandsabhängigen Begleitmodells (zBMMG) fixiert. Als Referenz sind unter a.) auch die UHK des linearen Begleitmodells (IBMMG) und des zBMMG eingezeichnet. Pfeile unter b.) kennzeichnen Optima bei ganzjährig einheitlichen Speicherkaskadenparametern.

b.) Parameter(kombinationen) der nichtlinearen Transformationen

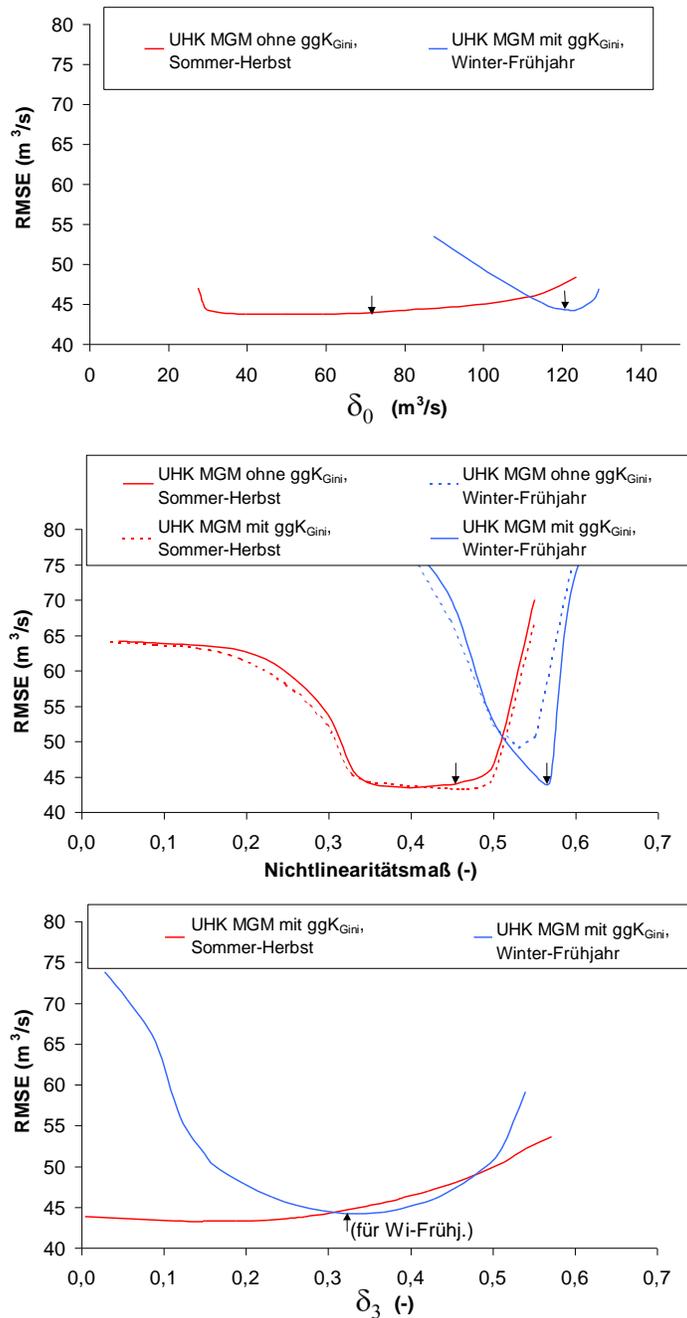


Abbildung 58 (Fortsetzung von der vorangehenden Seite).

Ähnlich wie beim Grundmodell (siehe Kapitel 7.2.3) wurde die Analyse der Identifizierbarkeit der sich aus den Parametern δ_1 und δ_2 ergebenden nichtlinearen Ausgleichsfunktionen der Gleichungen 41 und 44 anhand eines Nichtlinearitätsmaßes vorgenommen. Für die nichtlinearen Ausgleichsfunktionen des Mittelgebirgsmodells wurden dabei allerdings die nichtlinear transformierten Werte bis zu einem Ausgang des zBMMG von $80 \text{ m}^3/\text{s}$ konstant auf den sich bei diesem Ausgang ergebenden, transformierten Wert gesetzt. Damit wurden (wenn auch nur schwache) nichtlineare Effekte im unteren Bereich der Ausgleichsfunktion neutralisiert und das Maß besser auf den besonders interessie-

renden Hochwasserbereich bezogen. Im Winter-Herbst zeigt dieses Nichtlinearitätsmaß ein deutlich ausgeprägtes Minimum, bei Einbeziehung des ggK_{Gini} noch deutlicher als ohne diesen. Die vergleichsweise starke Nichtlinearität der Ausgleichsfunktion in Gleichung 44 ist somit gut begründet. Weniger deutlich ausgeprägt ist das Minimum im Sommer-Herbst, wobei die Nichtlinearität hier deutlich schwächer ausgeprägt ist als im Winter-Frühjahr. Bei Nichtberücksichtigung des ggK_{Gini} ist eine gewisse Unsicherheit des Nichtlinearitätsmaßes in einem allerdings begrenzten Bereich zwischen ca. 0,35 und 0,45 gegeben. Bei Einbeziehung des ggK_{Gini} dehnt sich dieser Bereich weiter zu höheren Nichtlinearitätsmaßen aus, ohne mit einer wesentlich verbesserten Modellanpassung einher zu gehen. Auch unter diesem Gesichtspunkt ergab sich somit ein Argument gegen die Einbeziehung von ggK_{Gini} im Sommer-Herbst, da eine höhere und dabei nicht hinreichend begründete Nichtlinearität zu einer höheren Fehleranfälligkeit des Modells führte.

Im Winter-Herbst sind auch die Parameter δ_0 (nach Gleichung 44) und δ_3 anhand der gut ausgeprägten Minima der UHK gut identifizierbar, so dass alle Parameter der Gleichung 44 und damit diese selbst begründet sind. Im Sommer-Herbst ist für δ_0 (nach Gleichung 41, ohne Berücksichtigung des ggK_{Gini}) eine gewisse Parameterunsicherheit festzustellen, die für den Modellausgang jedoch nur wenige (m^3/s) ausmacht und vernachlässigt werden kann. Schließlich zeigt die UHK für δ_3 (nach Gleichung 44, mit Berücksichtigung von ggK_{Gini}) im Sommer-Herbst ein kaum identifizierbares Minimum, was als weiteres Argument gegen die explizite Einbeziehung von ggK_{Gini} nach Gleichung 44 und für die Anwendung von Gleichung 41 im Sommer-Herbst spricht.

Schließlich wurde für Sommer-Herbst untersucht, mit welchen Unsicherheiten in der Parameteridentifizierbarkeit die ohne Fixierung der γ -Parameter des zBMMG noch erreichte Verbesserung in der Modellanpassung verbunden ist (siehe Abbildung A-13 im Anhang A.15). Für Winter-Frühjahr wurde diese Untersuchung nicht durchgeführt, da keine entsprechend verbesserte Modellanpassung erreicht wurde (siehe oben). Im Sommer-Herbst führte die Variation der γ -Parameter des zBMMG gegenüber ihrer Fixierung zu verschiedenen Problemen. Die Identifizierbarkeit optimaler Speicherkaskadeneigenschaften nimmt ab, besonders im Hinblick auf ein erhöhtes und dabei weniger gut identifizierbares Streuungsmaß, aber auch hinsichtlich der Schwerpunktlaufzeit. Dabei ist zudem festzustellen, dass die durch Variation der γ -Parameter erreichte Verbesserung in der Modellanpassung unter der Bedingung einheitlicher Speicherkaskadenparameter im Gesamtjahr nur teilweise erreicht wurde. Die offenbar geringere Dynamik der Einheitsganglinie der Speicherkaskade sowie auch ein deutlich kleinerer Wert für γ_0 (Achsenabschnitt in Gleichung 40 für das zBMMG) werden durch erhöhte Parameterwerte von γ_1 (für MGÜS), γ_2 (für MGBAS) und γ_3 (für MGAPI) sowie durch eine stärker nichtlineare (und damit fehleranfälligere) Ausgleichsfunktion in Gleichung 41 kompensiert. Die optimalen Parameterwerte für γ_1 und γ_2 sind dabei weniger gut identifizierbar und führen auch zu stärkeren Diskrepanzen im Vergleich zu den entsprechenden Parameterwerten des Winter-Frühjahrs (bei ebenfalls variierten γ -Parametern, in Abbildung A-13 nicht berücksichtigt). Für γ_3 war schließlich kein optimaler Parameterwert im (umfangreichen) analysierten Parameterraum feststellbar. Vor dem Hintergrund der hier diskutierten Aspekte wurde auch im Sommer-Herbst von

der Variation der γ -Parameter des zBMMG abgesehen, da sich hiermit bei nur wenig verbesserter Modellanpassung erhebliche Probleme der Parameteridentifizierbarkeit ergaben.

Insgesamt bestätigten die Untersuchungen zur Parameteridentifizierbarkeit die zuvor anhand der Güte der Modellanpassungen angenommene Modellstruktur mit der Gleichung 44 für Winter-Frühjahr (mit expliziter Berücksichtigung des ggK_{Gini}) und Gleichung 41 für Sommer-Herbst (nur pauschale nichtlineare Ausgleichsfunktion), jeweils bei Fixierung der γ -Parameter des zBMMG.

Schließlich wurde, wie im Kapitel 7.2.3 für das Grundmodell, auch für das Mittelgebirgsmodell ein split-sample-Test zur Modellvalidierung durchgeführt. Dieser gestaltete sich für die 25 analysierten Ereignisse der GM-Mittelgebirgsresiduen (Stichprobe) beim Mittelgebirgsmodell jedoch schwieriger als beim Grundmodell. So würde eine einfache zeitliche Zweiteilung der Stichprobe zu Problemen führen. Es ist zu berücksichtigen, dass – auch im Hinblick auf die weitere Aufteilung in die Halbjahre Sommer-Herbst und Winter-Frühjahr – nur kleine Teilstichproben mit wenigen (ca. sechs) Ereignissen verbleiben, die jeweils stark von Einzelereignissen mit vielfältigen und extremen Eigenschaften geprägt und damit leicht einseitig verzerrt werden können. Auch können sich gegebenenfalls vorhandene Modelldefizite bei solchen kleinen Teilstichproben relativ stark auswirken.

Für die 25 Ereignisse des Kalibrierungszeitraums wurde eine Validierung für einzelne Bereiche der Modellstruktur des Mittelgebirgsmodells durchgeführt, die sich auf vereinfachende, aber begründbare Annahmen stützte. Unter Berücksichtigung von Ereignischarakteristiken (vor allem Inputgrößen und MGAPI) wurden möglichst analoge Ereignispaare auf je zwei Teilstichproben der genannten Halbjahre aufgeteilt, so dass mit diesen ausgewogene Prozesseigenschaften repräsentiert werden. Des Weiteren wurden die in der Kalibrierung der Gesamtstichprobe ermittelten Parameter n und k der linearen Speicherkaskade als gegeben angenommen, da sie relativ robust und zuverlässig sind.

Im ersten Schritt wurde nur das zBMMG untersucht. Dabei bestätigten sich die meisten der für die Gesamtstichprobe kalibrierten Parameterwerte größenordnungsmäßig auch in den Teilstichproben (siehe Tabelle A-4.a.) im Anhang A.16) im Vergleich zur Tabelle 6.b.)). Stärkere Abweichungen sind für den Parameter γ_3 (MGAPI-Regressionskoeffizient) im Winter-Frühjahr festzustellen (Werte von 0,056 bzw. 0,030 in den Teilstichproben). In der Gesamtstichprobe ist der Parameter mit einem optimalen Wert zwischen den Werten der Teilstichproben jedoch gut identifizierbar. Auch kann insgesamt festgestellt werden, dass nach einer kreuzweisen Parameterübertragung zwischen den Teilstichproben die Gütemaße noch in der gleichen Größenordnung bleiben wie nach der Kalibrierung für die Gesamtstichprobe (Winter-Frühjahr mit $NSE = 0,45$ im Vergleich zur Kalibrierung der Gesamtstichprobe mit $NSE = 0,49$; Sommer-Herbst entsprechend: $0,55$ im Vergleich zu $0,62$).

Im vollständigen Mittelgebirgsmodell bestätigten sich im Sommer-Herbst die für die Gesamtstichprobe kalibrierten δ -Parameterwerte der Gleichung 41 (ohne explizite Berücksichtigung der Größe ggK_{Gini}) etwa auch in den Teilstichproben (siehe Tabelle A-4.b.) im Vergleich zur Tabelle 6.c.)). Wird allerdings Gleichung 44 verwendet, so ergibt sich für den Parameter δ_3 (Regressionskoeffizient für ggK_{Gini}) mit Werten von $0,06$ und $0,32$ für die Teilstichproben eine deutliche Divergenz. Hier spiegelt

sich erneut die Unsicherheit bei der Einbindung des ggK_{Gini} im Sommer-Herbst wider, auf die daher verzichtet wurde. Für Gleichung 41 kann hingegen festgestellt werden, dass bei kreuzweiser Übertragung der für die Teilstichproben kalibrierten Parameterwerte das NSE gegenüber dem der Kalibrierung für die Gesamtstichprobe nur in begrenztem Ausmaß fällt (0,57 gegenüber 0,66).

Im Winter-Frühjahr bestätigten sich alle für die Gesamtstichprobe kalibrierten δ -Parameter der Gleichung 44, auch der Regressionskoeffizient δ_3 für ggK_{Gini} , zumindest in ihren Größenordnungen auch in den Teilstichproben (siehe Tabelle A-4.b.) im Vergleich zur Tabelle 6.c.)). Nach kreuzweiser Übertragung der für die Teilstichproben kalibrierten Parameterwerte fiel das NSE gegenüber dem der Kalibrierung für die Gesamtstichprobe in begrenztem, jedoch merklichem Ausmaß von 0,77 auf 0,65.

Für den Parameter δ_3 für die Größe ggK_{Gini} kann somit nach dem split-sample-Test (wie auch bereits nach den Voruntersuchungen zur Entwicklung der Gleichung 44, den mit den Gleichungen 41 und 44 erreichten Modellanpassungen und der Analyse der Parameteridentifizierbarkeit) festgestellt werden, dass er in der vorliegenden Skale und der gewählten räumlichen Auflösung des Interpolationsrasters meteorologischer Inputvariablen nur im Winter-Frühjahr begründbar ist. Offenbar ist die Wirkung der räumlichen Inputkonzentration bei der allgemein höheren Feuchte und geringeren Retention im Winter-Frühjahr eindeutiger als im Sommer-Herbst und wird daher in der Modellstruktur der Gleichung 44 berücksichtigt, im Gegensatz zum Sommer-Herbst mit Gleichung 41.

Insgesamt war die durchgeführte Validierung bedingt erfolgreich. Die angesprochenen Probleme waren bei den kleinen Teilstichproben mit extremen und heterogenen Ereignissen zu erwarten (siehe oben). Eine Erweiterung der Stichprobe über den bisher genutzten Kalibrierungszeitraum hinaus stellt daher eine wesentliche Perspektive der Weiterentwicklung des Modellansatzes dar (siehe auch Kapitel 12). Allerdings ist davon auszugehen, dass sich bereits bei der Modellkalibrierung für die gesamte Stichprobe der GM-Mittelgebirgsresiduen die bei den deutlich kleineren Teilstichproben festgestellten Probleme deutlich mindern. Hierfür spricht auch die gute Parameteridentifizierbarkeit (vergleiche Schoups et al., 2008, S. 2). Ein weiteres, vor allem im Hochwasserbereich wichtiges Validierungskriterium war zudem die Anwendung des kalibrierten Modells auf die extremen Hochwasserereignisse vom August 2002, März/April 2006, Januar 2011 und Mai/Juni 2013, bei der es ohne Nachkalibrierung gelang, plausible Simulationen zu erhalten (siehe Kapitel 7.5).

7.4. Gesamtmodell und seine Diagnose

Nach der Entwicklung und Diagnose der Modellstrukturen des Grundmodells und des Mittelgebirgsmodells wurden diese und die mit ihnen simulierten Abflusskomponenten zusammengeführt. Bis auf die persistente Basisabflusskomponente QB_{pers} erfolgte dies über eine einfache Addition der Komponenten (nichtlineare Basisabflusskomponente QB_{NLS} und schnelle Abflusskomponente Q_s des Grundmodells (GM), GM-Mittelgebirgsresiduen Q_{MG}). QB_{pers} wurde anschließend abhängig von der Summe der anderen Komponenten simuliert (siehe Gleichung 19). Die ursprünglich aus der beobachteten Abflussganglinie separierte Komponente QB_{pers} konnte dabei gut reproduziert werden

(NSE = 0,81) und wurde danach den weiteren Abflusskomponenten zugefügt, um die simulierte Abflussganglinie des Gesamtmodells Q_{Ges} zu erhalten (Gleichung 45).

$$Q_{Ges, i} = Q_{B_{pers, i}} + Q_{B_{NLS, i}} + Q_{S, i} + Q_{MG, i} + e_{ges, i} \quad (45)$$

mit Bezeichnungen der Abflusskomponenten: siehe vorangehender Text, [m^3/s];

i : Zeitschritt [Tage];

e_{ges} : zufälliger oder auf epistemischer Unsicherheit beruhender Fehler des Gesamtmodells, [m^3/s].

Abbildung 59 zeigt exemplarisch einen Ausschnitt der mit dem gesamten NA-Modell simulierten Abflussganglinie, anhand der die gute Anpassung an die aus Pegelbeobachtungen abgeleitete Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken zu erkennen ist. Für den gesamten Kalibrierungszeitraum von 1963 bis 1996 (34 Jahre) wurde ein NSE von 0,82 erreicht, im Sommer-Herbst dabei ein NSE von 0,74 und im Winter-Frühjahr ein NSE von 0,82. Werden einzelne (insgesamt sieben) Situationen, in denen vermutlich ein Defizit im Schneemodell vorliegt, aus dem Kalibrierungszeitraum ausgeblendet, so steigt das NSE für die Gesamtreihe auf 0,85. Bei der Bewertung dieser NSE, zum Beispiel gegenüber denen anderer Studien im Untersuchungsgebiet mit deutlich kürzeren Kalibrierungszeiträumen (siehe Kapitel 3.3), ist zu berücksichtigen, dass sie bei dem sehr langen Kalibrierungszeitraum schwieriger zu erreichen sind (vergleiche Kapitel 3.4).

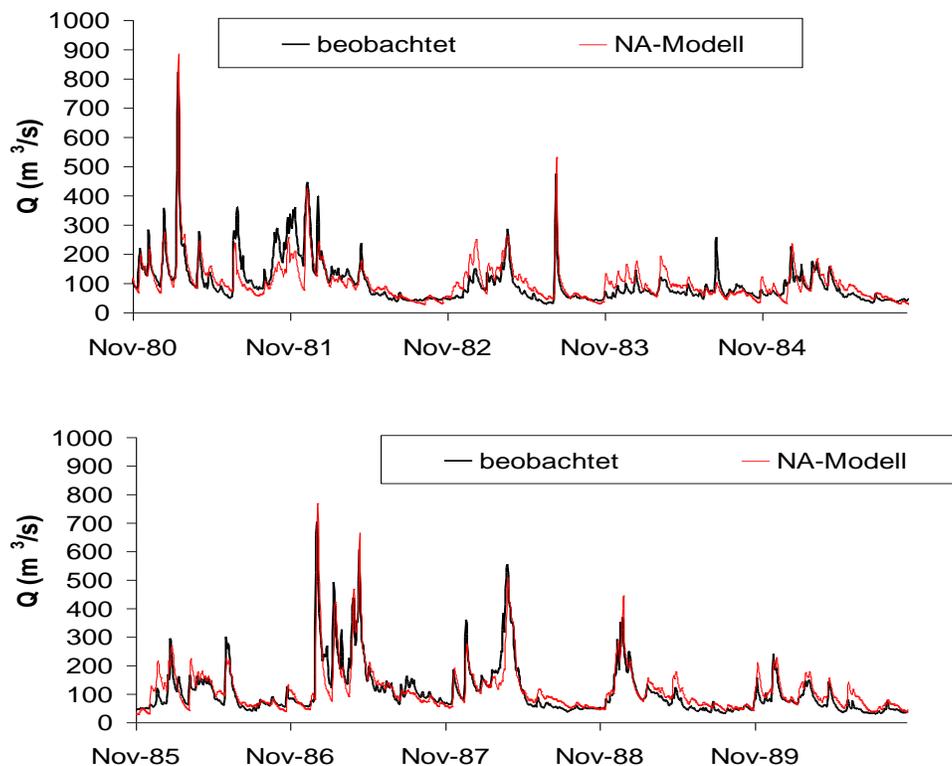


Abbildung 59: Abflussganglinie 1981-1990 des Zwischengebiets Dresden-Aken aus Beobachtung und aus dem Niederschlag-Abfluss-Modell (kalibriert für den Zeitraum 1963-1996).

Wie bereits im Kapitel 3.4 angesprochen, ist die pauschale Diagnose simulierter Abflüsse anhand des NSE möglichst durch differenzierte diagnostische Betrachtungen zu ergänzen. Dem wurde durch die differenzierte Diagnose der simulierten hydrologischen Prozess- und Abflusskomponenten bei der Modellentwicklung in den vorangehenden Kapiteln 5, 6 und 7.1 bis 7.3 bereits ausführlich entsprochen (schrittweise Modellentwicklung mit der systematischen Analyse der Fehlerstruktur und dem Bezug auf die Referenz (benchmark) von Begleitmodellen, Diagnose auch von systeminternen Größen und von verschiedenen Aspekten der Abflussganglinie, Analyse des Effekts von Laufzeitdefiziten, Analyse der Parameteridentifizierbarkeit, Modellvalidierung durch einen split-sample-Test).

Für die insgesamt simulierte Abflussganglinie wurden, der Empfehlung von Gupta et al. (2009, S. 90) folgend, weiterhin Untersuchungen zur Korrelation, Erwartungstreue und Varianz der simulierten Abflussganglinie in bezug auf die aus Beobachtungen abgeleitete Abflussganglinie durchgeführt.

Das Bestimmtheitsmaß als Maß für die Korrelation beträgt bei Ausblendung der angesprochenen Einzelsituationen mit Defizit im Schneemodell 0,85. Als Maß für die Variabilität wurden die Dauerlinien der aus Beobachtungen abgeleiteten und der über das NA-Modell simulierten Abflussganglinien miteinander verglichen (siehe Abbildung 60). Dabei entspricht die simulierte Dauerlinie in den meisten Abflussbereichen sehr gut der beobachteten Dauerlinie. Im Bereich zwischen 200 und 350 m³/s ist allerdings eine gewisse Unterschätzung der beobachteten Dauerlinie festzustellen.

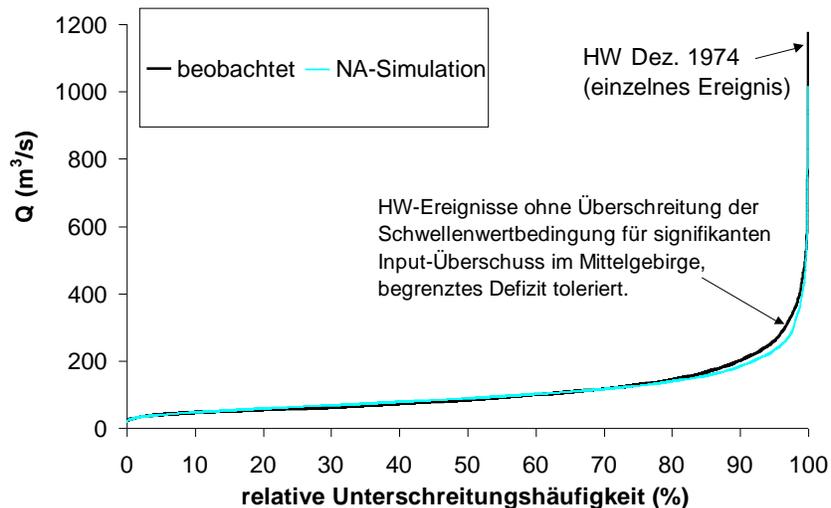


Abbildung 60: Diagnostischer Vergleich der Dauerlinien für die aus Beobachtungen abgeleitete und die mit dem NA-Modell simulierte tägliche Abflussreihe des Kalibrierungszeitraums 1963-1996 im Zwischengebiet Dresden-Aken.

Eine Analyse für Tage, an denen Mittelgebirgsresiduen des Grundmodells identifiziert wurden, ergab keine entsprechenden Abweichungen in dem genannten Abflussbereich. Damit handelt es sich offenbar um Defizite im Grundmodell, die sich insbesondere bei kleineren Hochwasserereignissen mit räumlicher Inputkonzentration, jedoch ohne Überschreitung der im Kapitel 7.3 genannten Schwellenwertbedingung für einen signifikanten Inputüberschuss im Mittelgebirgsbereich, ergeben können. Im Hinblick auf vielfältige mögliche Situationen und das nur geringe Ausmaß der Abweichungen

wurden diese toleriert. Diese Abweichung trägt auch zu einem geringfügigen Volumenfehler von 1,8% (Unterschätzung des Volumens durch das Modell) bei, der jedoch auch in einem akzeptablen Rahmen verbleibt. Schließlich wurde das NSE allein auf die Abflüsse ab dem beobachteten mittleren jährlichen Scheitelabfluss ($> 460 \text{ m}^3/\text{s}$) bezogen, um mögliche Unsicherheiten im besonders interessierenden Hochwasserbereich zu erkennen. Auch mit diesem strengen Kriterium wurde noch ein NSE von 0,67 erreicht, was die Fähigkeit des Modells zur Hochwassersimulation bestätigt.

Abgesehen von der Diagnose der Modellanwendung für die extremen Hochwasserereignisse der Jahre 2002, 2006, 2011 und 2013 (siehe Kapitel 7.5) wurden keine weiteren Diagnosen des entwickelten NA-Modells anhand der Gesamtabflussganglinie von 1963 bis 1996 durchgeführt (etwa zur Parameteridentifizierbarkeit, zur Modellvalidierung oder zur Analyse der Struktur des verbliebenen Modellfehlers e_{ges}). Hauptgrund hierfür waren die nach der Separation der Abflusskomponenten (Kapitel 7.1 und 7.3) kaum nachvollziehbaren Kompensationseffekte zwischen den Modellfehlern der einzelnen Komponenten. In vorliegender Arbeit wird der Modellansatz mit analytisch begründet differenzierten Abflusskomponenten gerade auch bei dessen Diagnose vorgezogen, da die Abflusskomponenten ein homogeneres hydrologisches Verhalten zeigen als der Gesamtabfluss und damit eine tiefergreifende und besser begründete Diagnose erlauben als ein Bezug auf den Gesamtabfluss. Insbesondere wird damit dem Problem der Äquifinalität infolge von Unsicherheiten in der Modellstruktur und in ihren Parameterausprägungen entgegengewirkt (vergleiche Kapitel 3.3 und 3.4).

Mit der zufriedenstellenden Diagnose anhand der Gesamtabflussganglinie und insbesondere anhand ihrer nach eingehender Prozessanalyse begründet separierten Abflusskomponenten wurde die Entwicklung und Kalibrierung des NA-Modells abgeschlossen. Die im Kapitel 3.5.2 aufgestellte Hypothese zur Modellstruktur (siehe Abbildung 8) konnte auf Grundlage beobachteter Daten weitgehend erfolgreich getestet, präzisiert, kalibriert und validiert werden.

Wie für den 34-jährigen Zeitraum 1963-1996 gezeigt, können mit dem entwickelten NA-Modell bei gegebenen und zuverlässigen meteorologischen Eingangsdaten (operationell verfügbare Tageswerte der Niederschlagshöhe, der Temperatur und der Großwetterlage, oder entsprechende simulierte Reihen aus regionalen Klimamodellen) tägliche Abflussreihen für das großskalige Zwischengebiet Dresden-Aken kontinuierlich, langfristig und zuverlässig simuliert werden. Damit ist das NA-Modell dazu geeignet, auf Grundlage meteorologischer Simulationen einen wesentlichen Beitrag zur Erweiterung der Stichprobe des beobachteten Abflussprozesses des Zwischengebiets (gemeinsam mit tschechischen Partnern auch der Mittleren Elbe) zu leisten, um dessen Verteilungseigenschaften umfassender zu analysieren. Zudem können Abflussreihen für Szenarien unter veränderten meteorologischen Bedingungen simuliert werden, um deren Folgen zu bewerten.

Grenzen der Modellentwicklung auf Grundlage der verfügbaren Daten, etwa hinsichtlich der Wirkung der räumlichen Inputkonzentration im Mittelgebirgsbereich im Sommer-Herbst, der umfassenderen Validierbarkeit des Mittelgebirgsmodells oder der Unsicherheiten im Zusammenhang mit der Schneeschmelzkomponente des Input wurden dokumentiert und werden im Kapitel 12 bei der Diskussion weiterführender Forschungsperspektiven berücksichtigt.

Im Hinblick auf die verbliebenen Unsicherheiten des entwickelten NA-Modells sowie auf die Tatsache, dass im Kalibrierungszeitraum von 1963 bis 1996 nur eine begrenzte Vielfalt großer Hochwasserereignisse auftrat, wird das kalibrierte Modell im folgenden Kapitel anhand der extremen Hochwasserereignisse der Jahre 2002, 2006, 2011 und 2013 mit unterschiedlichen Charakteristiken diagnostiziert, um seine Anwendbarkeit im extremen Hochwasserbereich zu untermauern.

7.5 Anwendung des Niederschlag-Abfluss-Modells auf extreme Hochwasserereignisse im Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken

Um die Anwendbarkeit bzw. Extrapolierbarkeit des entwickelten NA-Modells im extremen Hochwasserbereich zu untersuchen, wurden ohne eine Nachkalibrierung Simulationen für die Hochwasserereignisse der Jahre 2002, 2006, 2011 und 2013 (siehe Kapitel 6.2) durchgeführt. Zur Diagnose dienten in erster Linie die aus den Nebenflussganglinien der Mulde und der Schwarzen Elster abgeleiteten Zwischengebietsganglinien, mit Ausnahme des Ereignisses vom August 2002 jedoch ergänzend auch die Differenzganglinien der Abflussganglinie Aken abzüglich der von Dresden dorthin gerouteten Abflussganglinie. Auch weitere, bereits im Kapitel 6.2 angesprochene, ereignisspezifische Charakteristiken und Retentionseffekte wurden interpretativ in die Diagnose einbezogen.

Beim Hochwasserereignis vom April 2006, das infolge der Schmelze einer sehr mächtigen Schneedecke auftrat (siehe Abbildung 20), ergab die NA-Simulation eine sehr gute Anpassung an die aus den beobachteten Nebenflussganglinien abgeleitete Zwischengebietsabflussganglinie (siehe Abbildung 61). Es ist anzunehmen, dass die dokumentierten, in Talsperren zurückgehaltenen Volumina auch im Hinblick auf die in den letzten Jahrzehnten stark erweiterten Hochwasserrückhalteräume der Talsperren bei diesem Ereignis keinen spezifischen Unterschied zu vergleichbaren Ereignissen des Kalibrierungszeitraums bedeuten, da das Ereignis noch während der allgemeinen frühjährlichen Auffüllungsphase der Talsperren stattfand. Die dokumentierten Rückhaltevolumina schränken die gute Anpassung der simulierten Abflussganglinie daher nicht ein (vergleiche Kapitel 6.2).

Beim Hochwasserereignis vom Januar 2011 ist zu einem früheren Zeitpunkt der allgemeinen Füllungsphase der Talsperren unter diesem Gesichtspunkt ebenfalls nicht von einer spezifisch unterschiedlichen Talsperrenwirkung gegenüber vergleichbaren Ereignissen im Kalibrierungszeitraum auszugehen. Wie im Kapitel 6.2 erörtert, orientiert sich die Diagnose im Scheitelbereich dieses Ereignisses eher an der Differenzganglinie (Abfluss Aken minus dorthin gerouteter Abfluss von Dresden). Bei der NA-Simulation dieses Ereignisses ergab sich eine im (34-jährigen) Kalibrierungszeitraum nicht aufgetretene Situation, bei der ein signifikanter Inputüberschuss des Mittelgebirgsbereichs (MGÜS) erst in einem deutlich fortgeschrittenen Stadium des Ereignisses auftrat. Bei der Simulation dieses Ereignisses erwies sich der plausible Ansatz als geeignet, das Mittelgebirgsmodell bereits ab Beginn des Ereignisses (7. Januar) mit der entsprechenden Vorfeuchte und den weiteren Inputgrößen laufen zu lassen, den hiermit simulierten Abflussanteil aber erst ab dem Zeitpunkt zu berücksichtigen, zu dem sich nach Beginn des signifikanten MGÜS (12. Januar) ein dadurch beding-

ter Ausgang des Mittelgebirgsmodells ergibt. Im Scheitel ergibt sich eine gute Übereinstimmung zwischen der aus Beobachtungen abgeleiteten und der über NA-Simulation erhaltenen Abflussganglinie, die Fülle ist jedoch bei der simulierten Ganglinie deutlich größer. Wird die Vorgeschichte (Dezember 2010) in die Diagnose einbezogen, ist anhand der (allerdings unsicheren) Differenzganglinie festzustellen, dass es hier bereits zu einer Schneeschmelze kam, obwohl die mittleren täglichen Temperaturen fast durchgängig deutlich negativ waren. Durch die NA-Simulation (bzw. die darin enthaltene Simulation der Schneeschmelze) wird diese Abflussreaktion somit unterschätzt. In ihrer Größenordnung entspricht die Unterschätzung der überschätzten Fülle beim Hochwasserereignis, so dass die NA-Simulation im engeren Sinne auch hier als plausibel anzusprechen ist. Eine verbesserte Simulation erfordert eine Weiterentwicklung des Schneemodells unter Nutzung detaillierterer Daten (zeitliche Auflösung, Strahlungseinfluss), die für die vorliegende Arbeit nicht zur Verfügung standen.

Beim Hochwasserereignis vom Mai/Juni 2013, bei der die Diagnose an der aus den Nebenflussganglinien abgeleitete Zwischengebietsabflussganglinie orientiert werden kann (siehe Kapitel 6.2), ergab sich - wie beim Hochwasser 2011 - ein signifikanter MGÜS erst im fortgeschrittenen Ereignisablauf. Diese Situation wurde analog zum Hochwasser 2011 behandelt (Beginn der Simulation mit dem Mittelgebirgsmodell bereits ab dem 25. Mai, jedoch Berücksichtigung der damit simulierten Abflussanteile erst nach Beginn des signifikanten MGÜS am 29. Mai). Des Weiteren erstreckte sich das Ereignis gerade über den im entwickelten Mittelgebirgsmodell angenommenen Übergang (31. Mai/1. Juni) zwischen den Halbjahren Sommer-Herbst und Winter-Frühjahr, für die im Modell leicht unterschiedliche Strukturen entwickelt, vor allem aber unterschiedliche Parameter kalibriert wurden (siehe Kapitel 7.3). Eine extreme Referenzhochwassersituation zu einem entsprechenden Zeitpunkt im Jahr trat im Kalibrierungszeitraum nicht auf. Auch konnte im Kalibrierungszeitraum angesichts der relativ geringen Anzahl und der stark nichtlinearen, ereignisbezogenen Dynamik der Mittelgebirgsresiduen keine kontinuierliche Saisonstruktur des Mittelgebirgsmodells erkannt werden (siehe Kapitel 7.3.2, gilt auch für weitere Entwicklungsschritte des Modells). Im ersten Ansatz wurde das Hochwasserereignis daher sowohl mit sommer-herbstlichen als auch mit winter-frühjährlichen Bedingungen des Mittelgebirgsmodells simuliert (siehe Abbildung 61). Da sich die beiden simulierten Abflussganglinien deutlich unterscheiden, wurden weiterhin Simulationen mit interpolierten Parametern durchgeführt. Bei einer arithmetischen Mittelung der Parameter (entsprechend zum datumsbezogenen Auftretenszeitpunkt des Ereignisses, für δ_3 halber Wert von dem für Winter-Frühjahr) wird die aus Beobachtungen abgeleitete Zwischengebietsabflussganglinie unterschätzt. Bei einer höheren Gewichtung der winter-frühjährlichen Parameter (zu 80 %) ergibt sich hingegen eine gute Anpassung. Im Hinblick auf die bis in den Mai 2013 außergewöhnlich kühle (winter-frühjährliche) Witterung (siehe z. B. BfG und DWD, 2013, S. 11 ff.) ist diese Gewichtung plausibel. In der Diagnose zu berücksichtigen ist auch das nach dem Ausbau der Hochwasserrückhalteräume in den letzten Jahrzehnten (siehe Kapitel 2.2) und nach einer ereignisspezifischen Vorentlastung für die Jahreszeit relativ hohe, dokumentierte Rückhaltevolumen in den Talsperren des Zwischengebiets (siehe Kapitel 6.2 und Abbildung 61). Die eher winter-frühjährliche Parametrisierung des Mittelgebirgsmodells impliziert dabei eher Talsperrenwirkungen während der Füllungsphasen der Talsperren im Kalibrierungs-

zeitraum (1963-1996). Wie auch ein Vergleich mit dem für das Frühjahrshochwasser 2006 dokumentierten Rückhaltevolumen zeigt (siehe Kapitel 6.2.), ist das für das Hochwasser 2013 dokumentierte Rückhaltevolumen mit den winter-frühjährlichen Talsperrenwirkungen in der Größenordnung vereinbar. Insgesamt zeigt dieses Beispiel, wie das vorliegende Modell in einem ereignisspezifischen Lernprozess plausibel interpretiert werden kann, um ausgehend von dem real aufgetretenen Hochwasserereignis Szenarien mit modifizierten Bedingungen ableiten zu können.

Für die Diagnose der NA-Simulation des Hochwasserereignisses vom August 2002 wird aufgrund der im Kapitel 6.1 angesprochenen Rückstau- und Retentionseffekte an der Elbe nur die aus den Nebenflussganglinien der Mulde und der Schwarzen Elster abgeleitete Abflussganglinie des Zwischengebiets genutzt. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass die mit der im Normalfall geeigneten Gleichung 12 berechnete Abflussganglinie eine denkbare, zur Diagnose des NA-Modells besser geeignete Zwischengebietsganglinie aus den im Kapitel 6.2 erörterten Gründen unterschätzt (starke Prägung durch extremes Mulde-Hochwasser, nicht berücksichtigtes extremes Weißeritz-Hochwasser sowie starke ereignisspezifische Retentionseffekte in Talsperren nach deren Vorentlastung und infolge einer Vielzahl von Deichbrüchen an der Mulde oberhalb des Pegels Bad Düben). Die in Abbildung 61 erkennbare Überschätzung der nach Gleichung 12 berechneten Zwischengebietsganglinie durch die Ganglinie der NA-Simulation ist damit - auch in der Größenordnung - plausibel.

Insgesamt wurden mit der Anwendung des entwickelten NA-Modells auf extreme Hochwasserereignisse ohne eine Nachkalibrierung plausible Simulationsergebnisse diagnostiziert. Die erfolgreiche Modellanwendung unter den angesprochenen Extrembedingungen, die teilweise eine deutliche Extrapolation gegenüber den im Kalibrierungszeitraum enthaltenen Bedingungen darstellen, wird als wesentliches weiteres Argument der Modellvalidierung im Hochwasserbereich, begriffen. Mit der gezeigten Einsatzfähigkeit im extremen Hochwasserbereich steht das Modell auch für die Simulation extremer Hochwasserszenarien bereit (siehe Kapitel 10).

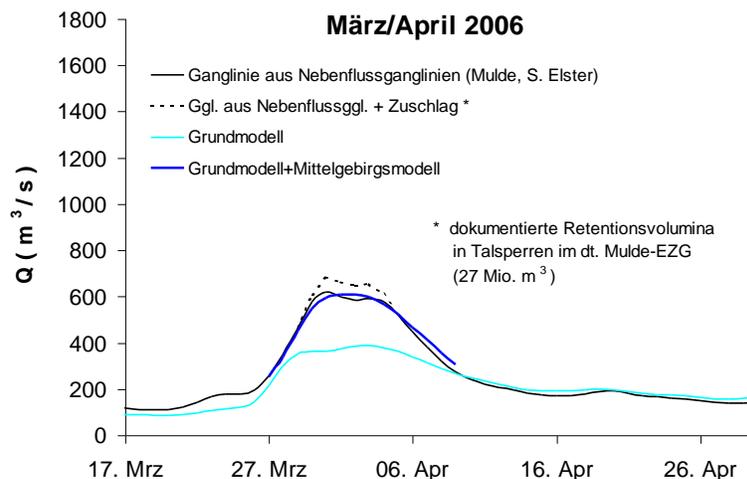


Abbildung 61 (mit Fortsetzung auf der Folgeseite): Simulation der Hochwasserereignisse vom April 2006, August 2002, Januar 2011 und Mai/Juni 2013 im Zwischengebiet Dresden-Aken durch Anwendung des entwickelten NA-Modells mit kalibrierten Parametern für den Zeitraum von 1963 bis 1996.

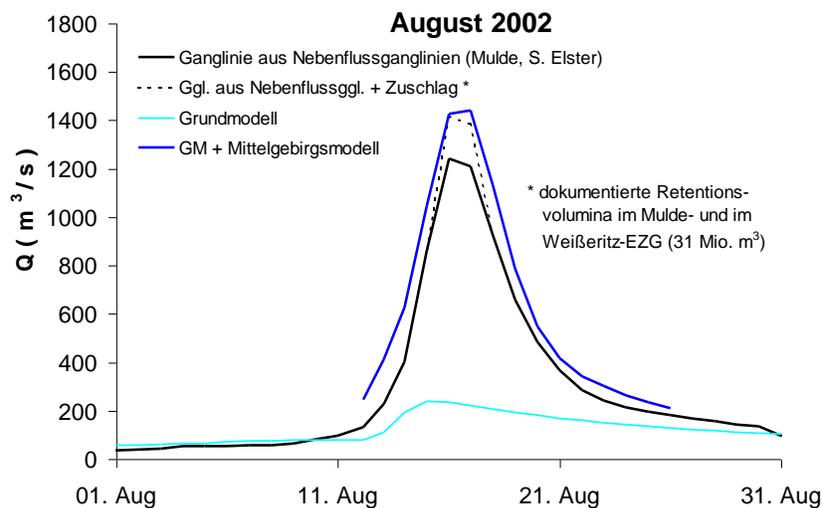
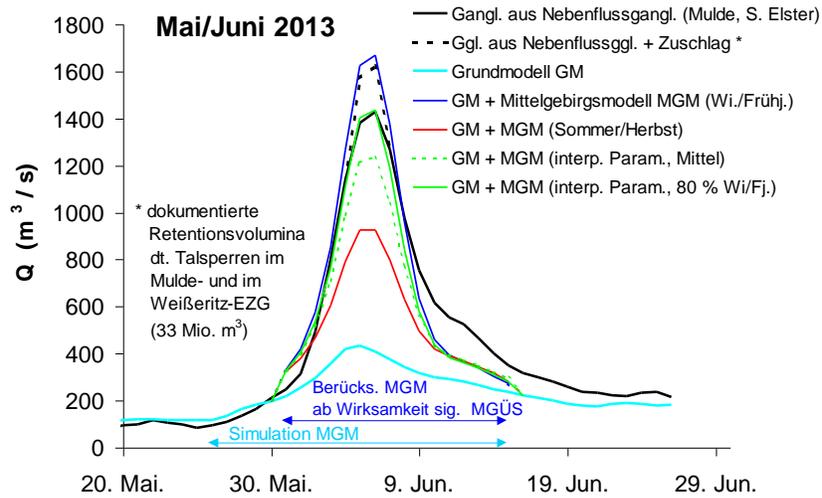
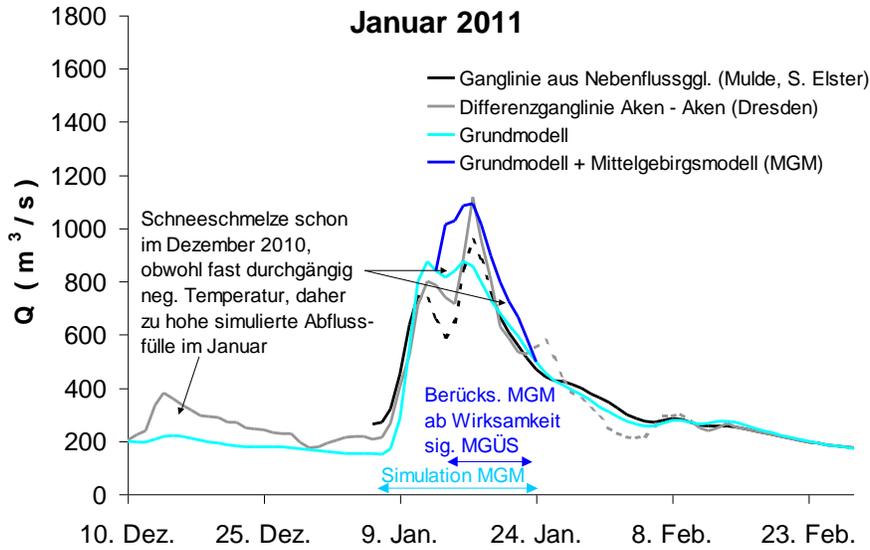


Abbildung 61 (Fortsetzung von Abbildung auf vorangehender Seite).

8. Integration des Niederschlag-Abfluss-Modells in einen flussgebietsbezogenen und interdisziplinären wasserwirtschaftlichen Zusammenhang für die Mittlere Elbe

Um das für das Zwischengebiet Dresden-Aken entwickelte NA-Modell im Rahmen des bereits im Kapitel 2.4 angesprochenen Verbundprojekts „Operationelles Hochwasser-Management in großräumigen Extremsituationen am Beispiel der Mittleren Elbe“ in einem flussgebietsbezogenen und interdisziplinären Zusammenhang für operationelle wasserwirtschaftliche Aussagen nutzbar zu machen, wurde es in Zusammenarbeit mit den Projektpartnern mit dem Wettervorhersagemodell COSMO (siehe Kapitel 5.6) sowie mit dem hydrologischen Modellsystem Aqualog für den tschechischen Teil des Elbe-Einzugsgebiets und einem hydraulisch-numerischen Modell für das Zielgebiet des Projekts im Bereich der Mittleren Elbe gekoppelt (siehe folgende Kapitel 8.1 und 8.2).

8.1. Hydrologische Modellierung im tschechischen Bereich des Elbe-Einzugsgebiets

Die NA-Modellierung im gesamten tschechischen Bereich des Elbe-Einzugsgebiets (bis Pegel Ústí n. L.) war Aufgabe der Projektpartner in Tschechien, des Tschechischen Hydrometeorologischen Instituts (ČHMÚ in Prag) und des Büros Aqualogic (Prag). Es wird hier nur ein kurzer Überblick über das dort verwendete Modellsystem Aqualog gegeben, mit dem die in der eigenen Arbeit weiter verwendeten Abflussganglinien simuliert wurden. Detailliertere Angaben zum Modell Aqualog finden sich in Aqualogic Consulting (2014) und in Nestmann und Kron (2009, S. 55-60).

Aqualog ist das der offiziellen Hochwasservorhersage in Tschechien zugrundeliegende hydrologische Modellsystem. Wesentliche Komponenten dieses modular aufgebauten Modellsystems entsprechen denen des NOAA NWSRFS (National Weather Service River Forecasting System), das auch vom US National Weather Service bereits seit mehreren Jahrzehnten erfolgreich angewandt wird.

Die räumliche Interpolation stationsweiser Niederschlagshöhen und Temperaturen erfolgte mit dem Inverse-Distanz-Verfahren, bei der Temperatur unter Berücksichtigung eines vertikalen Höhengradienten. Des Weiteren wurden geländehöhenabhängige Grenztemperaturen für die Niederschlagsform genutzt. Die Schneeschmelze wurde mit dem konzeptionellen Modul SNOW17 des NWSRFS berechnet, bei dem der Energieeintrag aus der Atmosphäre über einen Gradtagfaktor bzw. – im Fall eines deutlichen Flüssigniederschlags – durch eine vereinfachte Energiebilanzgleichung erfasst wurde. Auch das Retentionsvermögen für flüssiges Wasser in der Schneedecke wurde berücksichtigt.

Die Abflussbildung wurde mit Aqualog auf Grundlage des konzeptionellen Modells SAC-SMA (Sacramento-Modell) des NWSRFS im 6-h-Zeitschritt und semi-verteilt für Teileinzugsgebiete der Größe von 5-10 km² simuliert, bevor die Abflusskonzentration für mesoskalige Teileinzugsgebiete (ca. 30-40 km²) über das Einheitsganglinienverfahren berechnet wurde. Schließlich wurden verschiedene Wellenablaufmodelle (Translations-Diffusions-Modell, Muskingum-Cunge, HEC-RAS) eingesetzt, um

den Wellenablauf im Gewässernetz bis zum grenznahen Pegel Ústí n. L. zu simulieren. Bei dieser hydrologischen Simulation wurde auch der (deutliche) Einfluss des tschechischen Talsperrensystems einbezogen. Im kinematischen Speichermodell sMAN wurde dazu eine Talsperrensteuerung entsprechend zu den aktuell gültigen Steuerungsrichtlinien durchgeführt.

Nach der Kalibrierung von Aqualog anhand täglicher Abflussreihen von 2000 bis 2006 (NSE = 0,79) konnten mit dem Modellsystem auch die extremen Hochwasserereignisse der Jahre 2002 und 2006 zutreffend simuliert werden (siehe Abbildung 64, die auch die simulierte Abflussganglinie am tschechischen Elbepegel Ústí n. L. enthält, für weitere Details siehe Nestmann und Kron, 2009, S. 59 f.). Nach der Diagnose der Simulationen sowie mit der langjährigen Erfahrung der tschechischen Partner konnte von der Zuverlässigkeit des Modellsystems Aqualog für großskalige operationelle Simulationen der Abflüsse der Elbe bis in den extremen Hochwasserbereich ausgegangen werden. Neben beobachteten Hochwasserereignissen wurden von tschechischer Seite auch die Abflussganglinien extremer Hochwasserszenarien simuliert und zur Simulation ihres vom Elbepegel Ústí n. L. ausgehenden, weiteren Verlaufs im deutschen Bereich übergeben (siehe Kapitel 10).

Wie bereits im Kapitel 2.4 erörtert, kann für das Zwischengebiet der Elbepegel Ústí n. L. und Dresden wegen starker anthropogener Einflüsse keine zuverlässige NA-Simulation, sondern nur eine empirische Abschätzung durchgeführt werden. Bei Ereignissen bzw. Szenarien, bei denen davon auszugehen ist, dass der Zwischengebietsscheitel dem der Elbe deutlich vorweg läuft (z. B. Augusthochwasser 2002 und davon ausgehend definierte Szenarien), wird er vernachlässigt. Wenn von einer stärkeren Überlagerung der Hochwasserwellen auszugehen ist (z. B. Hochwasser vom April 2006 und entsprechende Szenarien), werden Szenarien für Dresden entsprechend zum Füllenverhältnis der beobachteten Hochwasserereignisse von Dresden und Ústí n. L. mit einem Faktor verstärkt.

Im weiteren Verlauf der Ereignisse bzw. Szenarien wird der Wellenablauf der simulierten Abflussganglinien bis ins Zielgebiet an der Mittleren Elbe berechnet und dabei mit der simulierten Abflussganglinie aus dem deutschen Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken überlagert. Die daraus resultierenden Abflussganglinien werden schließlich an der Schnittstelle zur hydraulisch-numerischen Modellierung im Zielgebiet bereitgestellt.

8.2. Schnittstelle zur hydraulisch-numerischen Modellierung im Bereich der Mittleren Elbe

Mit dem Blockansatz des entwickelten NA-Modells für das Zwischengebiet Dresden-Aken erfolgt die im vorangehenden Kapitel angesprochene Überlagerung zunächst nur punktuell am Pegel Aken. Zudem wird bei der Wellenablaufsimulation in der Elbe sowie bei der Ableitung und Simulation der Zwischengebietsabflussganglinie zunächst angenommen, dass keine ereignisspezifischen Retentions- und Rückstauwirkungen an der Elbe und der unteren Mulde auftreten. Nur unter diesen Bedingungen können die Abflussganglinien für die (einheitliche) Diagnose der großskaligen NA-Modellierung genutzt werden (vergleiche Kapitel 6.2 und 9.1).

Um die in der NA-Modellierung bewusst vernachlässigten Effekte im interdisziplinären Ansatz des Verbundprojekts einzubeziehen und zudem über den Einzelstandort am Pegel Aken hinaus räumlich verteilte Aussagen zu den Abfluss-, Wasserstands- und Strömungsverhältnissen im Zielgebiet an der Mittleren Elbe zu treffen, war eine hydraulisch-numerische (HN-)Modellierung notwendig (siehe Oberle et al., 2008). Die HN-Modellierung benötigte hydrologische Randbedingungen (Abflussganglinien) an den oberen Rändern ihres Modellgebiets (Pegel Wittenberg an der Elbe und Brücke der BAB 9 über die Mulde, ca. 12 km oberhalb der Muldemündung, siehe Abbildungen 6 bzw. 63, durch Pfeile gekennzeichnet). Um Abflussganglinien dieser Standorte ausgehend von NA-Simulationen für das gesamte Zwischengebiet am Pegel Aken und von den von Dresden nach Wittenberg bzw. Aken gerouteten Ganglinien zu ermitteln, wurde ein aufgabenspezifisches Disaggregierungs- und Übertragungskonzept für die simulierten Ganglinien des Zwischengebiets entwickelt.

Zunächst wird dabei die über das NA-Modell simulierte Abflussganglinie in Anteile aufgeteilt, die einerseits dem Mulde-Einzugsgebiet (westlicher Teil des Zwischengebiets) und andererseits dem östlichen Teil des Zwischengebiets zugeordnet werden (siehe Abbildung 62).

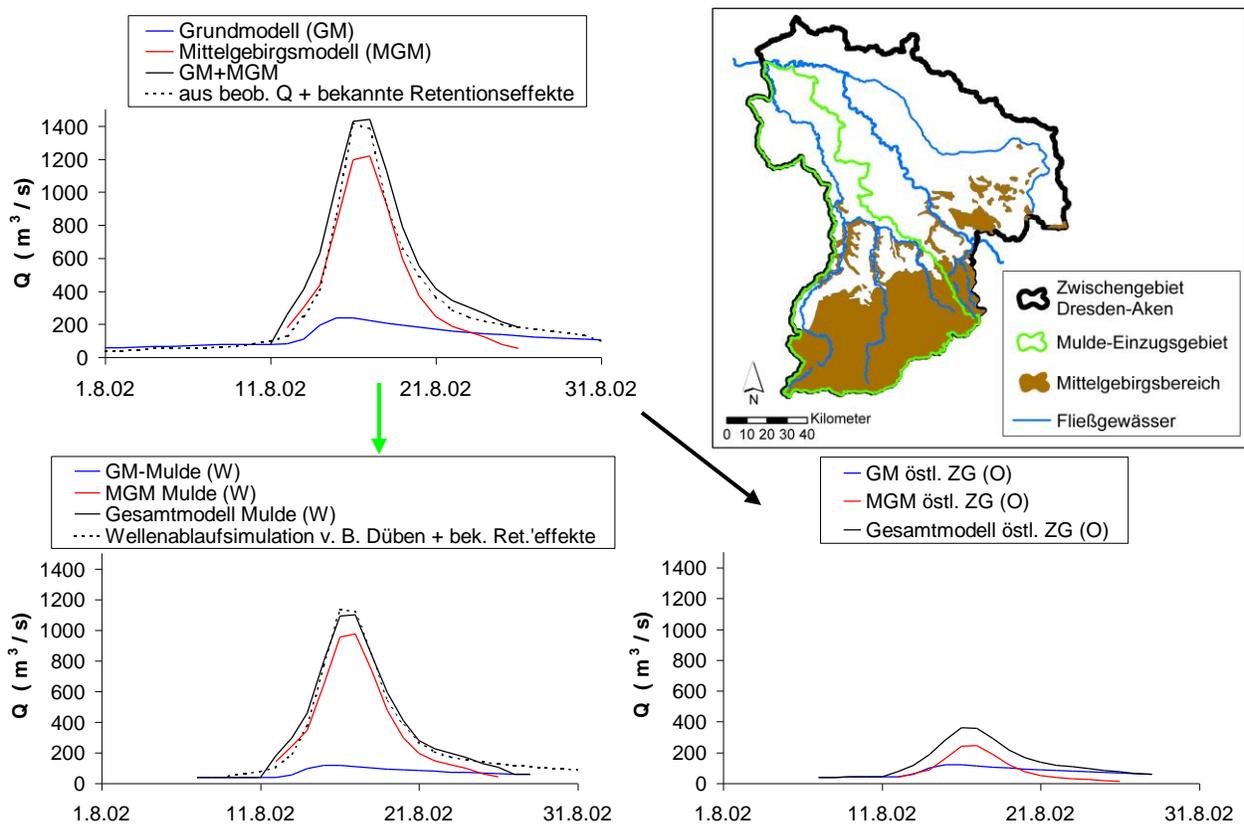


Abbildung 62: Aufteilung der für das gesamte Zwischengebiet Dresden-Aken simulierten Abflussganglinie auf die Ganglinienanteile aus zwei Teilgebieten (Mulde-Einzugsgebiet und östliches Zwischengebiet) nach Anwendung der Gleichungen 46 und 47. Zum Vergleich sind auch aus beobachteten Pegelreihen abgeleitete Abflussganglinien dargestellt (mit vereinfachter Aufprägung bekannter Retentionseffekte von Talsperren im Scheitelbereich).

Diese Aufteilung erfolgt getrennt für die Simulationen des Grundmodells (mit persistenter Basisabflusskomponente) und des Mittelgebirgsmodells. Orientiert an diesen Blockansätzen erfolgen die Aufteilungen jeweils mit ereignisweisen Gewichtungsfaktoren proportional zu den in den Teilgebieten bzw. ihren Mittelgebirgsanteilen aufgetretenen Inputvolumina. Die aufgeteilten Abflussganglinien des Grundmodells und des Mittelgebirgsmodells werden anschließend pro Teilgebiet wieder zu jeweils einer Gesamtabflussganglinie zusammengefasst. Siehe hierzu auch die Gleichungen 46 und 47 sowie Abbildung 62 für das Beispiel des simulierten Hochwasserereignisses vom August 2002. Dieses Vorgehen ist nur für Hochwasserereignisse (bzw. –szenarien) mit zeitlich kompaktem Charakter oder über den Ereignisverlauf ähnlichen Aufteilungsverhältnissen gerechtfertigt und wird ohne weitere zeitliche Untergliederung nur auf solche Ereignisse angewandt.

$$Q_{W,i} = Q_{W,GM,i} + Q_{W,MGM,i} = Q_{G,GM,i} \cdot \frac{\Sigma GI_W}{\Sigma GI_G} + Q_{G,MGM,i} \cdot \frac{\Sigma GI_{W,MA}}{\Sigma GI_{G,MA}} \quad (46)$$

$$Q_{O,i} = Q_{O,GM,i} + Q_{O,MGM,i} = Q_{G,GM,i} \cdot \frac{\Sigma GI_O}{\Sigma GI_G} + Q_{G,MGM,i} \cdot \frac{\Sigma GI_{O,MA}}{\Sigma GI_{G,MA}} \quad (47)$$

mit Q_i : Abfluss [m^3/s] mit täglichem Zeitschritt i [d];
 ΣGI : ereignisbezogene Fülle des Gebietsinputs [m^3];
 W, O : Indizes für westlichen und östlichen Teil des Zwischengebiets Dresden-Aken;
 G, MA : Indizes für das Gesamte Zwischengebiet und für dessen Mittelgebirgsanteil;
 GM, MGM : Indizes der Abflusskomponenten des Grundmodells und des Mittelgebirgsmodells.

In einem weiteren Schritt werden die für den Pegel Aken aufgeteilten Ganglinien über statistisch abgeleitete Beziehungen auf die Standorte der oberen Ränder des HN-Modellgebiets übertragen.

Um eine im extremen Hochwasserbereich geeignete Übertragungsbeziehung für den Muldestandort „BAB9“ zu entwickeln, wird zunächst die am Mulde-Pegel Bad Dübener Heide beobachtete Abflussganglinie vom August 2002 mit den oben genannten Annahmen (ohne spezifische Rückstau- und Retentionswirkungen) zum Standort BAB9 und weiter zum Pegel Aken geroutet. Anhand der simulierten Ganglinien (mit $Q_{BAB9(BD)}$ bzw. $Q_{Aken(BD)}$ bezeichnet) wird anschließend - in umgekehrter Richtung - eine schwach nichtlineare Regressionsbeziehung zur Schätzung der Ganglinie $Q_{BAB9(BD)}$ ausgehend von der Ganglinie $Q_{Aken(BD)}$ entwickelt (Gleichung 48).

$$Q_{BAB9(BD),i} = 0,13 \cdot Q_{Aken(BD),i} + 0,76 \cdot Q_{Aken(BD),i+1} + 0,00033 \cdot Q_{Aken(BD),i+1}^2 \quad (48)$$

mit Bezeichnung der Variablen [m^3/s] mit täglichem Zeitschritt i [d]: siehe vorangehender Text.

Die Zuverlässigkeit dieser Gleichung auch für den Abflussbereich oberhalb des Augustscheitels 2002 (z. B. für entsprechende Szenarien) wird untersucht, indem die Ganglinie des Standorts „BAB9“ erhöht und ihr Wellenablauf nach Aken simuliert wird, um ausgehend von dieser simulierten Ganglinie unter Anwendung der Gleichung 48 die Ganglinie des Standorts BAB9 wieder erfolgreich zu reproduzieren. Nur bei den größten Hochwasserszenarien ist es vorteilhaft, die Regressionsbeziehung durch entsprechende Wellenablaufexperimente zwischen dem Standort BAB9 und dem Pegel Aken neu zu ermitteln. Anschließend kann Gleichung 48 (bzw. die nachgeeichte Beziehung) auf die durch das NA-Modell und die Gleichung 46 simulierte Abflussganglinie der Mulde ($Q_W(i)$), mit Bezug auf den

Standort Aken) angewandt werden. Die damit berechnete Abflussganglinie für den Standort BAB9 wird schließlich für das Augusthochwasser 2002 diagnostiziert. Dazu wird sie verglichen mit der in Bad Dübener See beobachteten und von dort gemeinsam mit einer vereinfachten Aufprägung bekannter Retentionseffekte der Talsperren zum Standort BAB9 gerouteten Abflussganglinie (siehe Abbildung 63). Die gute Anpassung zwischen den Ganglinien ergibt eine erneute Bestätigung des plausiblen Simulationsergebnisses für das Augusthochwasser 2002 (vergleiche Kapitel 7.5).

Des Weiteren ist der für den Pegel Aken berechnete Abflussanteil des östlichen Zwischengebiets auf den Pegel Wittenberg zu übertragen. Die Übertragung erfolgt im Zusammenhang dieses Abflussanteils mit dem durch das Wellenablaufmodell nach Aken gerouteten Abflussanteil des Pegels Dresden. Im ersten Schritt werden für Aken funktionale Beziehungen abgeleitet, mit denen die Summe der genannten Abflussanteile abhängig von dem von Dresden allein stammenden Abflussanteil beschrieben werden (siehe Gleichung 49). Wie in Abbildung 63 veranschaulicht, werden dazu ereignisspezifisch und getrennt für den ansteigenden und den abfallenden Ast der Hochwasserganglinie (zum Beispiel Augusthochwasser 2002) hinreichend flexible Polynome an die Wertepaare angepasst.

$$Q_{\text{PEG(DD+ZGO)},i} = a_1 + a_2 \cdot Q_{\text{PEG(DD)},i} + a_3 \cdot Q_{\text{PEG(DD)},i}^2 + a_4 \cdot Q_{\text{PEG(DD)},i}^3 + a_5 \cdot Q_{\text{PEG(DD)},i}^4 + \dots + e_i \quad (49)$$

mit $Q_{\text{PEG(DD)}}$: von Dresden zum Pegel PEG geroutete Abflussganglinie der Elbe (PEG: Aken bzw. Wittenberg), [m^3/s];

$Q_{\text{PEG(DD+ZGO)}}$: Summe von $Q_{\text{PEG(DD)}}$ und der Abflussganglinie des östlichen Teilgebiets des Zwischengebiets Dresden-Aken am Pegel PEG, [m^3/s];

i : täglicher Zeitschritt, [d];

a_1 [m^3/s], a_2 [-], a_3 [$\text{m}^{-3}/\text{s}^{-1}$], a_4 [$\text{m}^{-6}/\text{s}^{-2}$], ...: Regressionskoeffizienten des jeweiligen Polynoms (differenziert für aufsteigenden und abfallenden Teil der Ereignisganglinie);

e : zufälliger oder auf epistemischer Unsicherheit beruhender Fehler, [m^3/s].

Dabei wird darauf geachtet, dass sich die Polynome über den am Pegel Aken belegten Bereich hinaus in einem gewissen Maße extrapolieren lassen, ohne instabile oder zwischen den beiden Polynomen (für den ansteigenden und den abfallenden Ast) divergierende Entwicklungen zu zeigen (siehe Abbildung 63). Der für den Pegel Aken gefundene Zusammenhang wird anschließend auf den Pegel Wittenberg übertragen, an dem die Abflusscharakteristik sehr ähnlich zur Summe der aus Dresden und aus dem östlichen Zwischengebietsteil stammenden Abflussanteile in Aken ist. Dabei wird ausgehend von der gerouteten Abflusskomponente Dresdens in Wittenberg unter Anwendung der für Aken abgeleiteten Polynome die Summe der von Dresden und aus dem östlichen Zwischengebietsteil stammenden Abflusskomponenten in Wittenberg berechnet (siehe Abbildung 63). Wie die Abbildung weiterhin zeigt, ist die Entsprechung zwischen der auf diesem Weg erhaltenen Abflussganglinie und einer von Deichbrucheffekten bereinigten Abflussganglinie Wittenbergs (Homogenisierung durch Wellenablaufsimulation von Torgau und Löben mit Annahme standfester Deiche)

gut. Damit erfahren das NA-Modell für das Zwischengebiet und das in diesem Abschnitt entwickelte Disaggregierungs- und Übertragungskonzept eine weitere Bestätigung.

Insgesamt kann somit die zunächst für das gesamte Zwischengebiet und nur in bezug auf den Standort Aken simulierte Abflussganglinie auf die oberen Modellränder einer HN-Modellierung im Zielgebiet des interdisziplinären Verbundprojekts an der Mittleren Elbe übertragen werden, so dass weiterführende Aussagen zum Hochwasserrisiko in diesem Gebiet getroffen werden können.

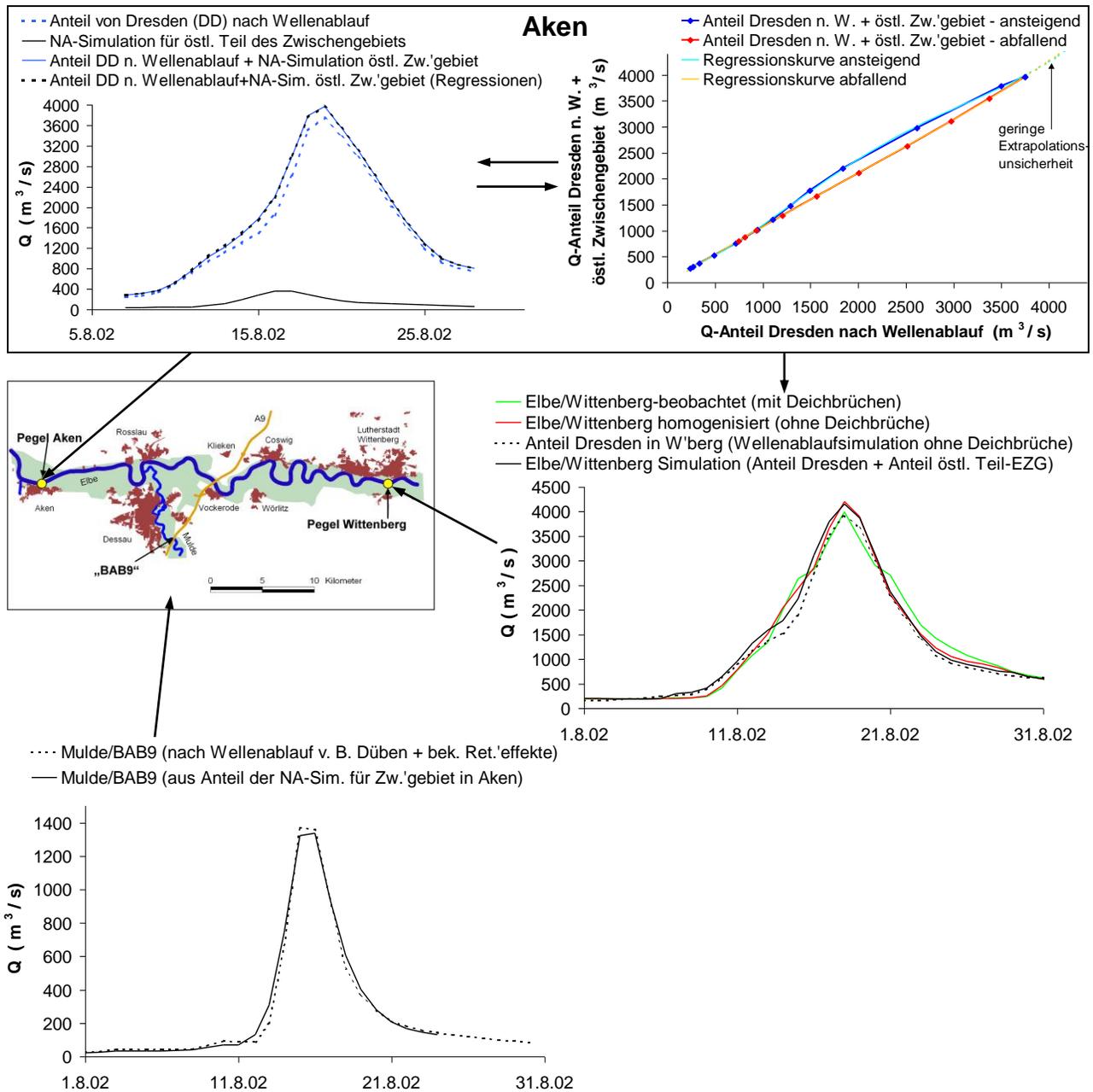


Abbildung 63: Übertragung der simulierten Anteile der Abflussganglinie des Augusthochwassers 2002 am Pegel Aken auf die oberen Modellränder einer hydraulisch-numerischen Simulation (Elbepiegel Wittenberg, Muldestandort BAB9) nach dem im Text beschriebenen Übertragungskonzept.

9. Gekoppelte meteorologisch-hydrologische Simulation des extremen Augusthochwassers 2002 im Elbe-Einzugsgebiet oberhalb von Dessau.

Mit der bis hierhin betrachteten Entwicklung und Validierung hydrologischer Modelle von deutscher und tschechischer Seite sowie der Entwicklung der Schnittstellen zum Wettervorhersagemodell COSMO und zu einer HN-Modellierung an der Mittleren Elbe konnten im Verbundprojekt „Operationelles Hochwasser-Management in großräumigen Extremsituationen am Beispiel der Mittleren Elbe“ (siehe Kapitel 2.4) die Modelle in einer interdisziplinären Wirkungskette für das gesamte Elbe-Einzugsgebiet oberhalb der Stadt Dessau bzw. des Pegels Aken gekoppelt angewandt werden. Die Bewertung der Zuverlässigkeit der gekoppelten Simulation erfordert jedoch nicht nur die Validierung der Einzelmodelle, sondern auch eine modellübergreifende Validierung. In der vorliegenden, hydrologischen Arbeit interessiert vor allem die Kopplung zwischen COSMO und den hydrologischen Modellen, um damit zuverlässig simulierte Abflussganglinien an der Schnittstelle zum HN-Modell bereitstellen zu können. Im Hinblick auf die angestrebte Simulation extremer Hochwasserszenarien wird diese Validierung auf den extremen Hochwasserbereich und dabei auf den wichtigsten Referenzfall des Augusthochwassers 2002 bezogen.

Zunächst wird dazu ein Grundszenario unter Ausschluss ereignisspezifischer Retentions- und Rückstaueffekte an der deutschen Elbe abgeleitet, da solche Effekte die Diagnose der meteorologisch-hydrologischen Simulation anhand von Abflussganglinien der Elbe stören würden (siehe Kapitel 9.1). Anschließend werden NA-Simulationen mit beobachteten und mit COSMO-simulierten Niederschlägen unter den gleichen Bedingungen an der deutschen Elbe durchgeführt, um die daraus resultierenden Elbe-Abflussganglinien gegenüber denen des Grundszenarios zu diagnostizieren und die mit dem Skalensprung zwischen hydrologischen und meteorologischen Modellen allgemein verbundenen Schwierigkeiten im hier vorliegenden Fall zu bewerten (siehe Kapitel 9.2).

9.1. Ableitung eines Grundszenarios zur Diagnose der Simulationen

Für das Augusthochwasser 2002 ist die Diagnose großskalig gekoppelter Abflusssimulationen anhand von beobachteten Abflussganglinien der Elbe im deutschen Bereich wegen des Auftretens starker Retentions- und Rückstaueffekte an der deutschen Elbe und an den Unterläufen der Nebenflüsse problematisch (vergleiche Kapitel 6.1). Einerseits werden diese Effekte natürlich nicht durch meteorologische und hydrologische NA-Modelle erfasst. Zudem sind sie ereignisspezifisch, so dass eine einheitliche Diagnose von Simulationen (Wellenablauf allein, Simulation mit beobachteten Niederschlägen, Simulation mit simulierten COSMO-Niederschlägen) nicht auf direktem Weg möglich ist. Daher wird für den gesamten deutschen Elbe-Abschnitt bis zum Pegel Aken sowie an den Unterläufen der Mulde und der Schwarzen Elster eine Bereinigung der Abflussganglinien von ereignisspezifischen Retentions- und Rückstaueffekten vorgenommen. Diese bereinigte Variante des Augusthochwassers 2002 wird als „Grundszenario“ bezeichnet.

Da die genannten Effekte bis zum Pegel Torgau nur relativ schwachen Einfluss hatten, werden für die Pegel Dresden und Torgau die beobachteten Abflussganglinien auch im Grundszenario angenommen. Weiter unterstrom (Pegel Wittenberg und Aken) werden die Abflussganglinien des Grundszenarios durch die von Torgau und von den Nebenflusspegeln Bad Dübau und Löben ausgehende Anwendung des Wellenablaufmodells unter Ausschluss spezifischer Rückstau- und Retentionseffekte berechnet (vergleiche Kapitel 6.1). Die damit erhaltenen Abflussganglinien des Grundszenarios zeigt Abbildung 64. Wie aufgrund der ausgeschlossenen Retentionseffekte zu erwarten, erhöhen sich in Wittenberg und Aken die täglichen Abflussscheitel des Grundszenarios im Vergleich zum realen Ereignis: in Wittenberg ergeben sich 4200 statt 3990 m³/s, in Aken 4480 statt 4180 m³/s.

Gegenüber diesen Abflussganglinien des Grundszenarios können anschließend unter den gleichen Annahmen zum Wellenablauf im deutschen Bereich der Elbe die NA-Simulationen (mit beobachtetem oder über COSMO simuliertem Input) geeignet diagnostiziert werden. Für eine vergleichende Bewertung simulierter Hochwasserszenarios werden die Annahmen des Grundszenarios auch allen weiteren Szenariosimulationen zugrunde gelegt (siehe Kapitel 10).

Der Bezug der Simulationen auf die Annahmen des Grundszenarios, das einen „Idealfall“ unbegrenzt leistungsfähiger, eingedeichter Gewässerprofile an der deutschen Elbe und an den Unterläufen ihrer Nebenflüsse darstellt, bietet darüber hinaus weitere Vorteile. So wird zunächst eine Referenz geschaffen, die als Grundlage zur Ableitung aufeinander abgestimmter Hochwasserschutzmaßnahmen am deutschen Elbelauf dienen kann. Zu dieser Referenzsimulation können in erweiterten hydrologischen oder hydraulischen Simulationen die Auswirkungen möglicher Deichbrucheffekte oder Hochwasserschutzmaßnahmen schrittweise und in verschiedenen kombinierten Varianten hinzugezogen werden. So können verbliebene Schwachstellen an Deichen nach der bisherigen Durchführung der im Kapitel 2.2 angesprochenen Sanierungsmaßnahmen sowie die Wirkungen der bereits realisierten oder zur Zeit im Bau oder in der Planung befindlichen Maßnahmen zur Deichrückverlegung oder zur Schaffung steuerbarer Flutungspolder in verschiedenen Zusammenhängen bewertet werden, um zu einem differenzierten und ausgewogenen Hochwasserrisikomanagement beizutragen.

9.2. Diagnose der gekoppelten hydrologischen und meteorologischen Simulationen

Abbildung 64 zeigt ferner die unter Verwendung interpolierter beobachteter Niederschlagsdaten durch Aqualog im tschechischen Bereich, durch das Wellenablaufmodell (mit entsprechenden Annahmen wie beim Grundszenario) und durch das entwickelte NA-Modell des Zwischengebiets Dresden-Aken simulierten Abflussganglinien. Die gute Anpassung dieser Ganglinien an die entsprechenden Ganglinien des Grundszenarios bestätigt die zuverlässige Anwendbarkeit der für das gesamte Einzugsgebiet der Mittleren Elbe gekoppelten hydrologischen Modellsysteme im extremen Hoch-

9. Gekoppelte meteorologisch-hydrologische Simulation des extremen Auguthochwassers 2002 im Elbe-Einzugsgebiet oberhalb von Dessau.

wasserbereich. Eine entsprechende Anwendung war auch für weitere Hochwasserereignisse, vor allem dasjenige des April 2006, erfolgreich.

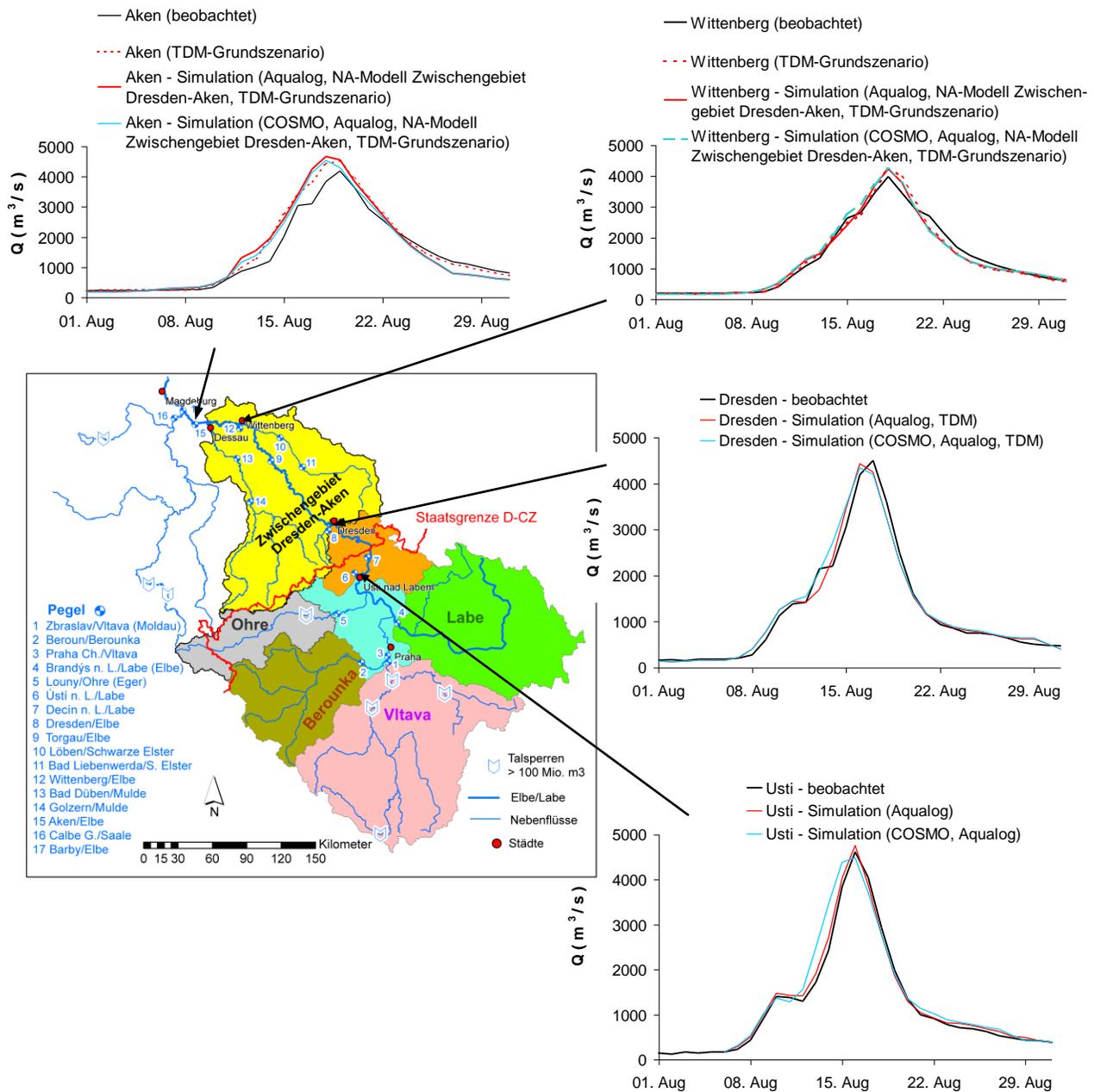


Abbildung 64: Beobachtete und simulierte Abflussganglinien des Auguthochwassers 2002 an vier Elbepegeln. Alle Simulationen beinhalten eine Wellenablaufsimulation mit einem Translations-Diffusions-Modell (TDM) bei Annahmen eines Grundszenarios (ohne ereignisspezifische Retentions- und Rückstauereffekte). Neben der reinen Wellenablaufsimulation des Grundszenarios werden NA-Simulationen (mit Aqualog für den tschechischen Bereich und dem NA-Modell des Zwischengebiets Dresden-Aken) gezeigt, die mit beobachteten Niederschlägen einerseits und mit COSMO-simulierten Niederschlägen andererseits erhalten wurden. Die COSMO-Simulation und die NA-Simulationen im tschechischen Bereich erfolgten durch die Partner im BMBF-Verbundprojekt BMBF-FKZ 0330698B.

Nach erfolgreicher Anwendung der gekoppelten, rein hydrologischen Modelle wurden im nächsten Schritt zur Diagnose des gekoppelten Modellsystems durch COSMO simulierte statt interpolierte beobachtete Niederschläge verwendet (Schlüter und Schädler, 2010; vergleiche auch Kapitel 5.6). Abbildung 65 zeigt zunächst die mit diesem gekoppelten meteorologisch-hydrologischen Modellsystem für die wichtigsten Teileinzugsgebiete der Mittleren Elbe simulierten Abflussganglinien gegenüber den beobachteten bzw. aus beobachteten Pegelreihen abgeleiteten Abflussganglinien.

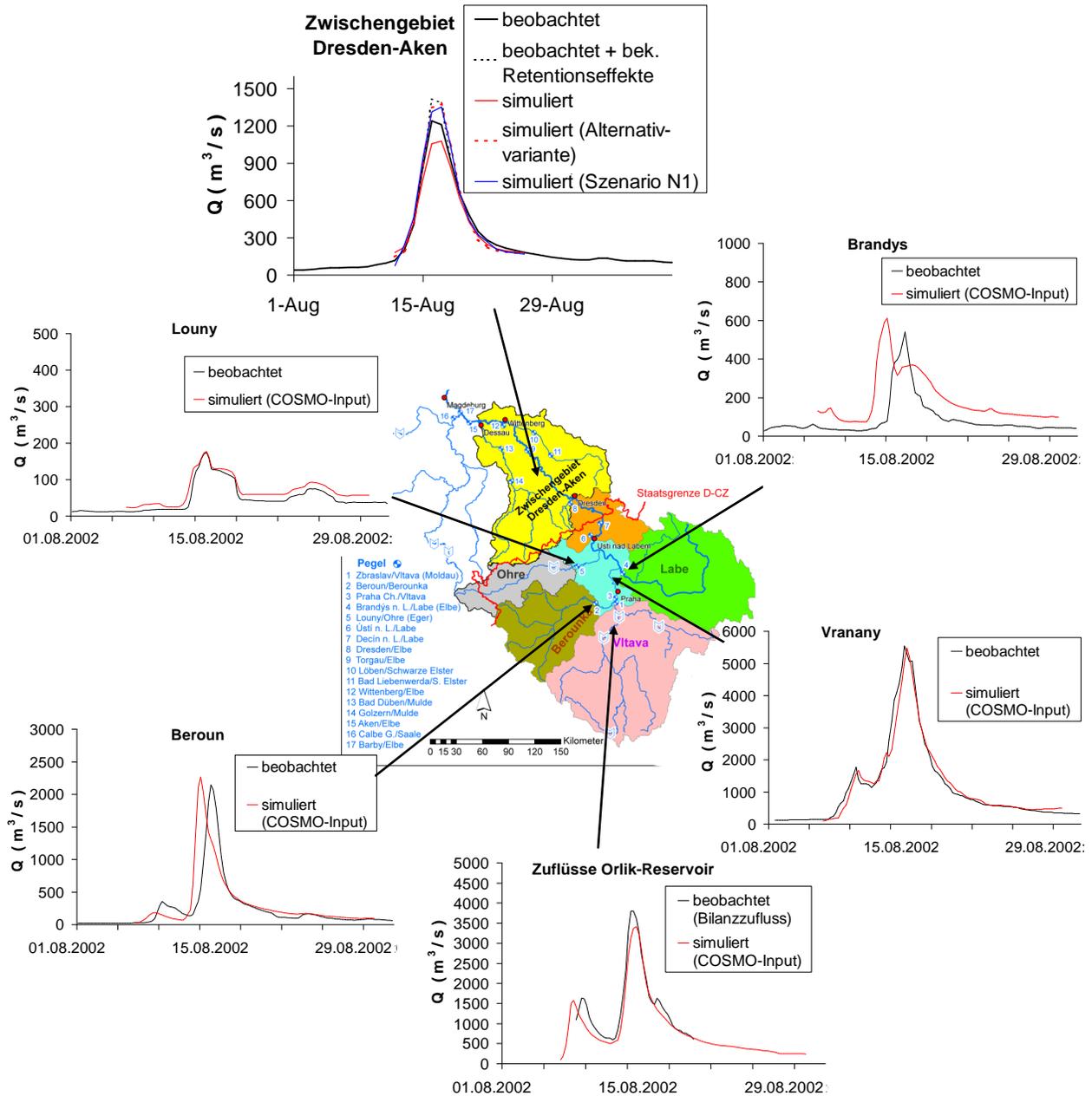


Abbildung 65: Beobachtete und simulierte Abflussganglinien von Teileinzugsgebieten der Elbe. Die simulierten Ganglinien wurden über NA-Modellierung mit COSMO-simulierten Niederschlägen erhalten. Die COSMO-Simulation und die NA-Simulationen im tschechischen Bereich erfolgten durch die Partner im BMBF-Verbundprojekt BMBF-FKZ 0330698B.

In den tschechischen Teileinzugsgebieten sind dabei zum Teil deutliche Modelldefizite festzustellen. Offensichtlich handelt es sich dabei vor allem um Laufzeitunterschiede im Vergleich zu den beobachteten Ganglinien, während deren Größenordnungen meist recht gut getroffen werden. Mit einer Aggregierung der Teileinzugsgebiete kompensieren sich die Modelldefizite zunehmend (z. B. in Vranany). Am Pegel Ústí n. L. (siehe Abbildung 64) wird schließlich die beobachtete Ganglinie abgesehen von einem leichten Vorlauf im Anstieg der simulierten Ganglinie recht gut getroffen.

Im Zwischengebiet Dresden-Aken ist eine gewisse Unterschätzung der aus beobachteten Pegelreihen abgeleiteten Ganglinie durch die simulierte Ganglinie zu erkennen. Dazu ist festzustellen, dass die aus der COSMO-Simulation abgeleiteten Gebietsniederschläge zwar eine ähnliche Grundcharakteristik wie die aus beobachteten Reihen abgeleiteten Gebietsniederschläge haben, jedoch auch gewisse Unterschiede zu diesen aufweisen (siehe Abbildung 66). So ist der COSMO-Gebietsniederschlag des gesamten Zwischengebiets deutlich kleiner als der aus Beobachtungen abgeleitete Gebietsniederschlag. Im Mittelgebirgsbereich sind die Gebietsniederschläge von ihrer Gesamthöhe während des Hauptereignisses ähnlich, jedoch zeitlich weniger konzentriert. Auch eine modifizierte Aggregierung der als 6-h-Werte ausgegebenen COSMO-Niederschlagshöhen zu Tageswerten ändert daran nur wenig. Ferner sind die simulierten Niederschlagshöhen im Mittelgebirgsbereich an den Tagen vor dem Hauptereignis geringer als die beobachteten Niederschlagshöhen, so dass die ausgehend von der COSMO-Simulation simulierte Vorfeuchte des Ereignisses unterschätzt wird. Die diskutierten Unterschiede führten nach Anwendung des NA-Modells zu der in Abbildung 65 erkennbaren Unterschätzung der aus beobachteten Pegelreihen abgeleiteten Zwischengebietsganglinie.

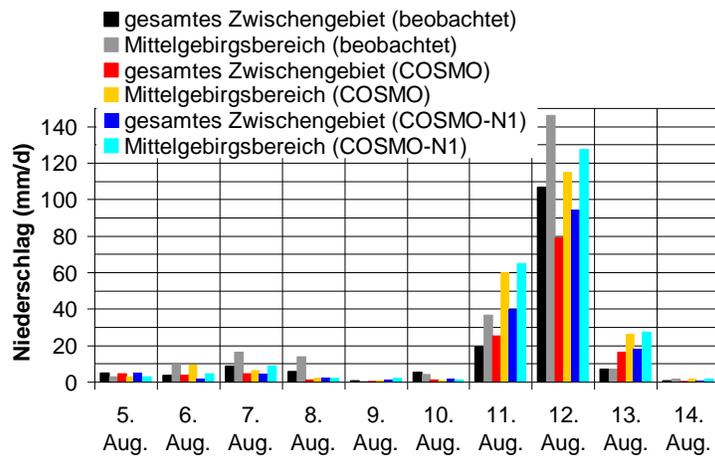


Abbildung 66: Aus beobachteten Stationsdaten und COSMO-Simulationen berechnete tägliche Gebietsniederschläge des Augusthochwassers 2002 im Zwischengebiet Dresden-Aken und in dessen Mittelgebirgsbereich. Die COSMO-Simulationen erfolgten durch die Partner im BMBF-Verbundprojekt BMBF-FKZ 0330698B.

Zu berücksichtigen bei der Interpretation dieses Modellergebnisses für das Zwischengebiet Dresden-Aken ist die Tatsache, dass der Mittelgebirgsüberschuss des COSMO-simulierten Niederschlags den des realen Ereignisses absolut und im Verhältnis zum Gebietsniederschlag des gesamten Zwischengebiets deutlich übertrifft. Auch verglichen mit den in der Kalibrierungsreihe des NA-Modells (1963

bis 1996) enthaltenen Ereignissen hat dieser Mittelgebirgsüberschuss einen extremen Charakter. Das COSMO-simulierte Niederschlagsereignis ist somit nicht nur in bezug auf seine Gesamtgröße, sondern auch in bezug auf seine räumliche Verteilung extrem. Um die angesichts fehlender Referenzfälle in der Kalibrierungsreihe gegebene Unsicherheit im NA-Modell besser einzuschätzen, wurde parallel auch eine vereinfachte Modellstruktur mit pauschalerer Behandlung des Inputs im Mittelgebirgsmodell getestet (Verwendung des gesamten Mittelgebirgsinputs statt der differenzierten Größen MGÜS und MGBAS in Gleichung 40). Diese Alternativvariante des Mittelgebirgsmodells führt mit COSMO-simulierten Niederschlägen zu einer verbesserten Anpassung an die aus Beobachtungen abgeleitete Abflussganglinie des Zwischengebiets, bleibt jedoch besonders in ihrer Fülle noch deutlich unter der plausibleren Referenz der mit beobachteten Niederschlägen und dem differenzierten Ansatz nach Gleichung 40 simulierten Abflussganglinie (vergleiche Kapitel 7.5). Hauptargument gegen den pauschaleren Ansatz ist jedoch, dass er mit beobachteten Niederschlägen zu einer deutlichen Überschätzung der Abflussganglinie führt (Scheitel $1910 \text{ m}^3/\text{s}$). Der differenzierte Ansatz nach Gleichung 40 wird somit vorgezogen, zumal es plausible Gründe für die Unterschätzung der Zwischengebietsganglinie unter Nutzung der COSMO-simulierten Niederschläge gibt (siehe oben).

Darüber hinaus ist bei der Interpretation des Modellergebnisses für das Zwischengebiet Dresden-Aken auch die Unsicherheit in den simulierten Niederschlägen zu berücksichtigen. So ist in Abbildung 65 zu erkennen, dass die COSMO-Simulation für ein Szenario mit (nur) ca. 28 km nach Norden verschobenen Randbedingungen („N1“, vergleiche Kapitel 10.1) eine deutlich bessere Anpassung an die aus beobachteten Pegelreihen abgeleitete Zwischengebietsganglinie liefert.

Die für das Zwischengebiet Dresden-Aken unter Nutzung der Gleichungen 40 und 41 simulierte Abflussganglinie wurde mit der von tschechischer Seite simulierten und mit dem Wellenablaufmodell nach Aken gerouteten Ganglinie überlagert. Dabei kompensieren sich der für den Pegel Ústí n. L. festgestellte, leichte Vorlauf im Anstieg der simulierten Ganglinie und die Unterschätzung der simulierten Ganglinie des Zwischengebiets, so dass am Pegel Aken eine sehr gute Anpassung der Ganglinie der NA-Simulation an diejenige des Grund szenarios resultiert (siehe Abbildung 64).

Offenbar ist es mit dem gekoppelten Modellsystem (COSMO und NA-Modelle) möglich, das Augusthochwasser 2002 im Gesamteinzugsgebiet der Mittleren Elbe (Pegel Aken) mit hoher Genauigkeit zu simulieren. In Teileinzugsgebieten der Elbe (siehe Abbildung 65) können sich jedoch Abweichungen von den beobachteten Ganglinienergebnissen, besonders infolge von Laufzeitunterschieden. Die Größenordnungen der Ganglinien der Teileinzugsgebiete werden dagegen weitgehend gut getroffen. Daraus ist zu schließen, dass die Abweichungen vor allem auf skalenbedingte Defizite in der raumzeitlichen Auflösung der simulierten Niederschläge zurückgehen. Es prägen sich hier die im Kapitel 3.3 genannten Probleme im Skalenübergang zwischen meteorologischen und hydrologischen Modellen aus. Im Übergang zu größeren Teilgebieten der Elbe bzw. zum gesamten Einzugsgebiet der Mittleren Elbe kompensieren sich die angesprochenen Abweichungen jedoch zunehmend.

Insgesamt wurde damit die Einsatzfähigkeit des gekoppelten meteorologisch-hydrologischen Modellsystems für den extremen Hochwasserbereich im beschriebenen Skalenbereich gezeigt.

10. Simulation extremer Hochwasserszenarien

Die im Kapitel 9.2 gezeigte, bis in den extremen Hochwasserbereich zuverlässige Einsatzfähigkeit des meteorologisch-hydrologischen Modellsystems im Einzugsgebiet der Mittleren Elbe eröffnet die Möglichkeit, vielfältige extreme Hochwasserszenarien zu simulieren und damit die Streubreite möglicher Hochwasserereignisse zu analysieren. Im nun folgenden Kapitel werden extreme Hochwasserszenarien zunächst über verschiedene Methoden definiert (Kapitel 10.1), bevor die Ergebnisse der Simulation ausgewählter Szenarien mitgeteilt werden (Kapitel 10.2).

Ausgehend von real aufgetretenen Hochwasserereignissen, insbesondere vom Auguthochwasser 2002, wurden im Rahmen des im Kapitel 2.4 angesprochenen Verbundprojekts „Operationelles Hochwasser-Management in großräumigen Extremsituationen am Beispiel der Mittleren Elbe“ begründbare Modifikationen im Ereignisablauf von der auslösenden Wetterlage bis zum Zielgebiet der Mittleren Elbe definiert. Die Modifikationen beziehen sich auf Prozesse oder Zustände in der Atmosphäre und im Einzugsgebiet sowie auf anthropogene Maßnahmen, wie die Steuerung von Talsperren (im Rahmen der tschechischen Simulationen im Verbundprojekt) oder Flutungspolder (Mikovec, 2014). Dabei können die Modifikationen individuell oder in verschiedenen Zusammenhängen vorgenommen werden, um die jeweiligen Auswirkungen im weiteren Prozessablauf in einer umfassenden Weise als anhand mehr oder weniger spezifischer realer Einzelereignisse zu untersuchen.

Im Hinblick auf die Vielfalt möglicher Szenarien wurde in Abstimmung mit den Projektpartnern und den projektbegleitenden Behörden eine Auswahl von Szenarien getroffen, die jeweils in der gesamten interdisziplinären und flussgebietsbezogenen Wirkungs- bzw. Modellkette des Verbundprojekts betrachtet wurden. Damit wird eine deutliche und dabei ausgewogene Erweiterung des bisher bekannten Spektrums möglicher Extremhochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Mittleren Elbe erreicht, die einem rationalen Hochwasserrisikomanagement zugrunde gelegt werden kann.

10.1. Definition extremer Hochwasserszenarien

Extreme Hochwasserszenarien können zu dem genannten Zweck auf verschiedenen Wegen definiert werden. Wie bereits im Kapitel 9.1 erwähnt, liegen dabei allen Szenarien die Annahmen des Grund szenarios zugrunde (keine ereignisspezifischen Retentions- oder Rückstauwirkungen am deutschen Elbelauf), um sie unter hydrologischem Aspekt vergleichen und bewerten zu können.

Graduelle Änderung (Extrapolation) hydrologischer und meteorologischer Variablen:

Der einfachste Weg, ausgehend von beobachteten Hochwasserereignissen extreme Hochwasserszenarien abzuleiten, ist die graduelle Änderung von deren hydrologischen Input- und Zustandsvariablen. Dabei können einerseits die beobachteten Niederschlags- bzw. Inputhöhen der beobachteten Hauptereignisse schrittweise erhöht werden (+ 10%, + 20 % etc.). Die Modifikation der Vorfeuchte erfolgt hingegen in geeigneter Weise nicht direkt, sondern im Zuge der hydrologischen Simulationen durch die schrittweise Erhöhung der im Vorfeld des Hochwasserereignisses aufgetretenen Nieder-

schlags- bzw. Inputhöhen (+ 10%, + 20 % etc.). Diese Erhöhung wird in Anlehnung an den im Mittelgebirgsmodell für das Zwischengebiet Dresden-Aken eingesetzten Vorregenindex (MGAPI) für die 30 Tage vor Ereignisbeginn vorgenommen. Diese Art der Szenarienbildung ist vor allem für Sommerereignisse (ohne Schneedecke) relevant. In Abstimmung mit den Partnern wurden im Verbundprojekt vor allem zwei Szenarien ausgehend vom Auguthochwasser 2002 definiert: einerseits wurde die Inputhöhe von dessen Hauptereignis (11.-13.8.2002) und andererseits die Inputhöhe der 30 Tage vor dem Ereignis (12.7.-10.8.) um jeweils 20 % erhöht.

Von meteorologischer Seite wurden zudem bei der Anwendung von COSMO auf das Auguthochwasser 2002 die Luftmasseneigenschaften der Randdaten (Ausgabe des im Rahmen des 1-Wege-Nestings als Randmodell fungierenden COSMO-Modells mit 28 km Gitterweite, siehe Kapitel 5.6) modifiziert (Schlüter und Schädler, 2010, S. 773). Dabei wurde einerseits die relative Feuchte bei konstanter Lufttemperatur und andererseits die Lufttemperatur bei konstanter relativer Feuchte variiert. Für die NA-Simulation und weitergehende Untersuchungen im Verbundprojekt wurden vier relevante Szenariosimulationen ausgewählt: die Szenarien mit der Erhöhung der relativen Luftfeuchte um 10 % und um 20% (als RP10 und RP20 bezeichnet) sowie die Szenarien mit der Erhöhung der Lufttemperatur um 1 K und um 1,5 K (TP10 und TP15).

Räumliche Verschiebung der Wetterlage:

Durch die meteorologischen Partner wurden im Verbundprojekt bei der Simulation des Wettergeschehens des Auguthochwassers 2002 mit COSMO dessen Randdaten relativ zur Orographie in die Richtungen Nord, Süd, West und Ost verschoben (Schlüter und Schädler (2010, S. 773) . Die Verschiebungsdistanzen für das genestete COSMO mit einer Gitterweite von 7 km betragen 28 km bzw. 56 km (entsprechend zur Verschiebung des als Randmodell fungierenden COSMO-Modells mit 28 km Gitterweite um ein bis zwei Gitterzellen). Hiermit wurde der Einfluss der Vorhersageunsicherheit bei der COSMO-Simulation berücksichtigt. Die Szenarien werden der Richtung und Distanz der Verschiebung entsprechend mit N1, S1, W1, E1, N2, S2, W2 und E2 bezeichnet.

Rekombination von Hochwasser-Ereigniselementen:

Ein weiterer Weg der Szenariendefinition ist die Rekombination von Hochwasserereigniselementen, die in der Vergangenheit beobachtet oder in realistischer Weise angenommen werden können. Zu rekombinierende Elemente sind dabei Einheiten von Großwetterlagen (vergleiche Kapitel 4.2) mit ihren verteilten Niederschlagshöhen und Temperaturen, Einzugsgebietszustände (insbesondere im Hinblick auf Vorfeuchtebedingungen und Schneedecken) sowie die Wirkung von Hochwasserschutzmaßnahmen (Talsperren, Polder) und besonderen Ereignissen (vor allem Deichbrüche). Dazu gehören auch die Wirkungen der unterschiedlichen Talsperrensteuerung bei der Anwendung von Aqualog im tschechischen Teileinzugsgebiet und die Annahmen des Grundscenarios für den deutschen Elbeabschnitt (keine ereignisspezifischen Rückstau- und Retentionseffekte am deutschen Elbelauf). Wie schon angesprochen, betreffen diese alle simulierten Szenarien, so dass im Prinzip alle Szenarien zumindest teilweise zu diesem Typ der Szenariobildung gehören.

Betont werden hier jedoch Rekombinationen in der Abfolge hochwasserrelevanter Großwetterlagen und kritischer Einzugsgebietszustände, durch die untersucht wird, ob und in welchem Ausmaß eine weitere Hochwasserverschärfung gegenüber den beobachteten Ereignissen möglich ist.

Für winterliche und frühjährliche Hochwasserereignisse sind dabei vor allem Situationen mit extremen Schneedeckenhöhen (kritischer Einzugsgebietszustand) mit winterlichen oder frühjährlichen Ereignissen mit extremen und zumindest überwiegend flüssigen Niederschlagshöhen sowie milden (zu einer Schneeschmelze führenden) Temperaturen zu rekombinieren (siehe Abbildung 67).

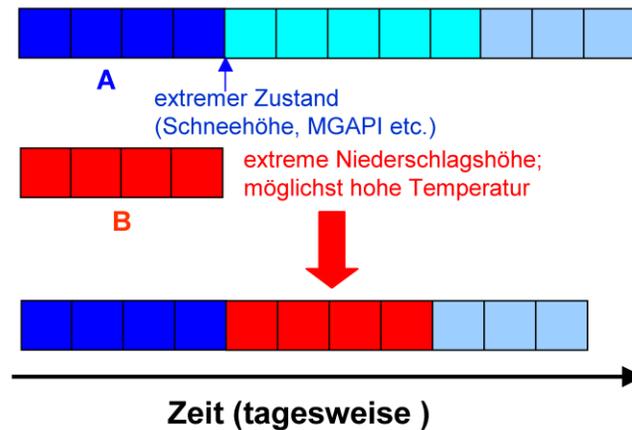


Abbildung 67: Schematische Darstellung zur Definition extremer Hochwasserszenarien über Rekombination von (farblich getrennten) Großwetterlageneinheiten verschiedener Ereignisse für winterliche und frühjährliche Verhältnisse.

Dabei wird eine möglichst starke Hochwasserverschärfung angestrebt, jedoch sind für begründbare Aussagen einige Einschränkungen zu beachten. Neben der jahreszeitlichen Einschränkung für die extremen Niederschlagsereignisse (Winter und Frühjahr, bis Anfang Mai) ist die realistische Abfolge der Großwetterlagen zu beachten. So werden nur vollständige Großwetterlageneinheiten rekombiniert, bzw. bei länger andauernden Großwetterlagen zumindest weitgehend vollständige Niederschlagsereignisse. Zudem werden nur Großwetterlagenübergänge mit entsprechenden Referenzfällen in der Reihe der Großwetterlagen ab 1881 zugelassen, wobei die dem extremen Niederschlag (Großwetterlage B in Abbildung 67) zuordenbare Referenz-Großwetterlage auch hochwasserauslösend oder niederschlagsreich gewesen sein musste.

Bereits anhand von zwei Situationen mit extremen Schneedecken und fünf Situationen mit hohen winterlichen bzw. frühjährlichen Niederschlagshöhen kann auf die beschriebene Weise eine Vielzahl möglicher Rekombinationen gefunden werden (siehe Abbildung 68). In Abstimmung mit den Partnern des Verbundprojekts wurden für die Szenariosimulationen die Rekombinationen der extremen Schneedecke vor dem bedeutenden Hochwasserereignis vom März/April 2006 (siehe auch Kapitel 5.5) mit den Niederschlagsereignissen vom Dezember 1974 (mit vier möglichen Übergangszeitpunkten) und von Anfang Mai 1978 (mit zwei möglichen Übergangszeitpunkten) ausgewählt. Das Niederschlagsereignis vom Dezember 1974 wurde gewählt, da es im Kalibrierungszeitraum im Zwischengebiet Dresden-Aken den größten Hochwasserscheitel verursachte.

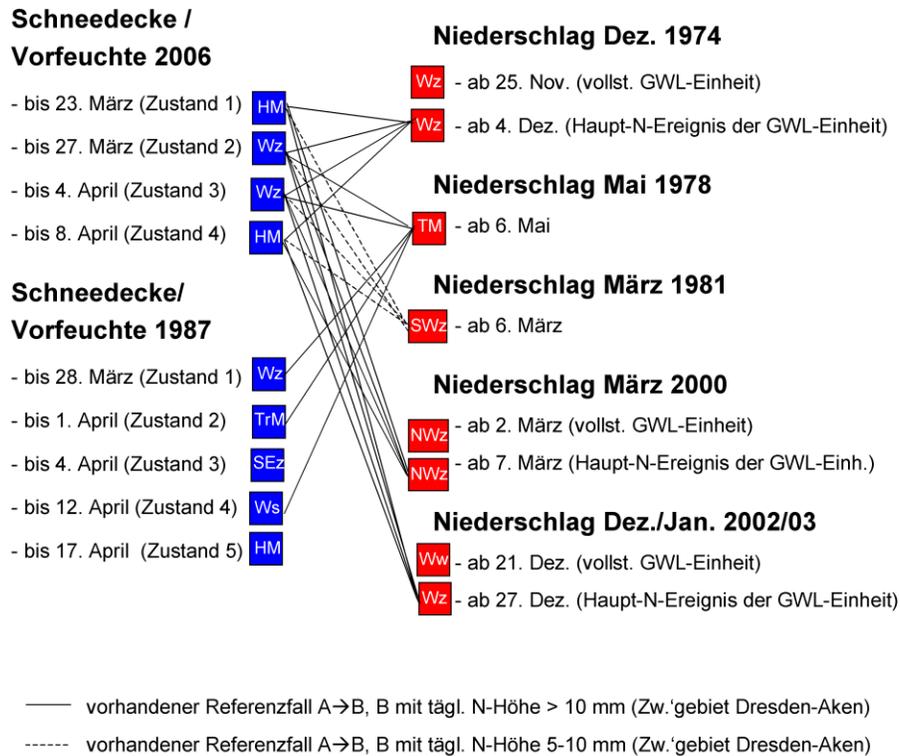


Abbildung 68: Mögliche Rekombinationen zwischen zwei Situationen mit extremer Schneedecke und fünf Ereignissen mit hohen bzw. extremen winterlichen oder frühjährlichen Niederschlags-(N-)Höhen zur Bildung extremer Hochwasserszenarien.

Das Niederschlagsereignis vom 6.-8. Mai 1978 (Großwetterlage „Tief Mitteleuropa“) wurde gewählt, da es im deutschen Bereich neben der hohen und zeitlich konzentrierten Niederschlagsmenge auch verbreitet und bis in die Mittelgebirgslagen hinauf höhere mittlere Tagestemperaturen (10-15 °C) aufwies. Bei dieser Witterung ist in der Kombination mit der Schneedecke 2006 von einer stark intensivierten Schneeschmelze auszugehen. Abgesehen von den genannten Tagen des Ereignisses herrschte Anfang Mai 1978 noch eine deutlich kühlere, wechselhafte Witterung, so dass die Verhältnisse Anfang Mai 1978 insgesamt auch für den April durchaus realistisch sind.

Die Szenarien, bei denen die sich real fortsetzende Großwetterlage „West zyklonal“ ab dem 28. März durch die genannten Großwetterlagen vom Dezember 1974 oder Anfang Mai 1978 ersetzt werden, erwiesen sich als besonders hochwasserverschärfend.

Die Rekombination mit der Großwetterlage vom Anfang Mai 1978 wird in Abbildung A-14 (Anhang A.17) für das Zwischengebiet Dresden-Aken veranschaulicht (Gebietsniederschlag und Gebietsinput nach Schneedeckensimulation für das reale Ereignis vom Frühjahr 2006 und für das Szenario mit modifizierter Wetterlage ab dem 28. März 2006 sowie reale Abflussganglinien des Pegels Dresden und des Zwischengebiets). Der gegenüber dem realen Ereignis vor allem im Mittelgebirgsbereich des Zwischengebiets deutlich erhöhte Gebietsinput des Szenarios (mit dann ca. 225 mm an den 6 Tagen vom 25. bis zum 30. März) lässt eine entsprechend deutliche Hochwasserverschärfung erwarten.

Für sommer-herbstliche Hochwasserereignisse ist bei rekombinierten Abfolgen hochwasserrelevanter Großwetterlagen und kritischen Einzugsgebietszuständen im Vergleich zum winter-frühjährlichen Halbjahr zu beachten, dass sich (Feuchte-)Zustände im Vergleich zu einer Schneedecke in kürzerer Folge zu ihrer meteorologischen Ursache ergeben. Damit ist innerhalb von Witterungsphasen häufig eine Unabhängigkeit zwischen einem meteorologischen Vorereignis, das den Einzugsgebietszustand bewirkt, und dem hochwasserauslösenden Hauptereignis nicht gegeben. Ein Beispiel ist das Augusthochwasser 2002, bei dem das Hauptniederschlagsereignis (12./13. August) nicht unabhängig von der großräumigen atmosphärischen Dynamik ab Ende Juli/Anfang August gesehen werden kann. Aus diesem Grund sind für die sommer-herbstlichen Hochwasserszenarien die Bedingungen für rekombinierbare Großwetterlagenabläufe bzw. -übergänge strenger zu definieren.

Einerseits kann dabei die Bedingung definiert werden, dass beide Großwetterlagen (im rekombinierten Fall als Vorereignis und Hauptereignis wirkend) real vergleichbare Großwetterlagenübergänge und möglichst auch ähnliche Verläufe ihrer Niederschlagscharakteristiken haben. So traten z. B. vom 1. bis zum 5. August 1983 bei der Großwetterlage Nordost zyklonal (NEz) real sehr hohe Gebietsniederschläge auf (146 mm im gesamten Zwischengebiet, 180 mm in dessen Mittelgebirgsbereich), die Vorfeuchte war jedoch nur gering (MGAPI = 10 mm/d). Eine mögliche Rekombination ergibt sich mit der Phase vor einer Großwetterlage NEz ab dem 27. Juli 1955 mit einem MGAPI von 48 mm/d. Unmittelbar vor Einsetzen der NEz war bei beiden Ereignissen jeweils über mehrere Tage antizyklonaler Witterungseinfluss mit geringen Niederschlägen ausgeprägt, was die Vergleichbarkeit der Verhältnisse weiter unterstützt. In Abstimmung mit den Partnern im Verbundprojekt wurde dieses mögliche Szenario jedoch zugunsten anderer Szenarien nicht für eine Simulation ausgewählt.

Für viele Extremereignisse, insbesondere auch für das Auguthochwasser 2002, kann nach dem vorgenannten Kriterium in den verfügbaren Reihen jedoch keine hochwasserverschärfende Rekombination gefunden werden. Hier wird daher eine weitere Großwetterlageneinheit mit ausgleichender meteorologischer Wirkung aufgenommen, die in der rekombinierten Großwetterlagenabfolge das Vorereignis und das Hauptereignis trennt, eine weitgehende meteorologische Unabhängigkeit zwischen ihnen schafft und damit ihre Rekombination erlaubt. Für das Auguthochwasserereignis 2002 ist dafür die Großwetterlage „West-zyklonal“ (Wz) vom 21. bis zum 27. Juli 2002 geeignet. Da diese Wz-Großwetterlage etwa eine Woche andauerte und keine außergewöhnliche Dynamik aufwies, ist von ihrer ausgleichenden Wirkung auf den atmosphärischen Zustand auszugehen. Für den Übergang auf eine Großwetterlage Wz liegen in den langjährigen Reihen zahlreiche Referenzfälle mit Großwetterlagen hoher Niederschlagsmengen vor, so dass entsprechende Rekombinationen gebildet werden können. Besonders interessant ist die Tatsache, dass im realen Ereignis vor der Wz-Großwetterlage eine Großwetterlage „Trog Mitteleuropa“ (TrM) mit zwar nicht extremen, jedoch hohen Niederschlagsmengen auftrat, und damit eine mit dem Hauptereignis vom August 2002 (TrM vom 9.-13. August) relativ gut vergleichbare Wetterlage. Daher wird in einem Szenario angenommen, dass das Hauptereignis vom August 2002 vor der angesprochenen Wz-Großwetterlage bereits schon einmal (als Vorereignis) auftrat. Im Gegensatz zu der meteorologisch annehmbaren Unabhängigkeit des

Hauptereignisses von der modifizierten Vorgeschichte ist hydrologisch aufgrund des Systemgedächtnisses von einer deutlichen Verstärkung des Hauptereignisses bzw. im tschechischen Bereich bereits schon eines Anfang August aufgetretenen Hochwassers auszugehen. Da sich in diesem Fall das Anfang August in Tschechien verstärkte Hochwasserereignis später mit dem ebenfalls verstärkten Muldehochwasser überlagert, bevor noch das verstärkte Hauptereignis der Elbe im Bereich der Mittleren Elbe eintrifft, handelt es sich bei diesem Szenario um einen außerordentlichen, jedoch nicht auszuschließenden Extremfall. Dieser entspricht etwa der Frage, die man unmittelbar nach dem realen Hochwasser vom August 2002 stellen konnte: „Was passiert, wenn in kurzer Zeit ein solches Niederschlagsereignis noch einmal auftritt?“. Eine Veranschaulichung des angesprochenen Szenarios am Beispiel des Zwischengebiets Dresden- Aken zeigt Abbildung 69.

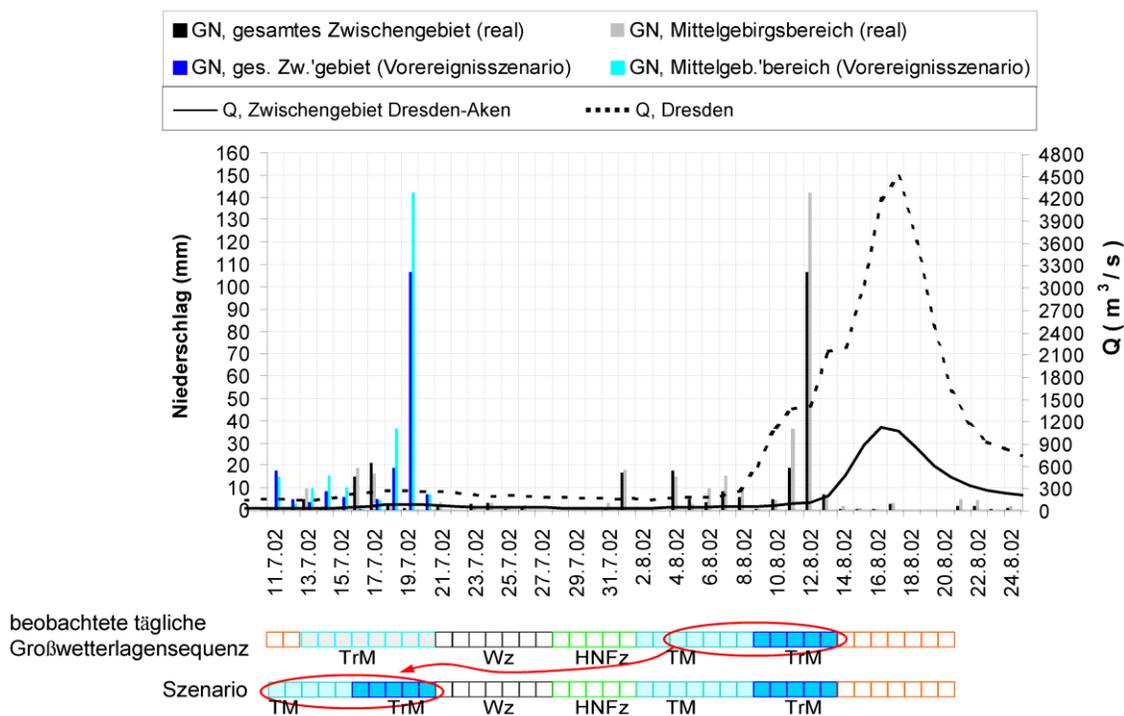


Abbildung 69: Definition eines rekombinierten Hochwasserszenarios unter Annahme des doppelten Auftretens des Gebietsniederschlags (GN) des Hochwassers vom August 2002. Die Abbildung bezieht sich auf das Zwischengebiet Dresden- Aken, für das auch die reale Abflussganglinie neben derjenigen von Dresden gezeigt wird. Die Kürzel TrM, Wz, HNFz und TM stehen für die Großwetterlagen Trog Mitteleuropa, West-zyklonal, Hoch Nordmeer-Fennoskandien-zyklonal und Tief Mitteleuropa. Für weitere Erläuterungen siehe Text.

10.2. Ausgewählte Ergebnisse der Simulation extremer Hochwasserszenarien

In diesem Kapitel werden Ergebnisse für eine Auswahl simulierter Hochwasserszenarien dargestellt, die zu wesentlichen Erkenntnissen im Hinblick auf ein erweitertes Spektrum möglicher Charakteristiken und Abläufe extremer Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Mittleren Elbe führen.

10.2.1. Szenarien mit extrapoliertem Input des Augusthochwassers 2002

Bei diesen Szenarien handelt es sich eher um eine Sensitivitätsanalyse im Extrapolationsbereich als um begründete Szenarien. Sie liefern erste Hinweise zu einer noch denkbaren Verschärfung gegenüber dem Augusthochwasser 2002. Zudem bestätigen sie das plausible Verhalten der NA-Modelle im extrapolierten Hochwasserbereich, der auch in den besser begründeten Extremszenarien der Folgekapitel betrachtet wird. Wie zu erwarten, ergeben sich bei den erhöhten Niederschlagsmengen für das Hauptereignis und für die 30-tägige Vorgeschichte des Augusthochwassers 2002 jeweils deutlich erhöhte Abflussscheitel gegenüber dem Grundscenario dieses Ereignisses.

Bei um 20 % erhöhtem Niederschlag für das Hauptereignis nehmen die Abflussscheitel gegenüber dem Grundscenario am Muldestandort BAB9 von $1370 \text{ m}^3/\text{s}$ (bei vereinfachter Aufprägung bekannter Retentionseffekte der Talsperren) auf $1720 \text{ m}^3/\text{s}$ und an den Elbepegeln in Ústí n. L. von 4620 auf $6450 \text{ m}^3/\text{s}$, in Dresden von 4500 auf $5950 \text{ m}^3/\text{s}$, in Wittenberg von 4200 auf $5440 \text{ m}^3/\text{s}$ und in Aken von 4480 auf $6340 \text{ m}^3/\text{s}$ zu (siehe Abbildung 70). Die Füllenzunahmen der simulierten Hochwasserwellen dieses Szenarios gegenüber denen des Grundscenarios betragen jeweils knapp 25 %. Sie sind gegenüber der relativen Zunahme des Niederschlagsvolumens leicht überproportional, was bei dem mit zunehmender Niederschlagsbelastung abnehmenden Rückhaltevermögen der Einzugsgebiete plausibel ist. Der bereits vor Beginn des Hauptniederschlagsereignisses einsetzende, gegenüber dem Realereignis verstärkte Ganglinienanstieg resultiert offenbar aus der veränderten Steuerung der tschechischen Talsperren. Entsprechende Hinweise gibt das von den tschechischen Partnern bereitgestellte Simulationsergebnis für die Talsperre Orlik, die größte Talsperre im tschechischen Bereich.

Bei der um 20 % erhöhten Niederschlagsmenge für die 30 Tage vor dem Ereignis ergeben sich ebenfalls deutliche Zunahmen der Abflussscheitel gegenüber dem Grundscenario: am Muldestandort BAB9 auf $1650 \text{ m}^3/\text{s}$ und an den Elbepegeln in Ústí n. L. auf $6820 \text{ m}^3/\text{s}$, in Dresden auf $6670 \text{ m}^3/\text{s}$, in Wittenberg auf $5870 \text{ m}^3/\text{s}$ und in auf Aken $6950 \text{ m}^3/\text{s}$. Die starke Zunahme an der Elbe resultiert daraus, dass im tschechischen Bereich bereits das (reale) Hochwasserereignis Anfang August 2002 sehr hohe Niederschläge hatte, deren 20-prozentige Erhöhung sich im Szenario stark auswirken und über das stärker erschöpfte Rückhaltevermögen des Einzugsgebiets auch das Hauptereignis entsprechend verstärken. Dabei wurde auch bei diesem Szenario die Talsperre Orlik vor dem Hauptereignis Mitte August noch ähnlich gut entlastet wie ohne die verstärkte Vorgeschichte, wo offenbar stärker auf die Einhaltung eines maximalen Abflusses in Prag von etwa $1500 \text{ m}^3/\text{s}$ geachtet wurde.

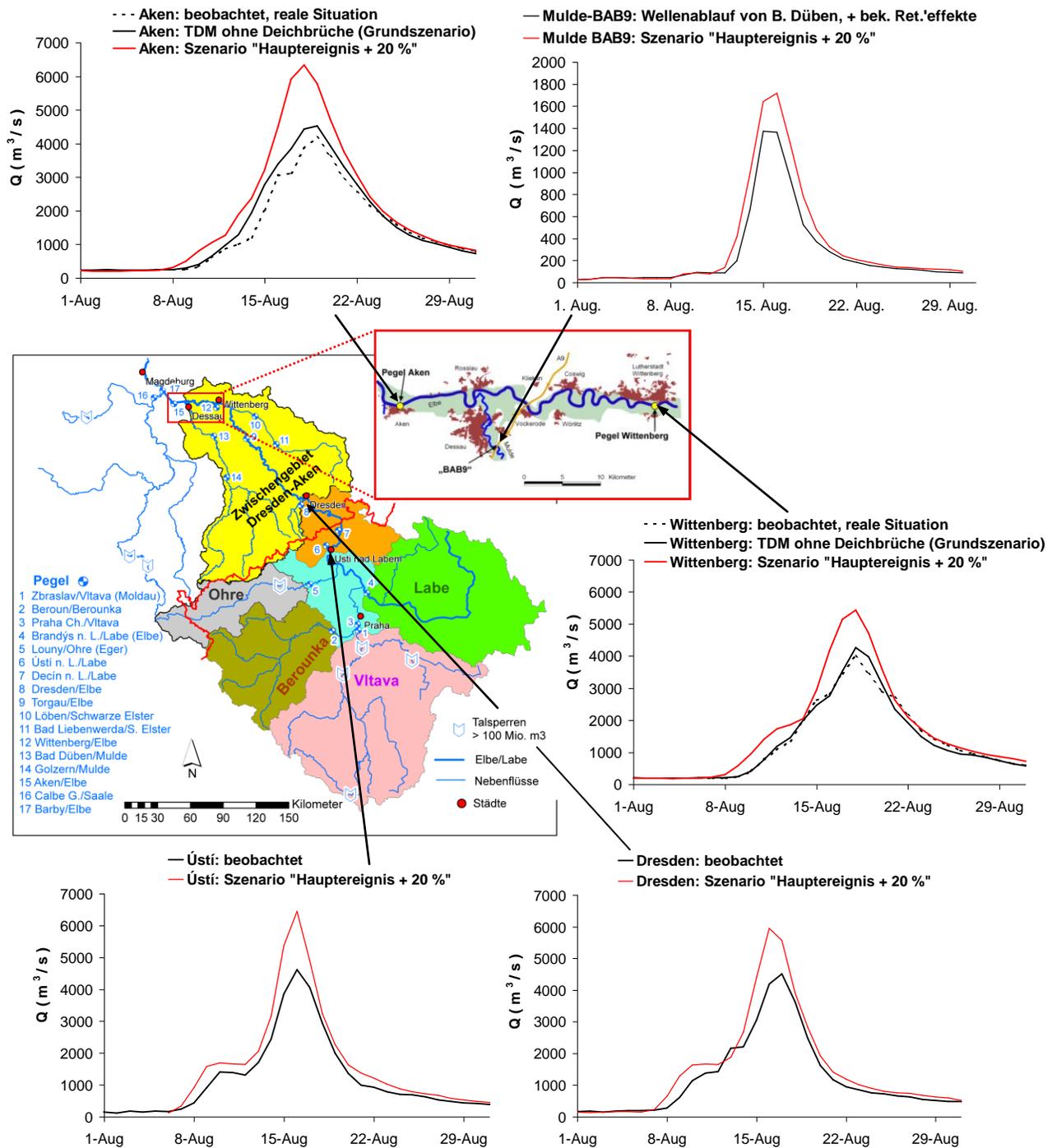


Abbildung 70: Simulationsergebnisse für das Szenario mit um 20 % erhöhter Niederschlagsmenge während des Hauptniederschlagsereignisses vom August 2002. Die Simulation im tschechischen Bereich erfolgte durch die Partner im BMBF-Verbundprojekt BMBF-FKZ 0330698B. Zum Vergleich ist das reale Augusthochwasser 2002 bzw. das davon ausgehend definierte Grundszenario dargestellt.

10.2.2. Szenarien mit modifizierten Luftmasseneigenschaften für das Augusthochwasser 2002

Unter den Szenarien, bei denen durch die meteorologischen Partner im Verbundprojekt bei COSMO-Simulationen ausgehend vom Ereignis des Augusthochwassers 2002 die Luftmasseneigenschaften modifiziert wurden, führen TP15 und vor allem RP10 zu erhöhten Elbe-Abflussscheiteln gegenüber dem Grundszenario (in Wittenberg: $4580 \text{ m}^3/\text{s}$ bei TP15 und $4930 \text{ m}^3/\text{s}$ bei RP10). Dagegen ergeben sich im Vergleich zum Grundszenario bei TP10 Abflussscheitel der gleichen Größenordnung und bei RP20 kleinere Elbe-Abflussscheitel. An der Mulde erreichen die Abflussscheitel (BAB9) bei RP10 und RP20 die gleiche Größenordnung wie beim Grundszenario, wenn bei diesem bekannte Retentionseffekte der Talsperren in vereinfachter Weise aufgeschlagen werden (ca. $1370 \text{ m}^3/\text{s}$), während sich hier bei TP10 und TP15 kleinere Abflussscheitel ergeben (um $1000 \text{ m}^3/\text{s}$).

Da besonders RP10 gegenüber dem realen Ereignis bzw. dem Grundszenario zu einer verschärften Hochwassersituation an der Mittleren Elbe führt, wird dieses Szenario hier näher betrachtet. Neben den bereits genannten Abflussscheitelwerten ergeben sich zudem an den Elbepegeln in Ústí n. L. $5560 \text{ m}^3/\text{s}$, in Dresden $5490 \text{ m}^3/\text{s}$ und in Aken $5790 \text{ m}^3/\text{s}$ (entsprechende Abflussscheitel beim realen Ereignis bzw. Grundszenario: siehe Kapitel 10.2.1). Eine detailliertere Charakteristik dieses Szenarios ist der Abbildung 71 zu entnehmen.

Gegenüber dem realen Ereignis bzw. dem Grundszenario ist neben den in der Elbe erhöhten Abflussscheiteln des Hauptereignisses auffällig, dass im tschechischen Bereich das erste Teilereignis (nach Niederschlägen vom 6.-8. August) deutlich verstärkt ist. Dieses extreme Teilereignis stammt vor allem aus dem südlichen Moldau-Einzugsgebiet, wo sich ein Zuflussscheitel in die Orlik-Talsperre (südlich von Prag) von über $4000 \text{ m}^3/\text{s}$ ergibt, der von dem Talsperrensystem ab Orlik nur geringfügig gedämpft wird. Im weiteren Verlauf stromabwärts tritt, auch aufgrund nur relativ geringer Zuflüsse, eine deutlichere Scheiteldämpfung des ersten Teilereignisses ein, jedoch beträgt der Scheitel des ersten Teilereignisses in Dresden immer noch ca. $3200 \text{ m}^3/\text{s}$. Nach der Überlagerung dieses Teilereignisses mit dem Muldescheitel wird im Bereich der Mittleren Elbe der Abflussanstieg des Gesamt ereignisses in der Elbe gegenüber dem Grundszenario stark beschleunigt. Damit wird auch die Überschreitungsdauer eines für den Deichzustand 2002 kritischen Abflussniveaus von ca. $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ von sechs Tagen (Grundszenario) auf acht Tage verlängert.

Nicht nur in Bezug auf diese Überlagerung ist das verstärkte erste Teilereignis im tschechischen Bereich problematisch, sondern auch über die Verstärkung des zweiten Teilereignisses durch die Wirkung des hydrologischen Systemgedächtnisses. Zudem zeigen die von den tschechischen Partnern bereitgestellten Simulationsergebnisse, dass der Rückhalteraum des Talsperrensystems ab Orlik bereits beim ersten Teilereignis dieses Szenarios stark in Anspruch genommen wird und vor dem zweiten Teilereignis offenbar nicht vollständig wieder entlastet bzw. vorentlastet werden kann. Damit ist die Rückhaltewirkung beim zweiten Teilereignis geringer, so dass es bei diesem zu einem weiteren Verstärkungseffekt kommt. Insgesamt zeigt dieses Szenario besonders deutlich die raumzeitli-

che Interaktion, die zwischen Teilereignissen einer Hochwassersequenz auftreten kann und damit die Notwendigkeit des vorausschauenden Handelns beim operationellen Hochwassermanagement.

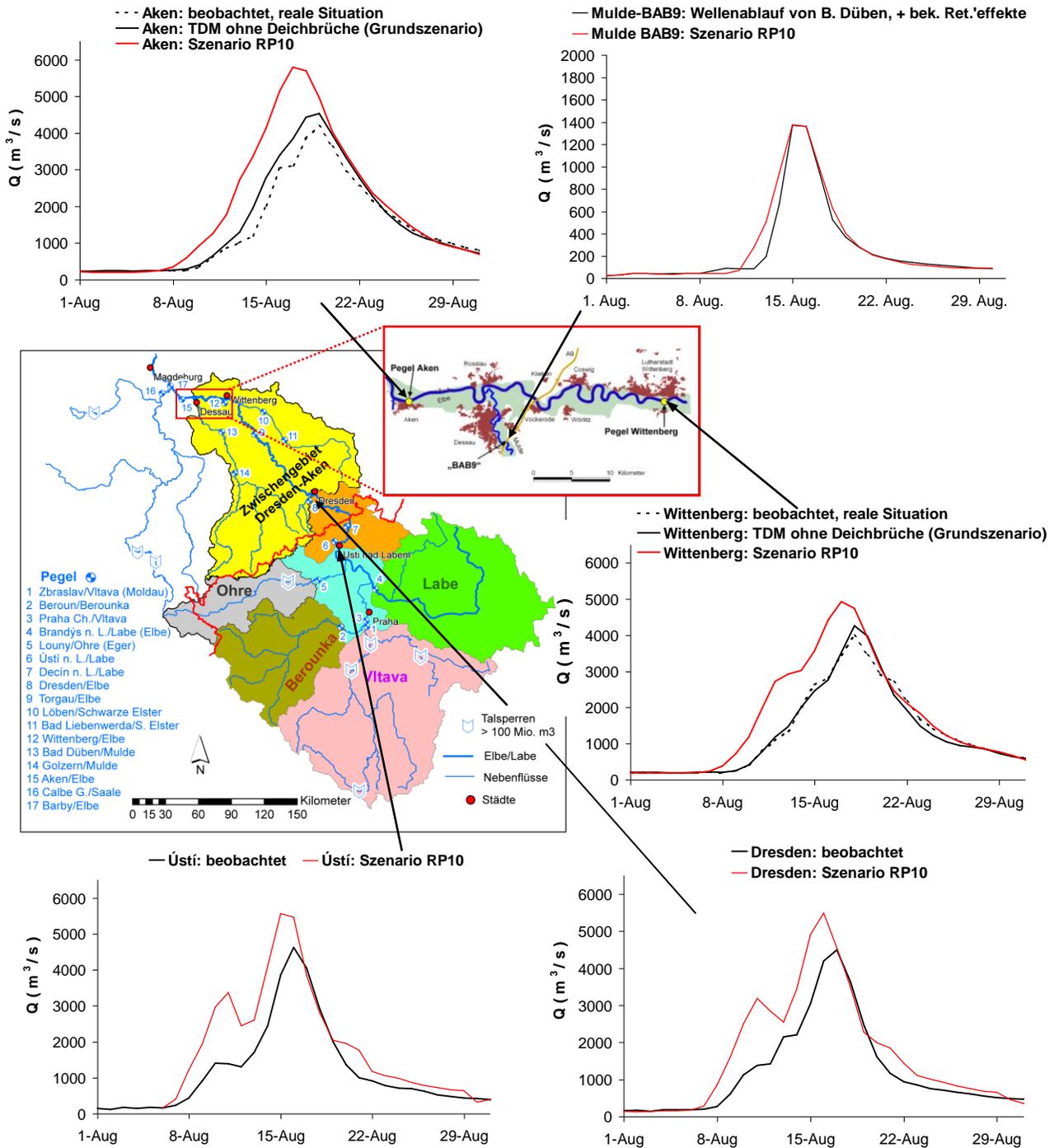


Abbildung 71: Simulationsergebnisse für das Szenario RP10 mit gegenüber dem Augusthochwasser 2002 um 10% erhöhter Luftfeuchte in den Randdaten einer Simulation des Ereignisses mit COSMO. Die COSMO-Simulation und die NA-Simulation im tschechischen Bereich erfolgten durch die Partner im BMBF-Verbundprojekt BMBF-FKZ 0330698B. Zum Vergleich ist das reale Augusthochwasser 2002 bzw. das davon ausgehend definierte Grundscenario dargestellt.

10.2.3. Szenarien mit räumlicher Verschiebung der Wetterlage für das Augusthochwasser 2002

Unter den Szenarien, bei denen durch die meteorologischen Partner im Verbundprojekt bei COSMO-Simulationen ausgehend vom Ereignis des Augusthochwassers 2002 die Randdaten relativ zur Orographie um 28 bzw. 56 km nach Nord, Süd, West und Ost verschoben wurden, sind N1 und N2 sowie W1 mit gegenüber dem Grundszenario verschärften Hochwasserverhältnissen hervorzuheben.

Das Szenario W1 hat dabei ähnliche Charakteristiken wie RP10 und am Muldestandort BAB9 auch einen ähnlichen Hochwasserscheitel von $1430 \text{ m}^3/\text{s}$ (siehe Abbildung 72). Im tschechischen Bereich und damit auch an den Elbestandorten im deutschen Bereich ist – ähnlich wie bei RP10 – das erste Teilereignis Anfang August verstärkt (Zuflussscheitel in die Orlik-Talsperre von ca. $4800 \text{ m}^3/\text{s}$). Damit ergeben sich entsprechend ähnliche Auswirkungen auf das zweite Teilereignis (hydrologische Gedächtniswirkung, vorbelasteter Rückhalteraum in den tschechischen Talsperren, Überlagerung mit dem Muldehochwasser während der damit steilen Anstiegsphase der Abflussganglinie an der Mittleren Elbe, verlängerte Dauer extremer Abflüsse). Aufgrund der offenbar geringeren Niederschlagsmengen beim zweiten Teilereignis fällt dieses im tschechischen Bereich jedoch geringer aus als dasjenige von RP10. Am Elbepegel Ústí n. L. werden $4700 \text{ m}^3/\text{s}$ erreicht, am Pegel Dresden $4680 \text{ m}^3/\text{s}$, am Pegel Wittenberg $4340 \text{ m}^3/\text{s}$ und schließlich am Pegel Aken $5300 \text{ m}^3/\text{s}$. Damit werden, wie beim Szenario RP10, die entsprechenden Abflussscheitel des Realereignisses bzw. des Grundszenarios übertroffen. W1 ist somit insgesamt ähnlich zu bewerten wie RP10.

Bei den Szenarien N1 und N2 ergeben sich am Muldestandort BAB9 gegenüber dem Grundszenario (mit vereinfachtem Aufschlag bekannter Retentionseffekte) leicht verminderte Abflussscheitel (jeweils ca. $1250 \text{ m}^3/\text{s}$), während sich an den Elbepegeln ähnliche Abflussscheitel wie bei RP10 und damit gegenüber W1 und vor allem gegenüber der Realsituation bzw. dem Grundszenario deutlich erhöhte Abflussscheitel ergeben (N1: Ústí n. L. $5790 \text{ m}^3/\text{s}$; Dresden $5450 \text{ m}^3/\text{s}$; Wittenberg $4900 \text{ m}^3/\text{s}$; Aken $5630 \text{ m}^3/\text{s}$; N2 mit Abflussscheiteln in der gleichen Größenordnung). Allerdings ist dieses Szenario hinsichtlich der Dauer extremer Abflusswerte und des Anstiegs der Abflussganglinien der Elbe weniger kritisch als RP10 (siehe Abbildungen 71 und 72).

Unter den von den meteorologischen Partnern im Verbundprojekt durchgeführten Szenarien mit Variation der Randbedingungen bei den COSMO-Simulationen für das Augusthochwasser 2002 ist somit insgesamt RP10 die gravierendste hochwasserverschärfende Wirkung auf die Abflusssituation an der Mittleren Elbe zuzuordnen.

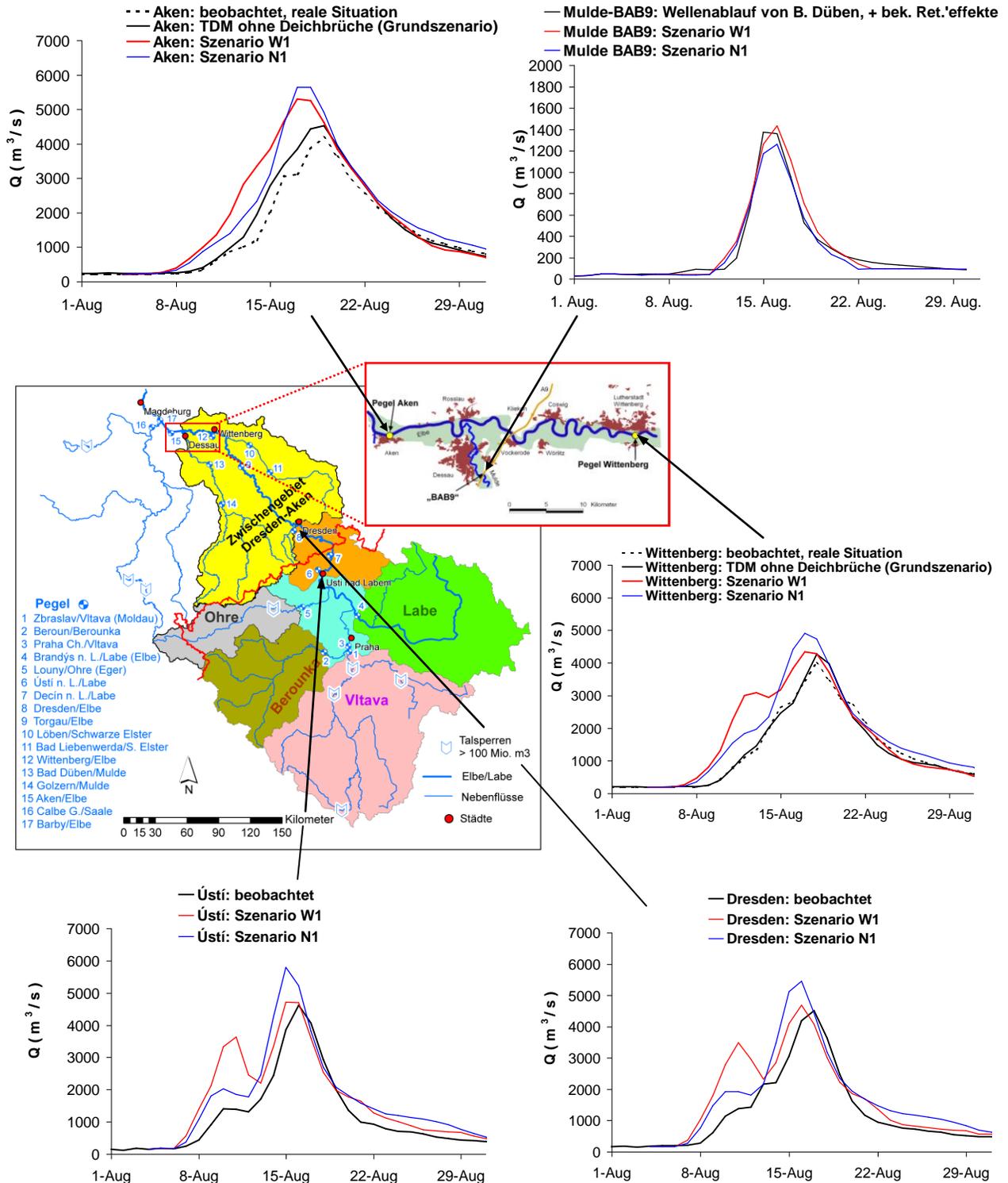


Abbildung 72: Simulationsergebnisse für die Szenarien W1 und N1 mit gegenüber dem Augusthochwasser 2002 um 28 km nach West bzw. Nord verschobenen Randdaten einer Simulation des Ereignisses mit COSMO. Die COSMO-Simulation und die NA-Simulation im tschechischen Bereich erfolgten durch die Partner im BMBF-Verbundprojekt BMBF-FKZ 0330698B. Zum Vergleich ist das reale Augusthochwasser 2002 bzw. das davon ausgehend definierte Grundszenario dargestellt.

10.2.4. Rekombinierte Hochwasserereignisse: doppeltes Auftreten des Augusthochwassers 2002

Das Ausmaß des RP10-Szenarios wird jedoch noch deutlich übertroffen durch das im Kapitel 10.1 definierte, rekombinierte Szenario mit der Annahme, dass das hochwasserauslösende Niederschlagsereignis vom August 2002 in der Zeit bis zum 20. Juli 2002 bereits schon einmal (als Vorereignis) aufgetreten ist. Aufgrund des hydrologischen Systemgedächtnisses führt ein solches Vorereignis zu einer erhöhten Vorfeuchte beim Hochwasserereignis im August und damit zu einer verstärkten Abflussreaktion (siehe Abbildung 73).

Dies gilt im tschechischen Bereich bereits für das erste Teilereignis (nach dem Niederschlagsereignis vom 6.-8. August 2002), bei dem am Pegel Ústí n. L. im Szenario ein Abflussscheitel von $2785 \text{ m}^3/\text{s}$ erreicht wird (gegenüber $1400 \text{ m}^3/\text{s}$ beim realen Ereignis). Bedingt durch diese extremen Vorgeschichte und die hydrologische Gedächtniswirkung im Einzugsgebiet, durch den vorbelasteten Rückhalteraum im Talsperrensystem sowie auch durch die zeitliche Überlagerung mit dem noch nicht vollständig abgelaufenen ersten Teilereignis kommt es auch beim zweiten Teil- bzw. Hauptereignis zu einer deutlichen Verschärfung gegenüber dem realen Ereignis. Am Elbepegel Ústí n. L. wird ein Abflussscheitel von $6390 \text{ m}^3/\text{s}$ erreicht. Im weiteren Ablauf der Hochwasserwelle dieses Szenarios in der Elbe kommt es zunächst zu einer Dämpfung dieses Scheitels, womit sich am Pegel Dresden ein Abflussscheitel von $6125 \text{ m}^3/\text{s}$ ergibt und am Pegel Wittenberg einer von $5600 \text{ m}^3/\text{s}$. Auch vereinigen sich die beiden Teilereignisse im Ablauf der Hochwasserwelle zu einem zunehmend kontinuierlichen Anstieg der Gesamthochwasserwelle (zu erkennen in Abbildung 73 am Pegel Wittenberg im Vergleich zum Pegel Ústí n. L.).

Das Muldehochwasser wird mit einem Abflussscheitel von $1870 \text{ m}^3/\text{s}$ am Standort BAB9 (gegenüber $1370 \text{ m}^3/\text{s}$ im Grundszenario einschließlich vereinfachtem Aufschlag bekannter Retentionseffekte der Talsperren) ebenfalls sehr deutlich verstärkt.

In seiner Überlagerung mit der Hochwasserganglinie der Elbe an der Muldemündung treten extreme Elbeabflüsse nach einem beschleunigten Ganglinienanstieg früher ein und dauern länger an als im Grundszenario. So wird der in Bezug auf den Deichzustand 2002 kritische Abflussbereich ab etwa $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ in Aken sowie auch schon in Wittenberg bereits ca. zwei Tage früher überschritten als beim Grundszenario und dauert dementsprechend länger an (in Aken neun Tage statt sechs Tage, in Wittenberg sieben Tage statt vier Tage). Auch der Abflussscheitel wird durch diese Überlagerung der Hochwasserwellen von Elbe und Mulde deutlich gegenüber Wittenberg und gegenüber dem Grundszenario erhöht und erreicht in Aken $6825 \text{ m}^3/\text{s}$.

Die Simulation zeigt somit den außerordentlich extremen Charakter dieses Szenarios, das aus meteorologischer Sicht zwar unwahrscheinlich, jedoch nicht auszuschließen ist.

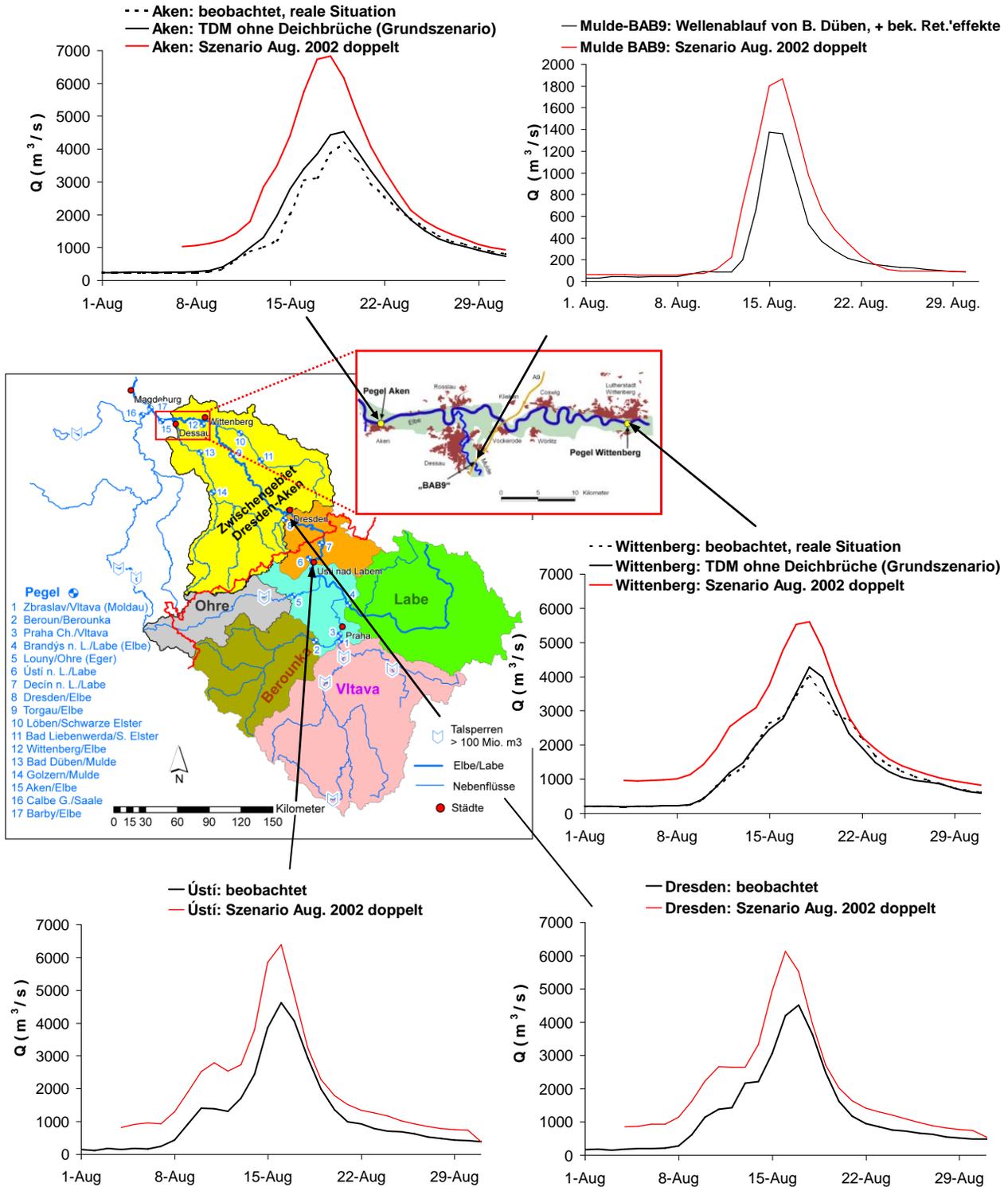


Abbildung 73: Simulationsergebnisse für das Szenario eines doppelten Auftretens des Augusthochwassers 2002 mit der Annahme, dass das reale Ereignis vor dem 21. Juli bereits schon einmal aufgetreten ist. Die NA-Simulation im tschechischen Bereich erfolgte durch die Partner im BMBF-Verbundprojekt BMBF-FKZ 0330698B. Zum Vergleich ist das reale Augusthochwasser 2002 bzw. das davon ausgehend definierte Grundszenario dargestellt.

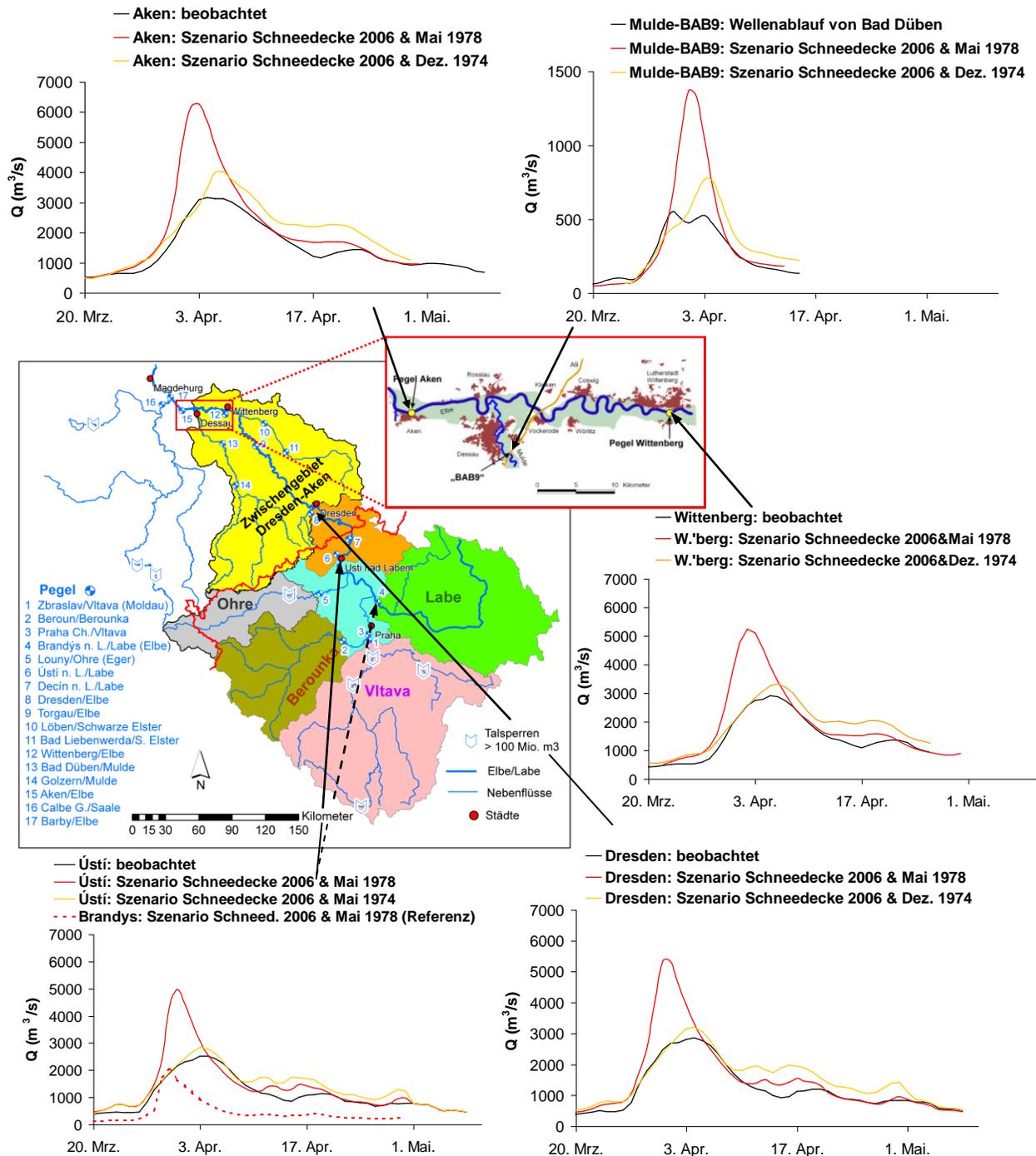
10.2.5. Rekombinierte Hochwasserereignisse: extreme winterliche und frühjährliche Niederschlagsereignisse in Kombination mit der Schneedecke 2006

Unter den im Abschnitt 10.1. definierten Szenarien mit der Rekombination der Schneedecke 2006 mit niederschlagsreichen Wetterlagen vom Dezember 1974 und vom Mai 1978 werden hier jeweils diejenigen dargestellt, deren Simulation zu den höchsten Elbeabflüssen am Pegel Aken führen (siehe Abbildung 74). Bei beiden Rekombinationen ist dies der Fall bei Annahme des Einsetzens der niederschlagsreichen Großwetterlage ab dem 28. März 2006 (2. Übergangszeitpunkt bei der Rekombination mit dem Dezember 1974, 1. Übergangszeitpunkt bei der Rekombination mit dem Mai 1978).

Beim Szenario mit dem Niederschlagsereignis vom Dezember 1974 erhöht sich der Abflussscheitel am Mulde-Standort BAB9 gegenüber dem real beim Hochwasserereignis des Frühjahrs 2006 aufgetretenen $552 \text{ m}^3/\text{s}$ deutlich auf $770 \text{ m}^3/\text{s}$. Für die Elbepegel ergeben sich bei dem Szenario oberhalb des Zwischengebiets Dresden-Aken relativ moderat erhöhte Abflussscheitel gegenüber dem realen Ereignis: in Ústí n. L. von 2510 auf $2840 \text{ m}^3/\text{s}$ und in Dresden von 2860 auf $3200 \text{ m}^3/\text{s}$. In Wittenberg ist durch Überlagerung mit dem Zufluss aus dem östlichen Bereich des Zwischengebiets bereits eine etwas stärkere Scheitelerhöhung festzustellen (von 2910 auf $3325 \text{ m}^3/\text{s}$). Insbesondere kommt es aber nach der Überlagerung mit dem Hochwasserscheitel der Mulde zu einer deutlichen Erhöhung des Abflussscheitels im Szenario gegenüber dem realen Ereignis (von 3160 auf $4010 \text{ m}^3/\text{s}$ in Aken).

Eine noch viel deutlicher verschärfte Hochwassersituation ergibt sich bei der Rekombination mit dem Niederschlagsereignis von Anfang Mai 1978, da sich der Niederschlag hier zeitlich auf einen Tag konzentriert und vor allem bei bereits recht warmen Temperaturen fällt, was die Schneeschmelze und damit den Gesamtinput verstärkt. Im Gegensatz zu vielen anderen Hochwasserereignissen bzw. -szenarien ist diese Inputverstärkung besonders auch in den nördlichen Mittelgebirgsregionen Tschechiens extrem. So ergibt die Simulation der tschechischen Partner im Verbundprojekt für den Pegel Brandys n. L. (Elbe oberhalb der Moldau-Mündung mit nur relativ wenigen Rückhalteräumen in Talsperren) einen Abflussscheitel von $2020 \text{ m}^3/\text{s}$. Bemerkenswert ist auch ein Abflussscheitel von $635 \text{ m}^3/\text{s}$ am Egerpegel Louny, der sich trotz des hohen Rückhaltevermögens der Eger-Talsperre Nechanice ergibt. Diese Hochwasserwellen überlagern sich mit der ebenfalls starken Hochwasserwelle der Moldau (Abflussscheitel $2810 \text{ m}^3/\text{s}$ in Vranany, nördlich von Prag), so dass entsprechend große Abflussscheitel der Elbe gebildet werden: am Pegel Ústí n. L. $4980 \text{ m}^3/\text{s}$, in Dresden $5330 \text{ m}^3/\text{s}$ und in Wittenberg $5230 \text{ m}^3/\text{s}$. Extrem ist schließlich auch der Abflussscheitel am Muldestandort BAB9, der mit $1360 \text{ m}^3/\text{s}$ etwa dem des Grundschemas für das Augusthochwasser 2002 (mit vereinfachter Aufprägung bekannter Retentionseffekte in den Talsperren bei diesem Ereignis) entspricht. In der Überlagerung der Hochwasserwellen von Mulde und Elbe wird der Abflussscheitel der Elbe damit nochmals sehr stark erhöht auf $6260 \text{ m}^3/\text{s}$ am Pegel Aken. Damit hat dieses frühjährliche Hochwasserszenario ein Ausmaß, das das Augusthochwasser 2002, auch dessen Grundschema, an der Elbe deutlich übertrifft und in der Größenordnung mit den größten, ausgehend vom Augusthochwasser 2002 abgeleiteten Szenarien (siehe Kapitel 10.2.2 bis 10.2.4) vergleichbar ist. Ähnlich

wie beim Szenario des doppelten Auftretens des Auguthochwassers 2002 ist auch das Auftreten dieses Szenarios unwahrscheinlich, wie auch die Historie der winter-frühjährlichen Hochwasserereignisse zeigt. Es ist aber nicht auszuschließen, da die im Kapitel 10.1 beschriebene Witterung von Anfang Mai 1978 auch bereits Anfang April auftreten kann.



11. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Die in der vorliegenden Arbeit erarbeiteten Methoden und Ergebnisse stellen wesentliche Beiträge zur Bewertung der Abfluss- und vor allem der Hochwassersituation an der Elbe dar. Dabei sind einerseits die entwickelten Methoden zur großskaligen hydrologischen Simulation und zur Definition von Hochwasserszenarien und andererseits die aus der Anwendung dieser Methoden abgeleiteten Aussagen für die wasserwirtschaftliche Praxis im Elbe-Einzugsgebiet, insbesondere an der Mittleren Elbe, zu nennen.

Diese Kernthemen der vorliegenden Arbeit wurden in einem interdisziplinären Umfeld und im Rahmen eines breit gefächerten hydrologischen Ansatzes an der Elbe entwickelt (Helms et al., 2002a und 2013a; Kron et al., 2010; Helms und Ihringer, 2013). Neben den genannten Kernthemen beinhaltet dieser hydrologische Ansatz unter anderem auch die Konsistenzanalyse, die Plausibilisierung und Rekonstruktion von Abflusszeitreihen der Elbe, deren Homogenisierung bezüglich der Wirkungen von Talsperren und Deichbrüchen und die Entwicklung von Hochwasserstatistiken. Diese hydrologischen Untersuchungen sowie das Auftreten der extremen Hochwasserereignisse der letzten Jahre (2002, 2006, 2011 und 2013) führten vor dem Hintergrund der europäischen Vorgaben der Wasser- und Hochwasserrahmenrichtlinien zu der Erkenntnis, dass die Abfluss- und vor allem die Hochwassersituation an der Elbe einer umfassenden Neubewertung bedarf. So ergeben sich bei der Einbindung der extremen Hochwasserereignisse der Jahre 2002 und 2013 erhebliche Unsicherheiten im Extrapolationsbereich von Hochwasserstatistiken der Elbepegel, unter anderem Dresden und Aken (siehe Kapitel 2.3). Zudem verdeutlichten besonders diese beiden Extremereignisse die vielfältigen Anforderungen, die sich je nach Charakteristik des Ereignisses und im Zusammenhang mit dem gesamten Abflussprozess an wasserwirtschaftliche Planungen und Maßnahmen ergeben. Insbesondere gilt dies für das operationelle Hochwassermanagement im Ereignisfall und dessen Vorbereitung. Gerade an der Elbe zeigte sich damit die Notwendigkeit des Übergangs von herkömmlichen Sicherheitskonzepten der Bemessung von Hochwasserschutzmaßnahmen allein anhand von Abflussscheitelwerten einer bestimmten jährlichen Überschreitungswahrscheinlichkeit zu umfassenderen Konzepten des Hochwasserrisikomanagements. Unter den in diesem Zusammenhang z. B. von der DWA (2012) vorgeschlagenen Informationserweiterungen zeitlicher, räumlicher und kausaler Art erwies sich nach den im Kapitel 2.3, 2.4 und 10 angesprochenen Untersuchungen die kausale Informationserweiterung mit der Simulation extremer Hochwasserszenarien als besonders aussagekräftig. In der vorliegenden Arbeit wurde eine entsprechende Methodik in Bezug auf die Mittlere Elbe und ihr Einzugsgebiet bis zum Pegel Aken (unterhalb der Muldemündung) entwickelt und angewandt.

Für die Simulation der Szenarien sowie auch des gesamten Abflussprozesses im Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken (einem ca. 17 000 km² großen Teileinzugsgebiet der Mittleren Elbe) wurde ein großskalig und operationell anwendbares hydrologisches Modellsystem mit Modulen für die verschiedenen hydrometeorologischen und hydrologischen Prozesskomplexe entwickelt. Hervorzuheben ist dabei ein neu entwickeltes NA-Modell für das genannte Zwischengebiet, dessen Modellstruktur in einem datengestützten, flexiblen Ansatz anhand hydrometeorologischer Eingangs-

größen (Gebietsinput und seine räumlichen Verteilungseigenschaften) und der Ausgangsgrößen einer komponentendifferenzierten Abflussganglinie abgeleitet wurde. Mit dieser Orientierung am hydrologischen Prozessgeschehen im Zwischengebiet selbst wird in eine gebiets- und skalenspezifisch besonders geeignete Modellstruktur angestrebt.

Im Vergleich sowie in Ergänzung zu den im Untersuchungsgebiet teilweise bereits verfügbaren semi-verteilten NA-Modellen erwies sich dabei ein parametersparender und somit robuster Blockansatz (Grundmodell), bei dem für intermittierend auftretende, mittelgebirgsgeprägte Hochwassersituationen ein ereignisbasiertes Mittelgebirgsmodell unter Berücksichtigung von räumlichen Verteilungseigenschaften des Gebietsinputs zugeschaltet wird, als aufgabengerechte Lösung zur kontinuierlichen und bis in den extremen Hochwasserbereich zuverlässigen Simulation langfristiger täglicher Abflussganglinien an besonders interessierenden Standorten im Bereich der Mittleren Elbe.

Für die detaillierte und begründete Entwicklung und Diagnose der flexiblen Modellstruktur erwies sich gemäß einer anfangs aufgestellten Hypothese ein deduktiver Ansatz nach dem Prinzip der fortschreitenden Modifizierung als zielführende Strategie. Ausgehend von einem einfach strukturierten, aber entwicklungsfähigen linearen Blockmodell konnte dabei durch schrittweise Ausdifferenzierung der Modellstruktur, hydrologische Prozessinterpretation und Diagnosen von Modellfehlern eine angemessen komplexe Modellstruktur zur zuverlässigen Simulation des Abflussprozesses abgeleitet werden. Die entwickelte, nach Abflusskomponenten differenzierte Modellstruktur ist dabei aus konzeptionellen Speichern, robusten saisonalen Strukturen für Abflusskoeffizienten, geeigneten Vorfeuchtemaßen, einer differenzierten Schwellenwertbedingung zur Aktivierung des Mittelgebirgsmodells, einem Index für die räumliche Inputverteilung im Mittelgebirgsbereich sowie (möglichst schwach) nichtlinearen Ausgleichsfunktionen aufgebaut. Über eine Diagnose in einem langfristigen Zeitraum, die sich mit verschiedenen Gütekriterien auf den Gesamtabfluss, jedoch auch auf systeminterne Prozessvariablen (Abflusskomponenten, hydrometeorologische Eingangsvariablen) und die Identifizierbarkeit der Modellparameter bezog, konnten das entwickelte NA-Modell und das gesamte hydrologische Modellsystem für das Zwischengebiet Dresden-Aken umfassend und bis in den extremen Hochwasserbereich abgesichert werden.

Darüber hinaus konnte das NA-Modell über ein Wellenablaufmodell für den deutschen Elbelauf mit dem tschechischen Modellsystem Aqualog sowie an interdisziplinären Schnittstellen mit dem Wettervorhersagemodell COSMO und einem hydraulisch-numerischen Modell im Bereich der Mittleren Elbe gekoppelt werden. Damit wurde das NA-Modell interdisziplinär und flussgebietsbezogen integriert und trägt maßgeblich zur skalenübergreifenden Modellierung der Wirkungskette von der hochwasserauslösenden Wetterlage bis zu lokalen Hochwasserrisikosituationen an der Mittleren Elbe bei. Anhand des Hochwasserereignisses vom August 2002 wurde das gekoppelte Modellsystem im extremen Hochwasserbereich validiert. Damit kann auch bei Hochwasserszenarien, die ausgehend von realen Hochwasserereignissen (vor allem dem vom August 2002) unter veränderten Bedingungen definiert wurden, von der zuverlässigen Anwendung der Modelle ausgegangen werden. Mit dieser Szenariofähigkeit können die gekoppelten Modelle einen wertvollen Beitrag in der was-

serwirtschaftlichen Praxis leisten, insbesondere zur umfassenden Planung von Maßnahmen des operationellen Hochwassermanagements (z. B. Einsatz von Flutungspoldern an der Elbe). Die Planung kann sich dabei auf ein gegenüber mehr oder weniger spezifischen Einzelereignissen erweitertes Spektrum möglicher extremer Hochwasserereignisse und ihrer Charakteristiken beziehen.

In diesem Zusammenhang besteht eine weitere wesentliche Methode, zu deren Entwicklung die vorliegende Arbeit maßgeblich beigetragen hat, in der Definition extremer Hochwasserszenarien (siehe Kapitel 10.1). Ausgehend von real aufgetretenen Hochwasserereignissen kann dabei in systematischer Weise über die Variation oder Rekombination meteorologischer und hydrologischer Prozessabläufe und Zustände sowie über die veränderte Wirkung von Hochwasserschutzmaßnahmen eine große Vielfalt extremer Hochwasserszenarien definiert werden, die auch über die in der vorliegenden Arbeit dargestellten Szenarien hinausgehen kann.

Bereits die im Kapitel 10 dargestellte Auswahl simulierter Hochwasserszenarien, die ausgehend von nur wenigen real aufgetretenen Hochwasserereignissen durch Modifikation ihrer Bedingungen definiert wurden, zeigt eine große Vielfalt möglicher Verläufe extremer Hochwasserereignisse an der Mittleren Elbe. Die Szenarien zeigen, dass die Abflussscheitel und –füllen der in den letzten Jahren aufgetretenen Extremereignisse (unter anderem Hochwasserereignisse vom August 2002 und vom Mai/Juni 2013) noch deutlich übertroffen werden können.

Die Abflussscheitel der simulierten Hochwasserszenarien liefern dabei eine wertvolle Information zur besseren Bewertung der im Kapitel 2.3 abgeleiteten Serien jährlicher bzw. auf das hydrologische Sommer- und Winterhalbjahr bezogener Hochwasserscheitelabflüsse ab dem Jahr 1890 und der in diesem Zusammenhang diskutierten Ansätze für Hochwasserstatistiken sowie zur Einschätzung der möglichen Größe bekannter historischer Hochwasserereignisse vor 1890. Insbesondere geben die Szenarien Hinweise, bis zu welcher Größe Abflussscheitel unter noch realistischen, aus der beobachteten Vergangenheit grundsätzlich bekannten Bedingungen auftreten können.

Die vom Auguthochwasser 2002 abgeleiteten Szenarien sind aufschlussreich im Hinblick auf mögliche Abflussscheitel im hydrologischen Sommerhalbjahr und im Abflussjahr. Abflussscheitel von ca. $5500 \text{ m}^3/\text{s}$ am Pegel Dresden oder ca. $6000 \text{ m}^3/\text{s}$ am Pegel Aken, wie sie aus den an die homogenisierten Serien der Abflussscheitel angepassten Verteilungsfunktionen bei einem Wiederkehrintervall von 200 bis 300 Jahren berechnet werden können, entsprechen dabei der Größenordnung mehrerer Szenarien mit nur relativ leichten Modifikationen für das Auguthochwasser 2002 (N1, N2, RP10, siehe Kapitel 2.3, 10.2.2. und 10.2.3). Sie sind somit, unabhängig von ihrer konkreten Wahrscheinlichkeit, als grundsätzlich möglich einzuschätzen. Wie das Szenario des doppelten Auftretens des Auguthochwassers 2002 (siehe Kapitel 10.2.4) zeigt, sind auch noch höhere Abflussscheitel bis knapp über $6000 \text{ m}^3/\text{s}$ in Dresden und knapp $7000 \text{ m}^3/\text{s}$ in Aken als möglich einzuschätzen. Allerdings handelt es sich bei diesem Szenario bereits um eine bewusst extrem definierte Konstellation. Die genannten Abflussscheitel dürften sich damit bereits an ihre denkbare obere Plausibilitätsgrenze für die aus der beobachteten Vergangenheit bekannten hydrologischen Bedingungen annähern.

Unter winterlichen Bedingungen ist das im Kapitel 10.2.5 simulierte Szenario der Rekombination der Schneedecke vom Frühjahr 2006 mit dem Niederschlagsereignis vom Dezember 1974 aufschlussreich. Mit ca. $4000 \text{ m}^3/\text{s}$ am Pegel Aken und $3200 \text{ m}^3/\text{s}$ am Pegel Dresden ergeben sich erhöhte Abflussscheitel gegenüber den jeweils beobachteten Ereignissen, die jedoch deutlich unter denen der beobachteten Extremereignisse bzw. simulierten Extremszenarien des hydrologischen Sommerhalbjahres bleiben. Die unter winterlichen Bedingungen möglichen Hochwasserabflussscheitel der Elbe haben somit offenbar ein stärker begrenztes Potential, extreme Abflussscheitel auszubilden. Dabei ist auch zu berücksichtigen, dass sie während der allgemeinen Füllungsphase der großen tschechischen Talsperren auftreten und daher stärker zurückgehalten werden können. Diese Befunde entsprechen den Ergebnissen der Wahrscheinlichkeitsanalyse der Serien der Abflussscheitel des hydrologischen Winterhalbjahrs im Kapitel 2.3. Dabei ergeben sich in den an die Serien angepassten Verteilungsfunktionen auch mit sehr langen Wiederkehrintervallen nur Abflussscheitel unter $4000 \text{ m}^3/\text{s}$.

Unter frühjährlichen Bedingungen weist das im Kapitel 10.2.5 simulierte Szenario der Rekombination der Schneedecke vom Frühjahr 2006 mit dem Niederschlagsereignis vom Mai 1978 allerdings darauf hin, dass sich bei bereits höheren Temperaturen in durch Starkregen verstärkten Schneeschmelzsituationen Abflussscheitel ausbilden können, die diejenigen des Augusthochwassers 2002 oder des Junihochwassers 2013 übertreffen und eine ähnliche Größenordnung wie die der oben angesprochenen sommerlichen Extremszenarien erreichen ($5330 \text{ m}^3/\text{s}$ am Pegel Dresden und $6260 \text{ m}^3/\text{s}$ am Pegel Aken). Da solche Situationen zudem eher gegen Ende der allgemeinen Füllungsphase der Talsperren auftreten, sind die Rückhalteräume der tschechischen Talsperren geringer als im Winter oder nach einer zuverlässigen Hochwasservorhersage vorzuentlasten. Bei dem hier angesprochenen Szenario stammen jedoch wesentliche Anteile der Hochwasserwelle in der deutschen Elbe aus Teilgebieten ohne große Talsperren (Elbe oberhalb der Moldaumündung, Zwischengebiet Dresden-Aken). Damit unterstreicht dieses Szenario unter anderem auch die Bedeutung eines auf das gesamte Flussgebiet bezogenen Hochwassermanagements. Wie die im Kapitel 2.3 angesprochenen Serien der Abflussscheitel des hydrologischen Winterhalbjahrs sowie die bekannten historischen Hochwasserereignisse zeigen, sind solche Hochwassersituationen mit vergleichbarem Ausmaß offenbar selten. Am ehesten vergleichbar ist das Hochwasserereignis von Ende März 1845 (siehe Kapitel 2.3 und Fügner, 1995, S. 39-52), bei dem es ebenfalls nach winterlicher Witterung mit hohen Schneemengen zu einem rasch einsetzenden Tauwetter mit hohen Niederschlagsmengen kam. Allerdings sind beim Ereignis von 1845 auch weitere Aspekte zu berücksichtigen, die dessen Ausmaß relativieren (Eisstauereffekt, Unsicherheit von Abflusskurven, bis dahin noch keine Talsperren, vergleiche Kapitel 2.3). Das rekombinierte Szenario der Schneedecke vom März 2006 und des Niederschlagsereignisses vom Mai 1978 ist somit als kausale Informationserweiterung gegenüber den aus Beobachtungen bekannten Ereignissen der Historie und daraus allein ableitbaren Hochwasserstatistiken besonders wertvoll. So würde sich unter der Annahme, dass das nicht auszuschließende Szenario tatsächlich aufgetreten wäre, die im Kapitel 2.3 diskutierte Differenzierung der extremwertstatistischen Hochwasseranalyse für hydrologische Halbjahre in Frage stellen. Für die weitere Entwicklung einer Hochwasserstatistik an der Elbe, insbesondere mit einer besser begründeten Entscheidung für

den pauschalen Bezug auf Abflussscheitel des Abflussjahres oder für den zunächst differenzierten Bezug auf Abflussscheitel hydrologischer Halbjahre (oder auf andere Phasen des Abflussjahrs), scheint somit die Analyse eines unter dem hier diskutierten Aspekt erweiterten Katalogs simulierter Hochwasserszenarien (mit durch rasche Erwärmung und Starkniederschlag intensivierter Schmelze extremer Schneedecken) sinnvoll, da hiermit weitere Referenzsituationen erhalten werden.

Wie die Simulation des extremen Junihochwassers 2013 zeigte (siehe Kapitel 7.5), sind trotz dessen zeitlich bereits recht deutlicher Lage im hydrologischen Sommerhalbjahr zumindest im deutschen Bereich eher frühjährliche, wenn auch nicht mehr schneebeeinflusste Bedingungen festzustellen. Die zuvor angesprochene Erweiterung des Szenariokatalogs um frühjährliche Hochwassersituationen sollte daher auch weitgehend schneefreie Szenarien enthalten, um weitere Referenzfälle zu erhalten für die besser begründete Zuordnung des Junihochwasserscheitels 2013 zu einem der Halbjahre (oder zu einer anderen Phase des Abflussjahrs) oder für die besser begründete Entscheidung für den pauschalen Bezug der Hochwasserstatistik auf Abflussscheitel des (gesamten) Abflussjahres.

Insgesamt zeigt die hier geführte Diskussion, dass simulierte Hochwasserszenarien, auch wenn sie selbst nicht einer konkreten Auftretenswahrscheinlichkeit zuzuordnen sind, wesentliche Beiträge zur (weiteren) Entwicklung und Begründung von Hochwasserstatistiken an der Elbe liefern können.

Neben den insgesamt abfließenden Wassermengen können sich die vielfältigen Szenarien auch in ihrer Überlagerungscharakteristik stark unterscheiden, sowohl zeitlich mit verschiedenen Teilereignissen als auch räumlich mit Hochwasserwellen aus verschiedenen Teileinzugsgebieten der Elbe.

In der Konsequenz können sich dadurch, gerade auch an der Mittleren Elbe, neben unterschiedlichen Abflussscheitelwerten auch unterschiedliche Hochwasser dauern ergeben. So war in den untersuchten Hochwasserszenarien zum Teil festzustellen, dass die Hochwasserdauer oberhalb kritischer Abflusswerte (z. B. $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ bezüglich des Deichzustands beim Hochwasserereignis 2002) gegenüber dem Realereignis vom August 2002 um bis zu ca. drei Tage zunimmt. Damit wurden auch die Überschreitungsdauern des genannten Abflusswerts beim Hochwasser des Juni 2013 (ca. einen Tag länger als im August 2002, nach den im Kapitel 2.2 angesprochenen Deichsanierungsmaßnahmen jedoch ohne Deichbruch im Elbeabschnitt oberhalb des Pegels Aken) deutlich übertroffen.

Ein weiteres überlagerungsbedingtes Problem, das sich vor allem bei Szenarien mit gegenüber dem realen Auguthochwasser 2002 verstärkten ersten Teilereignis im tschechischen Einzugsgebietsbereich ergeben kann, ist ein im Vergleich zum Grundszenario beschleunigter Anstieg der Hochwasserganglinien. Dieser Effekt reicht bis zur Mittleren Elbe, wo er sich durch Überlagerung der ansteigenden Elbeganglinie mit der Hochwasserwelle der Mulde weiter verschärfen kann. Damit wird die Vorbereitungszeit für Hochwasserschutzmaßnahmen verkürzt. Des Weiteren kann sich ein spezifischer Rückstauereffekt mit anschließender Scheitelaufhöhung ergeben, wie er z. B. beim Auguthochwasser 2002 im Bereich der Muldemündung bzw. am Pegel Aken festgestellt wurde (vergleiche Kapitel 6.1).

Im Hinblick auf die zeitliche Überlagerung von Teilereignissen ist schließlich zu beachten, dass spätere Teilereignisse durch frühere Teilereignisse noch maßgeblich beeinflusst sein können, auch wenn

diese bereits einen deutlicheren Zeitabstand voneinander haben als die beiden Teilereignisse des August 2002. Dieser Einfluss kann sich durch die Gedächtniswirkung im natürlichen hydrologischen System oder auch durch die Steuerung von Hochwasserschutzanlagen bei früheren Teilereignissen (vor allem Füllung und Entlastungsmöglichkeiten von Talsperren und Flutungspoldern) ergeben. Bei Maßnahmen im Ereignisfall ist daher die Möglichkeit des Auftretens von Folgeereignissen zu beachten, sofern dies die aktuellen Handlungsspielräume erlauben. Neben der bereits angesprochenen Steuerung von Speicherräumen gilt dies auch für temporäre Deichverstärkungsmaßnahmen.

Insgesamt ergeben sich damit Anforderungen an das operationelle Hochwassermanagement, die über die bei den realen Hochwasserereignissen der letzten Jahre gemachten, mehr oder weniger spezifischen Erfahrungen hinaus gehen. Die simulierten Hochwasserszenarien stellen diesbezüglich ein deutlich erweitertes Spektrum möglicher Ausmaße, Verläufe und Zusammenhänge bei extremen Hochwasserereignissen der (Mittleren) Elbe dar. Die Diagnose der Szenarien führte somit zu einer deutlich verbesserten Kenntnis der Hochwasserverhältnisse an der Elbe unter extremen, gegenüber den bekannten, real aufgetretenen Extremereignissen weiter verschärften Bedingungen.

Um die weitergehende, präventive Ableitung flexibler und ausgewogener Strategien des operationellen Hochwassermanagements an der Mittleren Elbe in der Praxis zu unterstützen, wurde ein Szenariokatalog extremer Hochwasserganglinien für sich anschließende Aktivitäten im Rahmen des Verbundprojekt „Operationelles Hochwasser-Management in großräumigen Extremsituationen am Beispiel der Mittleren Elbe“ (hydraulisch-numerische Modellierung und Entwicklung eines Informationssystems für Deiche) bereitgestellt. In diesem interdisziplinären Zusammenhang ist der Szenariokatalog als wesentlicher Beitrag zu einem rationalen Risikomanagement an der Mittleren Elbe zu sehen, mit dem Ziel, Hochwasserstatistiken und die Planung von Hochwasserschutzmaßnahmen besser bewerten und mit anderen Bereichen im Elbe-Einzugsgebiet abstimmen zu können.

12. Perspektiven hydrologischer Forschung im Elbe-Einzugsgebiet

Wie bereits in verschiedenen Zusammenhängen angesprochen, konnten neben den entwickelten Methoden und damit getroffenen Aussagen auch offene Forschungsfragen und weitere Entwicklungspotentiale hydrologischer Arbeiten an der Elbe identifiziert bzw. konkretisiert werden. Voraussetzung für diese Arbeiten sind eine ergänzende Datenerhebung sowie eine fortgesetzte Zusammenarbeit mit interdisziplinären (insbesondere meteorologischen) und tschechischen Partnern.

Mit einer ergänzenden Datenerhebung kann das für das Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken entwickelte hydrologische Modellsystem weiter verbessert und validiert werden.

Wie in den Kapiteln 7.4 und 7.5 angesprochen, ergaben sich bei der NA-Simulation in wenigen Einzelfällen, z. B. im Vorfeld des Hochwasserereignisses vom Januar 2011, gewisse Defizite, die sich offensichtlich auf Defizite in der Simulation der Schneedeckenentwicklung bzw. deren Wasserabgabe zurückführen lassen. Bei diesen Ereignissen ist eine detailliertere Modellierung der Energiebilanz

im Schneemodell nach Erhebung detaillierterer Daten (feinere zeitliche Auflösung, Strahlungseinfluss) eine mögliche Option der Modellverbesserung (vergleiche Kapitel 5.4).

Im bisher entwickelten Mittelgebirgsmodells wurde mit der raumzeitlichen Auflösung der interpolierten täglichen Niederschlagshöhen ein identifizierbarer Parameter zur Berücksichtigung der räumlichen Konzentration des täglichen Inputüberschusses im Mittelgebirgsbereich nur im Winter-Frühjahr (Dezember bis Mai) gefunden, nicht jedoch im Sommer-Herbst (Juni bis November). Die Identifizierbarkeit eines Einflusses der räumlichen Inputüberschusskonzentration auch im Sommer-Herbst ist mit räumlich und zeitlich feiner aufgelösten, interpolierten Niederschlagshöhen jedoch denkbar, vor allem im Hinblick auf die bessere Erfassung konvektiv geprägter Niederschlagsverteilungen. Nach Erhebung entsprechender Daten kommen für eine solche Interpolation von z. B. stündlichen Niederschlagshöhen geostatistische Verfahren und die Nutzung von Radarniederschlagsdaten in Betracht (Haberlandt et al., 2005; Bartels et al., 2004). Ein Nachteil ist dabei jedoch, dass insbesondere Radarniederschlagsdaten erst seit der jüngeren Vergangenheit verfügbar sind, so dass nur relativ wenige Hochwasserereignisse hiermit analysiert werden können und die Validierungsmöglichkeit einer entsprechenden hydrologischen Modellstruktur entsprechend eingeschränkt ist.

Eine weitergehende Validierung des (bisher entwickelten) Mittelgebirgsmodells ist sinnvoll, auch wenn die Untersuchungen zur Parameteridentifizierbarkeit und zur Extrapolation ohne Nachkalibrierung auf extreme Hochwasserereignisse bereits wesentliche Argumente für die Modellvalidierung darstellen (siehe Kapitel 7.3.3 und 7.5). Darüber hinaus ist anzustreben, die Validierung durch einen split-sample Test mit einer erweiterten Stichprobe möglichst vielfältiger Hochwasserereignisse mit signifikantem Inputüberschuss im Mittelgebirgsbereich weiter zu verallgemeinern bzw. das Modell, sofern notwendig, weiterzuentwickeln. Um die Stichprobe der genannten Ereignisse zu erweitern, kann im Bereich des Zwischengebiets Dresden-Aken auf abgesicherte Abflussdaten ab dem Jahr 1890 zurückgegriffen werden (Helms et al., 2013a, b). Bei Abflussdaten vor 1890 und meteorologischen Daten vor 1963 (Beginn des bisher genutzten Kalibrierungszeitraums) ist jedoch mit höheren Unsicherheiten zu rechnen, die in der Interpretation von Modelldiagnosen zu berücksichtigen sind.

Die für die weitergehende Validierung erforderliche Rekonstruktion weiterer Hochwasserereignisse, auch aus historischen Zeiträumen, hat dabei weitere Vorteile. So stellen die nach der Rekonstruktion und gegebenenfalls Homogenisierung auf heutige Verhältnisse besser bekannten Hochwasserereignisse real eingetretene Referenzfälle dar, die sich vor allem im Hinblick auf die mit Extremereignissen verbundenen Risiken zur Stärkung des Hochwasserbewusstseins in der Öffentlichkeit besonders anschaulich vermitteln lassen. Darüber hinaus können weitere rekonstruierte Hochwasserereignisse auch weitere real aufgetretene Ereigniselemente liefern, die zur Definition extremer Hochwasserszenarien in einem erweiterten Katalog rekombiniert werden können (siehe unten).

Neben der in die Vergangenheit erweiterten Betrachtung, ist auch die Untersuchung der Folgen klimatologischer Zukunftsszenarien im Hinblick auf den Klimawandel eine mögliche Perspektive. Für die zur Simulation der Klimaentwicklung eingesetzten regionalen Klimamodelle kann die Schnittstelle zu den hydrologischen Modellen analog entwickelt werden wie für COSMO (siehe Kapitel 5.6).

Neben der zeitlich erweiterten Betrachtung ist auch eine räumliche Erweiterung anzustreben. Auch wenn das im Zwischengebiet Dresden-Aken genutzte NA-Modell gebietspezifisch entwickelt wurde, bietet sich eine entsprechende Modellentwicklung in weiteren großskaligen Teileinzugsgebieten der Elbe (oder auch anderen Einzugsgebieten im Bereich Mitteleuropas) an, da diese häufig eine vergleichbare Landschaftsstruktur mit der Sequenz von Mittelgebirge, Hügelland und Tiefland haben (vergleiche Kapitel 2.1). Eine Übertragung der für das Zwischengebiet Dresden-Aken entwickelten Modellstruktur auf mehr oder weniger ähnliche Gebiete ist daher, gegebenenfalls mit einer gewissen strukturellen Modifizierung, in jedem Fall jedoch mit einer neuen Kalibrierung, erfolversprechend. Ein sinnvoller Anschluss an die in der vorliegenden Arbeit dargestellten Ergebnisse ist eine Anwendung des Modells auch im Saale-Einzugsgebiet, um die bisher bis zum Elbepegel Aken reichenden Modellaussagen neben Standorten im Saale-Einzugsgebiet selbst auch auf so wichtige Elbestandorte wie Magdeburg, die Havelmündung oder Wittenberge auszudehnen. Da das Saale-Einzugsgebiet deutlich größer als das Zwischengebiet Dresden-Aken ist und eine stärkere landschaftliche und klimatologische Heterogenität besitzt, ist seine Untergliederung in mehrere großskalige Teileinzugsgebiete sinnvoll. Ein weiterer Unterschied zum Zwischengebiet Dresden-Aken sind die sehr viel stärkeren Talsperreneinflüsse in diesem Einzugsgebiet (siehe Kapitel 2.2). Daher ist vor der Entwicklung eines großskaligen NA-Modells in betroffenen Teileinzugsgebieten für die Modelldiagnose zunächst eine Homogenisierung mit der Eliminierung des Talsperreneinflusses vorzunehmen, die auch im Rahmen des EU-Interreg-Projekts „LABEL-Anpassung an das Hochwasserrisiko im Elbe-einzugsgebiet“ vorgeschlagen wird (Busch et al., 2011, S. 98). Nach der NA-Modellierung kann der Talsperreneinfluss in planungsrelevanten Varianten wieder aufgeprägt werden.

Die in der vorliegenden Arbeit gewonnenen Erkenntnisse erlauben schließlich eine gezielte Erweiterung des bisher untersuchten Szenariokatalogs. Mit den vorgeschlagenen zeitlichen und räumlichen Erweiterungen können weitere Extremereignisse oder deren Elemente genutzt werden, um ausgehend davon weitere Szenarien mit möglichst aussagekräftiger Charakteristik zu definieren. Zu nennen sind diesbezüglich vor allem weitere Szenarien extremer Frühjahrshochwasserereignisse (vergleiche Kapitel 11). In Zusammenarbeit mit den wasserwirtschaftlichen Ämtern in Deutschland und in der Tschechischen Republik können zudem speziellere Aspekte untersucht werden, um interessierende Handlungsoptionen (vor allem Hochwasserschutzmaßnahmen, wie z. B. den Einsatz von Talsperren und Flutungspoldern) in ihrer Wirkung zu analysieren, zu bewerten, aufeinander abzustimmen und - unter Berücksichtigung eines verbleibenden Restrisikos - transparent darzustellen.

Insgesamt können die hier skizzierten Perspektiven einen maßgeblichen Beitrag zur Weiterentwicklung des Hochwasserrisikomanagements im Elbe-Einzugsgebiet leisten. Mit den sich infolge der jüngst aufgetretenen Hochwasserereignisse ändernden Anforderungen der Gesellschaft an die Wasserwirtschaft, mit den zuletzt oder aktuell umgesetzten oder noch geplanten wasserwirtschaftlichen Maßnahmen und mit dem auch zukünftig zu erwartenden Auftreten extremer Hochwasserereignisse mit vielfältigen Eigenschaften ist die Notwendigkeit einer fortwährenden Weiterentwicklung des Hochwasserrisikomanagements (vergleiche Plate, 2002, S. 3) im Elbe-Einzugsgebiet in besonderem

Maße gegeben. Das extreme Junihochwasser 2013 an der Elbe mit seinem ab der Saalemündung bisher nicht gekannten Ausmaß und seinen individuellen Eigenschaften und Anforderungen an die Wasserwirtschaft verdeutlichte diese Notwendigkeit erneut.

Literaturverzeichnis

- Abbot, M. B., Bathurst, J. C., Cunge, J. A., O'Connell, P. E. und Rasmussen, J. (1986): An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen, SHE. 2. Structure of a physically based, distributed modeling system. *Journal of Hydrology*, Vol. 102, S. 61–77.
- Ahsan, M. und O'Connor, K. (1994): A simple non-linear rainfall-runoff model with a variable gain factor. *Journal of Hydrology*, Vol. 155, S. 151-183.
- Ajami, N. K., Gupta, H., Wagener, T. Sorooshian, S. (2004): Calibration of a semi-distributed model for streamflow estimation along a river system. *Journal of Hydrology*, Vol. 298, S. 112-135.
- Andréassian, V. , Perrin, C., Berthet, L., Le Moine, N., Lerat, J., Loumagne, C., Oudin, L., Mathevet, T., Ramos, M.-H. und Valéry, A. (2009): Crash tests for a standardized evaluation of hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, S. 1757-1764.
- Andréassian, V., Le Moine, N., Perrin, C., Ramos, M.-H., Oudin, L. Mathevet, T., Lerat, J. und Berthet, L. (2012): All that glitters is not gold: the case of calibrating hydrological models. *Hydrological Processes*, 26, S. 2206–2210.
- Antonik, B. und Böer, W. (1962): Der Schneeanteil am Niederschlag im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. *Zeitschrift für Meteorologie*, Band 16, Heft 9, S. 231-239.
- Aqualogic Consulting (2014): Softwaredokumentation Aqualog. <http://www.aqualogic.cz/en/submit-an-article/60-modelovaci-nastroje/57-aqualog> (letzter Aufruf 24.1.2015).
- Bárdossy, A. (2007): Calibration of hydrological model parameters for ungauged catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, S. 703–710.
- Bartels, H., Weigl, E., Reich, T., Lang, P., Wagner, A., Kohler, O., Gerlach, N. und MitarbeiterInnen der MeteoSolutions GmbH (2004): Projekt RADOLAN - Routineverfahren zur Online-Aneicherung der Radarniederschlagsdaten mit Hilfe von automatischen Bodenniederschlagsstationen (Ombrometer). Zusammenfassender Abschlussbericht für die Projektlaufzeit 1997-2004. Deutscher Wetterdienst. Offenbach.
- Beck, A. und Ahrens, B. (2004): Multiresolution evaluation of precipitation forecasts over the European Alps. *Meteorologische Zeitschrift*, Vol. 13, No. 1, S. 55-62.
- Becker, A. und Kleeberg, H.-B. (1999): Wasserhaushalt/Gesamtmodellierung. In: Kleeberg, H.-B. (Hrsg., 1990): *Hydrologie und Regionalisierung: Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992-1998)*, S. 27-41. Wiley-VCH. Weinheim, New York.
- Bergström, S. (1995): The HBV model. In: Singh, V.P. (Hrsg., 1995): *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO.
- Berthet, L., Andréassian, V., Perrin, C. und Javelle, P. (2009): How crucial is it to account for the antecedent moisture conditions in flood forecasting? Comparison of event-based and continuous approaches on 178 catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, S. 819–831.

- Bertle, F. A. (1966): Effect of Snow Compaction on Runoff from Rain on Snow. Bureau of Reclamation, Engineering Monograph, 35. Washington.
- Besbes, M. und De Marisily, G. (1984): From infiltration to recharge: use of a parametric transfer function. Journal of Hydrology, Vol. 74, S. 271-293.
- Beven, K. J. und Binley, A. M. (1992): The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. Hydrological Processes, 6(3), S. 279–298.
- Beven, K. (1993): Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. Advances in Water Resources, 16, S. 41-51.
- Beven, K. (2001): How far can we go in distributed hydrological modelling? Hydrology and Earth System Sciences; 5 (1), S. 1-12.
- Beven, K. (2007): Towards integrated environmental models of everywhere: uncertainty, data and modelling as a learning process. Hydrology and Earth System Sciences, 11(1), S. 460-467.
- Beven, K. (2008): On doing better hydrological science. Hydrological Processes, 22, S. 3549-3553.
- Beven, K. (2012): Rainfall-runoff modelling. Wiley-Blackwell. Chichester, West Sussex.
- BfG (Bundesanstalt für Gewässerkunde) und Institut für Hydrologie (2000): Hydrologischer Atlas von Deutschland. Hrsg: Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit. Bonn.
- BfG - Bundesanstalt für Gewässerkunde (2000): Untersuchungen zum Abflussregime der Elbe. BfG-Bericht 1228. Berlin.
- BfG und DWD – Bundesanstalt für Gewässerkunde und Deutscher Wetterdienst (2013): Das Juni-Hochwasser des Jahres 2013 in Deutschland. BfG-Bericht 1793. Koblenz.
- Blöschl, G. und Sivapalan, M. (1995): Scale issues in hydrological modelling: a review. Hydrological Processes, 9, S. 251-290.
- Blöschl, G. (2001): Scaling in hydrology. Hydrological Processes, 15, S. 709-711.
- Blöschl, G. (2006): Hydrologic synthesis: Across processes, places, and scales. Water Resources Research, Vol. 42, W03S02, doi:10.1029/2005WR004319.
- Boyle, D. P., Gupta, H. V., Sorooshian, S. (2000): Towards improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods. Water Resources Research, Vol. 36, No. 12, S. 3663-3674.
- Boyle, D. P., Gupta, H. V., Sorooshian, S. (2001): Toward improved streamflow forecasts: value of semidistributed modeling. Water Resources Research, Vol. 37, No. 11, S. 2749-2759.
- Braun, L. N. (1985): Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. Dissertation an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich.
- Braun, L. N. und Rohrer, M. (1992): Schneedeckenverteilung im mikro- bis mesoskaligen Bereich. In: Kleeberg, H.-B. (Hrsg., 1990): Hydrologie und Regionalisierung: Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992-1998), S. 185-199. Wiley-VCH. Weinheim, New York.

- Brechtel, H. M. (1972): Der Einfluss von Waldbeständen verschiedener Baumarten und Altersklassen auf die Schneeansammlung und Schneeschmelze in den westlichen Hochlagen des Vogelsberges. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 16. Jahrgang, Heft 5, S. 121-132.
- Bundesamt für Kartographie und Geodäsie (2005): Digitales Landschaftsmodell 1 : 250 000 DLM250. Stand der Dokumentation: 12.07.2005. Bundesamts für Kartographie und Geodäsie. Frankfurt a. M.
- Bundesregierung (2002): 5-Punkte-Programm: Arbeitsschritte zur Verbesserung des vorbeugenden Hochwasserschutzes. Bundesministerium für Verkehr, Bau- und Wohnungswesen, 15. September 2002. Berlin.
- Burnash, R.J.C. (1995): The NWS River Forecast System - Catchment Modeling. In: Singh, V.P. (Hrsg., 1995): Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO.
- Busch, N., Balvín, P., Hatz, M. und Krejčí, J. (2011): Bewertung von Einflüssen tschechischer und thüringer Talsperren auf Hochwasser an der Moldau und Elbe in Tschechien und Deutschland mittels Einsatz mathematischer Abflussmodelle. BfG-Bericht 1725. Koblenz.
- Butts, M. B., Payne, J. T., Kristensen, M., Madsen, H. (2004): An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulation. Journal of Hydrology, Vol. 298, S. 242-266.
- Clark, M. P., Slater, A. G., Rupp, D. E., Woods, R. A., Vrugt, J. A., Gupta, H. V., Wagener, T., und Hay, L. E. (2008): Framework for Understanding Structural Errors (FUSE): A modular framework to diagnose differences between hydrological models. Water Resources Research, Vol. 44, W00B02, doi:10.1029/2007WR006735.
- Clark, M. P., Kavetski, D. und Fenicia, F. (2011): Pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling. Water Resources Research, Vol. 47, W09301, doi:10.1029/2010WR009827.
- De Haar, U., Keller, R., Liebscher, H.-J., Richter, W. und Schirmer, H. (1978): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland – Karten und Erläuterungen. Harald Boldt Verlag. Boppard.
- Di Baldassarre, G. und Uhlenbrook, S. (2012): Is the current flood of data enough? A treatise on research needs for the improvement of flood modelling. Hydrological Processes, 26, S. 153–158.
- Dirks, K. N., Hay J. E., Stow C. D. und Harris D. (1998): High-resolution studies of rainfall on Norfolk Island. Part 2: Interpolation of rainfall data. Journal of Hydrology, Vol. 208(3-4), S. 187-193.
- Duband, D., Obled, Ch. and Rodriguez, J.Y. (1993): Unit hydrograph revisited: an alternate iterative approach to UH a. effective precipitation identification. Journal of Hydrology, Vol. 150, S. 115-149.
- DVWK – Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik e. V. (1999): Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen. Merkblätter zur Wasserwirtschaft 251. Kommissionsvertrieb Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH. Bonn.

- DWA – Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V. (2012): Ermittlung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten. Merkblatt DWA-M 552. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V. Hennef.
- DWA – Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V. (2013): DWA-Positionen, Hochwasser 2013. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V. Hennef.
- Dyck, S. und Peschke, G. (1989): Grundlagen der Hydrologie. VEB Verlag für Bauwesen. Berlin.
- Efstratiadis, A. und Koutsoyannis, D. (2010): One decade of multi-objective calibration approaches in hydrological modelling: a review. *Hydrological Sciences Journal*, 55(1), S. 58-78.
- Ehret, U. und Zehe, E. (2011): Series distance – an intuitive metric to quantify hydrograph similarity in terms of occurrence, amplitude and timing of hydrological events. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, S. 877–896.
- Ekanayake, S. T. und Cruise, J. F. (1993): Comparisons of Weibull- and exponential-based partial duration stochastic flood models. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 7, S. 283-297.
- EU – Das Europäische Parlament und der Rat der Europäischen Union (2000): Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik. Siehe unter: <http://eur-lex.europa.eu/LexUriServ/LexUriServ.do?uri=CONSLEG:2000L0060:20011216:DE:PDF> (letzter Aufruf: 29.8.2014).
- EU – Das Europäische Parlament und der Rat der Europäischen Union (2007): Richtlinie 2007/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2007 über die Bewertung und das Management von Hochwasserrisiken. Siehe unter: <http://eur-lex.europa.eu/LexUriServ/%20LexUriServ.do?uri=OJ:L:2007:288:0027:0034:DE:PDF> (letzter Aufruf: 29.8.2014).
- European Environment Agency (2010): Corine Land Cover 2006 raster data . Version 13 (02/2010) - Raster data on land cover for the CLC2006 inventory. Siehe unter: <http://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/corine-land-cover-2006-raster> (letzter Aufruf: 29.8.2014).
- Ewen, J. (2011): Hydrograph matching method for measuring model performance. *Journal of Hydrology*, Vol. 408, S. 178–187.
- Fenicia, F., Savenije, H. H. G., Matgen, P. und Pfister, L. (2006): Is the groundwater reservoir linear? Learning from data in hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, S. 139–150.
- Fenicia, F., McDonnell, J. J. und Savenije, H. H. G. (2008): Learning from model improvement: On the contribution of complementary data to process understanding. *Water Resources Research*, Vol. 44, W06419, doi:10.1029/2007WR006386.
- Fenicia, F., Savenije, H. H. G., Matgen, P. und Pfister, L. (2008): Understanding catchment behavior through stepwise model concept improvement. *Water Resources Research*, Vol. 44, W01402, doi:10.1029/2006WR005563.

- Fenicia, F., Kavetski, D. und Savenije, H. H. G. (2011): Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling: 1. Motivation and theoretical development. *Water Resources Research*, Vol. 47, W11510, doi:10.1029/2010WR010174.
- Ferret, B. V. A., Samain, B., Pauwels, V. R. N. (2010): Internal validation of conceptual rainfall-runoff models using baseflow separation. *Journal of Hydrology*, Vol. 381, S. 158–173.
- Feyen, L., Vrugt, J. A., Nualláin, B. Ó., van der Knijff, J., de Roo, A. (2007): Parameter optimisation and uncertainty assessment for large-scale streamflow simulation with the LISFLOOD model. *Journal of Hydrology*, Vol. 332, S. 276-289.
- Fleischbein, K., Lindenschmidt, K.-E. und Merz, B. (2006a): Modelling the runoff response in the Mulde catchment (Germany). *Advances in Geosciences*, 9, S.79-84.
- Fleischbein, K., Lindenschmidt, K.-E. und Merz, B. (2006b): Evaluating different discretisation schemes for flood forecasting in the Mulde basin (Germany). *Schriftenreihe der Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften und des Hauptausschusses Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, Heft 15.2006, S. 41-44.
- Franks, S. W., Uhlenbrook, S. und Etchevers, P. (2006): *Hydrological Simulation Modelling*. IAHS-Publ. 300.
- Fread, D. L. (1993): *Flow Routing*. In: Maidment, D. R. (Ed., 1993): *Handbook of Hydrology*. McGraw Hill, New York.
- Fröhlich, W. (1996): *Programmsystem ELBA. Programmdokumentation (Version 1.2 – Elbe)*. BfG-Bericht 1011. Berlin.
- Fügner, D. (1984): *Neue Ergebnisse der Hochwasserberechnung für den Elbestrom in Dresden*. *Wasserwirtschaft – Wassertechnik*, 8, S. 189-191.
- Fügner, D. (1995): *Hochwasser-Katastrophen in Sachsen*. Tauchaer Verlag. Taucha.
- Göppert, H. G. (1995): *Operationelle Hochwasservorhersage zur Steuerung von Talsperren*. *Mitteilungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe (TH)*, Heft49.
- Gray, D. M. und Prowse, T. D. (1993): *Snow and Floating Ice*. In: Maidment, D. R. (Ed., 1993): *Handbook of Hydrology*. McGraw Hill. New York.
- Grayson, R. B. und Blöschl, G. (2000): *Summary of pattern comparison and concluding remarks*. In: Grayson, R. B. und Blöschl, G. (Hrsg., 2000): *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modeling*. Cambridge University Press. Cambridge.
- Grünewald, U., Kaltofen, M., Schümberg, S., Merz, B., Kreibich, H., Petrow, T., Thieken, A., Streitz, W. und Dombrowsky, W. (2003): *Hochwasservorsorge in Deutschland - Lernen aus der Katastrophe 2002 im Elbgebiet*. *Schriftenreihe des Deutschen Komitees für Katastrophenvorsorge e.V.*, 29. Bonn.
- Gupta, H. V., Wagener, T. und Liu, Y. (2007): Reconciling theory with observations: elements of a diagnostic approach to model evaluation. *Hydrological Processes*, 22, S. 3802-3813.

- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K., Martinez, G. F. (2009): Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, Vol. 377, S. 80–91.
- Güthlein, K., Burkhardt, P., Melcher, M. und Pölte, B. (1980): Das Zentralmodell der Elbe – erstes kontinuierlich arbeitendes Wasserstands- und Durchflussvorhersagemodell in der DDR. *Wasserwirtschaft – Wassertechnik (10-1980)*. Verlag für Bauwesen. Berlin.
- Haberlandt, U., Schumann, A., Büttner, U. (2005): Räumliche Niederschlagsschätzung aus Punktmessungen und Radar am Beispiel des Elbehochwassers 2002. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 49(2), S. 56-68.
- Hartung, J., Elpelt, B., Klösener, K.-H. (2009): *Statistik*. Oldenbourg Verlag. München.
- Hartwich, J., Behrens, J., Eckelmann, W., Haase, G., Richter, A., Roeschmann, G. und Schmidt, R. (1998): *Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland im Maßstab 1:1000000 (BÜK1000)*. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Hannover.
- Helms, M., Ihringer, J., Nestmann, F. (2002a): Analyse und Simulation des Abflussprozesses der Elbe. In: Nestmann, F. u. Büchele, B. (Hrsg., 2002): *Morphodynamik der Elbe. Schlussbericht des BMBF-Verbundprojekts*. Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe.
- Helms, M., Büchele, B., Merkel, U. und Ihringer, J. (2002b): Statistical analysis of the flood situation and assessment of the impact of diking measures along the Elbe (Labe) river. *Journal of Hydrology*, Vol. 267, S. 94-114.
- Helms, M., Mikovec, R., Ihringer, J., Büchele, B. (2008): Methoden zur Erhebung und hydrologischen Auswertung historischer Hochwasserinformationen für große Flussgebiete am Beispiel der Elbe/Labe. *DWA-Themen*, S. 27-43. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall, e. V. Hennef.
- Helms, M., Mikovec, R. und Ihringer, J. (2013 a): Überarbeitung der Abflussreihen und Abflusstafeln für die Elbe (Zeitraum 1890 –2006). Projektbericht Institut für Wasser und Gewässerentwicklung HY 7/13. Karlsruher Institut für Technologie.
- Helms, M., Ihringer, J., Mikovec, R. (2013 b): Verbesserung der hydrologischen Datengrundlage an der Elbe: Das Projekt W-Q Elbe 1890. *BfG-Veranstaltungen 1/2013: Kolloquium „Wissen was war ... – Rückblick auf hydrologische Extremereignisse“*, 16./17. Oktober 2012 in Koblenz. Bundesanstalt für Gewässerkunde. Koblenz.
- Helms, M. und Ihringer, J. (2013): Beiträge zu einer Neubewertung der Hochwassersituation am deutschen Elbelauf. *Wasserbauliche Mitteilungen des Instituts für Wasserbau und Technische Hydromechanik der Technischen Universität Dresden*, S. 85-94.
- Hofius, K., Liebscher, H.-J., Löken, W. (1986): *Statistical Analysis in Hydrology*. IHP-/OHP-Sekretariat bei der Bundesanstalt für Gewässerkunde. Koblenz.
- Hupfer, P., Kutler, W., Heyer, E. (1998): *Witterung und Klima*. Teubner-Verlag. Stuttgart, Leipzig.

- Ihringer, J., Helms, M. und Merkel, U. (2000): Wirksamkeit von Deichrückverlegungsmaßnahmen auf die Abflussverhältnisse entlang der Elbe. ATV-DVWK-Schriftenreihe, 22, S. 189-192. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e. V. Hennef.
- Ihringer, J. (2002): Softwarepaket: Analyse von hydrologischen/geophysikalischen Zeitreihen – zeitäquidistante Zeitreihen – Anwenderhandbuch. Version 5 für Microsoft-Windows-Betriebssysteme. Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik. Universität Karlsruhe (TH).
- Ihringer, J., Büchele, B., Mikovec, R. (2003): Untersuchung von Hochwasserretentionsmaßnahmen entlang der Elbe im Bereich der Landkreise Wittenberg und Anhalt-Zerbst: Grundsatzstudie bzgl. der hydrologischen Wirkung. IWK-Bericht HY 3/09, Universität Karlsruhe.
- IKSE – Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (1996): Hochwasserschutz im Einzugsgebiet der Elbe. Internationale Kommission zum Schutz der Elbe. Magdeburg.
- IKSE - Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (2003): Aktionsplan Hochwasserschutz der Elbe. Internationale Kommission zum Schutz der Elbe. Magdeburg.
- IKSE – Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (2004): Dokumentation des Hochwassers vom August 2002 im Einzugsgebiet der Elbe. Internationale Kommission zum Schutz der Elbe. Magdeburg.
- IKSE - Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (2006): Erster Bericht über die Erfüllung des „Aktionsplans Hochwasserschutz der Elbe“ im Zeitraum 2003-2005. Internationale Kommission zum Schutz der Elbe. Magdeburg.
- IKSE – Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (2007): Hydrologische Auswertung des Frühjahrshochwassers 2006 im Einzugsgebiet der Elbe. Internationale Kommission zum Schutz der Elbe. Magdeburg.
- IKSE - Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (2009a): Zweiter Bericht über die Erfüllung des „Aktionsplans Hochwasserschutz der Elbe“ im Zeitraum 2003-2005. Internationale Kommission zum Schutz der Elbe. Magdeburg.
- IKSE – Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (2009b): Internationaler Bewirtschaftungsplan für die Flussgebietseinheit Elbe. Internationale Kommission zum Schutz der Elbe. Magdeburg.
- IKSE – Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (2010): Die Elbe ist wieder ein lebendiger Fluss. Abschlussbericht Aktionsprogramm Elbe 1996-2010. Internationale Kommission zum Schutz der Elbe. Magdeburg.
- IKSE - Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (2012): Abschlussbericht über die Erfüllung des „Aktionsplans Hochwasserschutz der Elbe“ 2003-2011. Internationale Kommission zum Schutz der Elbe. Magdeburg.
- Jakeman, A. J. und Hornberger, G. M. (1993): How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model? Water Resources Research, Vol. 29, No. 8, S. 2637-2649.
- Kachroo, J. K. und Natale, L. (1992): Non-linear modelling of the rainfall-runoff transformation. Journal of Hydrology, Vol. 135, S. 341-369.

- Kachroo, J. K. (1992): River flow forecasting. Part 1. A discussion of the principles. *Journal of Hydrology*, Vol. 133, S. 1–15.
- Kavetski, D. (2006): Calibration of conceptual hydrological models revisited: 1. Overcoming numerical artefacts. *Journal of Hydrology*, Vol. 320, S. 173-186.
- Kavetski, D. und Fenicia, F. (2011): Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling: 2. Application and experimental insights. *Water Resources Research*, Vol. 47, W11511, doi:10.1029/2011WR010748.
- Kirsch, F. und Pohl, R. (2011): Modellierung historischer Abflussverhältnisse für die Hochwasserprognose. *WasserWirtschaft*, Heft 3/2011, S. 15-19.
- Klaus, J. und McDonnell, J. J. (2013): Hydrograph separation using stable isotopes: review and evaluation. *Journal of Hydrology*, Vol. 505, S. 47–64.
- Kleeberg, H.-B. (1999a): Zum Problem der Regionalisierung in der Hydrologie. In: Kleeberg, H.-B. (Hrsg., 1990): *Hydrologie und Regionalisierung: Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992-1998)*, S. 3-12. Wiley-VCH. Weinheim, New York.
- Kleeberg, H.-B. (1999b): Skalenwechsel über Parameter. In Kleeberg, H.-B. (Hrsg., 1990): *Hydrologie und Regionalisierung: Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992-1998)*, S. 25-27. Wiley-VCH. Weinheim, New York.
- Klein (2010): EXANTO – Extreme Value Analysis Tool. Dokumentation. Version 1.14. Lehrstuhl für Hydrologie, Wasserwirtschaft und Umwelttechnik, Ruhr-Universität Bochum.
- Klemeš, V. (1983): Conceptualization and scale in hydrology. *Journal of Hydrology*, Vol. 65, S. 1-23.
- Klemeš, V. (1986): Dilettantism in hydrology: Transition or destiny? *Water Resources Research*, Vol. 22, S. 177-188.
- Klemeš, V. (1993): Probability of extreme hydrometeorological events - A different approach. *IAHS Publ.* 213, S. 167– 176.
- Knauf, D. (1976): Die Abflussbildung in schneebedeckten Einzugsgebieten des Mittelgebirges. Dissertation am Fachbereich 13 – Wasser und Verkehr – der Technischen Hochschule Darmstadt.
- Knauf, D. (1980): Die Berechnung des Abflusses aus einer Schneedecke. Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau, Heft 46, S. 93-135. Verlag Paul Parey. Hamburg, Berlin.
- Krause, P. (2000): J2000. Ein Modellsystem zur physikalisch basierten Nachbildung der hydrologischen Prozesse in großen Flusseinzugsgebieten. Dissertation. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg.
- Kron, A., Nestmann, F., Schlüter, I., Schädler, G., Kottmeier, C., Helms, M., Mikovec, R., Ihringer, J., Musall, M., Oberle, P., Saucke, U., Bieberstein, A., Daňhelka, J., Krejčí, J. (2010): Operational flood management under large-scale extreme conditions, using the example of the Middle Elbe river. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10, S. 1171-1181.

- Krysanova, V., Bronstert, A., Müller-Wohlfeil, D. (1999): Modelling river discharge for large drainage basins: from lumped to distributed approach. *Hydrological Sciences Journal*, 44 (2), S. 313-331.
- Kuczera, G. und Mroczkowski, M. (1998): Assessment of hydrologic parameter uncertainty and the worth of multiresponse data. *Water Resources Research*, Vol. 34(6), S. 1481–1489.
- Kuhn, M. (1984): Physikalische Grundlagen des Energie- und Massenhaushalts der Schneedecke. In: DVWK-Mitteilungen 7, S. 5-56. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau.
- Lamb, H.H. (1989): *Klima und Kulturgeschichte : der Einfluß des Wetters auf den Gang der Geschichte*. Rowohlt. Reinbek.
- Leavesley, G. H. und Stannard, L. G. (1995): The precipitation runoff modelling system PRMS. In: Singh, V.P. (Hrsg., 1995): *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO.
- Lerat, J., Andréassian, V., Perrin, C., Vaze, J., Perraud, J. M., Ribstein, P. und Loumagne, C. (2012): Do internal flow measurements improve the calibration of rainfall-runoff models? *Water Resources Research*, Vol. 48, W02511, doi:10.1029/2010WR010179
- LfULG – Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie Freistaat Sachsen: Sachsen (2011): *Gewässerkundlicher Monatsbericht Januar 2011*. Bericht des LfULG. Dresden.
- LfULG – Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie Freistaat Sachsen (2013): *Gewässerkundl. Monatsbericht mit vorläufiger Auswertung des Hochwassers. Juni 2013*. Bericht des LfULG. Dresden.
- LfULG – Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie Freistaat Sachsen (2014): *Bad Düben 1, Jahresliste 2011*. Siehe www.umwelt.sachsen.de/umwelt/wasser/2707.htm (letzter Aufruf 24.1.2015).
- LHW – Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt (2011): *Bericht über das Hochwasser Januar 2011*. Magdeburg.
- LHW – Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt (2014): *Bericht über das Hochwasser im Juni 2013 in Sachsen-Anhalt – Entstehung, Ablauf, Management und statistische Einordnung*. Magdeburg.
- Ly, S., Charles, C., Degré A. (2011): Geostatistical interpolation of daily rainfall at catchment scale: the use of several variogram models in the Ourthe and Ambleve catchments, Belgium. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, S. 2259–2274.
- Ly, S., Charles, C., Degré A. (2013): Different methods for spatial interpolation of rainfall data for operational hydrology and hydrological modeling at watershed scale. A review. *Biotechnology, Agronomy, Society, Environment*, 17(2), S. 392-406.
- Maillet, E. (1905): *Essai d'hydraulique souterraine et fluviale*. Librairie Sci., A. Herman, Paris.
- Maniak, U. (2010): *Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure*. Springer Verlag. Berlin, Heidelberg.

- Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A. M., Chandler, R. E., Kendon, E. J., Widmann, M., Brienen, S., Rust, H. W., Sauter, T., Themessl, M., Venema, V. K. C., Chun, K. P., Goodess, C. M., Jones, R. G., Onof, C., Vrac, M., and Thiele-Eich, I. (2010): Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics*, 48, Rg3003, doi:10.1029/2009rg000314.
- Menzel, L. und Bürger, G. (2002): Climate change scenarios and runoff response in the Mulde catchment (Southern Elbe, Germany). *Journal of Hydrology*, Vol. 267, S. 53-64.
- Merkel, U., Helms, M., Büchele, B., Ihringer, J., Nestmann, F. (2002): Wirksamkeit von Deichrückverlegungsmaßnahmen auf die Abflussverhältnisse entlang der Elbe. – In: Nestmann, F., Büchele, B. (Hrsg., 2002): *Morphodynamik der Elbe. Schlussbericht des BMBF-Verbundprojekts*. Institut für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik, Universität Karlsruhe.
- Merz, B. (2006): *Hochwasserrisiken – Grenzen und Möglichkeiten der Risikoabschätzung*; Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller). Stuttgart.
- Merz, R. und Blöschl, G. (2008): Flood frequency hydrology: 1. Temporal, spatial, and causal expansion of information. *Water resources research*, Vol. 44, W08432, doi:10.1029/2007WR006744.
- Merz, R., Parajka, J., Blöschl, G. (2009): Scale effects in conceptual hydrological modeling. *Water resources research*, Vol. 45, W09405, doi:10.1029/2009WR007872.
- Mikovec, R. (2014): *Planung von Schutzmaßnahmen und deren Betrieb für extreme Hochwasserereignisse am Beispiel der Elbe*. Dissertation. Karlsruher Institut für Technologie.
- Montanari, A. und Koutsoyannis, D. (2012): A blueprint for process-based modeling of uncertain hydrological systems. *Water Resources Research*, Vol. 48, W09555, doi:10.1029/2011WR011412.
- Moussa, R. (2010): When monstrosity can be beautiful while normality can be ugly: assessing the performance of event-based flood models. *Hydrological Sciences Journal*, 55(6), S. 1074-1084.
- MŽP – Ministerstvo Životního Prostředí (2005): *Vliv velkých údolních nádrží v povodí Labe na snížení povodňových průtoků*. VUV TGM, Prag.
- Nash, J. E. (1957): The form of the instantaneous unit hydrograph. *International Association of Scientific Hydrology Publication*, 45(3), S. 114-121.
- Nash, J. E. und Sutcliffe, J. V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. Part I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, Vol. 10, S. 1-15.
- Neef, E. (1981): *Das Gesicht der Erde*. Verlag Harri Deutsch. Thun und Frankfurt am Main.
- Nester, T., Kirnbauer, R., Gutknecht, D. und Blöschl, G. (2011): Climate and catchment controls on the performance of regional flood simulations. *Journal of Hydrology*, Vol. 402, S. 340–356
- Nestmann, F., Büchele, B., Helms, M. (2004): *Länderübergreifendes Hochwassermanagement an der Elbe*. In: Pasche, E. (Hrsg.): *Hamburger Wasserbau-Schriften*, Heft 3, TU Hamburg-Harburg.

- Nestmann, F. und Kron, A. (2009): BMBF-Verbundvorhaben „Operationelles Hochwassermanagement in großräumigen Extremsituationen am Beispiel der Mittleren Elbe“, Schlussbericht. Universität Karlsruhe (TH).
- Neuschulz, F. und Purps, J. (2000): Rückverlegung von Hochwasserschutzdeichen zur Wiederherstellung von Überflutungsflächen. In: Friese, K., Witter, B., Miehl, G., Rode, M. (Hrsg., 2000): Stoffhaushalt von Auenökosystemen: Böden und Hydrologie, Schadstoffe, Bewertungen. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.
- Oberle, P., Musall, M., Kron, A., Nestmann, F. (2008): 1-D- / 2-D-gekoppelte Simulation von Hochwasserabflüssen an der mittleren Elbe. Wasserwirtschaft, Heft 08/2008, S. 46-50.
- Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V. (2001): Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. Journal of Hydrology, Vol. 242, S. 275-301.
- Peschke, G. (1999): Skalenwechsel über Modelle. In: Kleeberg, H.-B. (Hrsg., 1999): Hydrologie und Regionalisierung: Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992-1998), S. 13-24. Wiley-VCH. Weinheim, New York.
- Pipes, A. und Quick, M. (1987): Modelling large scale effects of snow cover. IAHS Publication No. 166, S. 151-160.
- Plate, E. J., Schultz, G., Seus, G. J., Wittenberg, H. (1977): Ablauf von Hochwasserwellen in Gerinnen. Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau, e. V., 27. Verlag Paul Parey. Hamburg, Berlin.
- Plate, E. J. (1993): Statistik und angewandte Wahrscheinlichkeitslehre für Bauingenieure. Ernst & Sohn Verlag für Architektur und technische Wissenschaften. Berlin.
- Plate, E. J. (2002): Flood risk and flood management. Journal of Hydrology, Vol. 267, S. 2–11.
- Plate, E. J. (2006): Hydrologische Aufgaben beim Management von Hochwasser. Schriftenreihe der Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften und des Hauptausschusses Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, Heft 15.2006, S. 143-158.
- Plate, E. J. (2009): Classification of hydrological models for flood management. Hydrology and Earth System Sciences, 13, S. 1939–1951.
- Pohl, R. (2007): Auswertungen von Wasserspiegellagenberechnungen mit historischen Datensätzen für die Hochwasseranalyse. Wasserwirtschaft, Heft 5/2007, S. 16-20.
- Rachner, M. und Matthäus (1990): Beiträge zur Schneehydrologie. Abhandlungen des Meteorologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik, Nr. 145. Akademie-Verlag. Berlin.
- Rachner, M., Matthäus, H. und Schneider, G. (1997): Echtzeitvorhersage der Schneedeckenentwicklung und der Wasserabgabe aus der Schneedecke. Erste Ergebnisse aus dem Projekt SNOW-D. Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen, 41.1997, Heft 3.

- Rango, A. und Martinec, J. (1995): Revisiting the degree-day method for snow melt computations. *Water Resources Bulletin*, Vol. 31, No. 4. American Water Resources Association.
- Reed, S., Koren, V., Smith, M., Zhang, Z., Moreda, F. Dong-Jun Seo und DMIP-Teilnehmer (2004): Overall distributed model intercomparison results. *Journal of Hydrology*, Vol. 298, S. 27-60.
- Richter, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Bericht des Dt. Wetterdienstes, 194. Offenbach
- Rodriguez, J.Y. (1989): Modélisation pluie-débit par la méthode DPFT: développement de la méthode initiale et extension à des cas bi-entrées. Thèse de doctorat, INPG. Grenoble.
- Rudolf, B., Rapp, J. (2002): Das Jahrhunderthochwasser der Elbe: Synoptische Wetterentwicklung und klimatologische Aspekte. In: Deutscher Wetterdienst (Hrsg., 2002): Klimastatusbericht. Offenbach.
- Rudolf, B. (1995): Die Bestimmung der zeitlich-räumlichen Struktur des globalen Niederschlags. *Berichte des Deutschen Wetterdienstes*, 196. Offenbach.
- Savenije, H. H. G. (2009): "The art of hydrology". *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, S. 157-161.
- Savenije, H. H. G. (2010): Topography driven conceptual modelling (FLEX-Topo). *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, S. 2681-2692.
- Schaefli, B. und Gupta, H. V. (2007): Do Nash values have value? *Hydrol. Processes*, 21, S. 2075–2080.
- Schlüter, I. und Schädler, G. (2010): Sensitivity of heavy precipitation forecasts to small modifications of large-scale weather patterns for the Elbe river. *Journal of Hydrometeorology*, Vol. 11, S. 770-780.
- Schmidt, M. (2000): Hochwasser und Hochwasserschutz in Deutschland vor 1850. Eine Auswertung alter Quellen und Karten. Oldenbourg Industrieverlag. München.
- Schönwiese, D. (1992): *Klima im Wandel*. Deutsche Verlagsanstalt. Stuttgart.
- Schoups, G., van de Giesen, N. C. und Savenije, H. H. G. (2008): Model complexity control for hydrologic prediction. *Water resources research*, Vol. 44, W00B03, doi:10.1029/2008WR006836.
- Seibert, J. (2001): On the need for benchmarks in hydrological modelling. *Hydrological Processes*, 15, S. 1063–1064.
- Siglow, A. (2007): Auswertungen von Wasserspiegellagenberechnungen mit historischen Datensätzen für die Hochwasseranalyse. Diplomarbeit. Technische Universität Dresden.
- Simon, M., Bekele, V., Kulasová, B., Maul, C. Oppermann, R., Řehák, P. (2005): Die Elbe und ihr Einzugsgebiet : ein geographisch-hydrologischer und wasserwirtschaftlicher Überblick. Internationale Kommission zum Schutz der Elbe. Magdeburg.
- Sivapalan, M. (2003): Process complexity at hillslope scale, process simplicity at the watershed scale: is there a connection? *Hydrological Processes*, 17, S. 1037-1041.
- Sivapalan, M. (2009): The secret to 'doing better hydrological science': change the question! *Hydrological Processes*, 23, S. 1391–1396.

- Sklash, M. G. und Farvolden, R. N. (1979): The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology*, Vol. 43, S. 45-65.
- Smith, M.B., Seo, D.-J., Koren, V.I., Reed, S., Zhang, Z., Duan, Q.-Y., Moreda, F., Cong, S. (2004): The distributed model intercomparison project (DMIP): motivation and experiment design. *Journal of Hydrology*, Vol. 298 (1–4), S. 4–26.
- Smith, M. B., Koren, V., Reed, S., Zhang, Z., Zhang, Y., Moreda, F., Cui, Z., Mizukami, N., Anderson, E. A. und Cosgrove, B. A. (2012a): The distributed model intercomparison project – Phase 2: Motivation and design of the Oklahoma experiments. *Journal of Hydrology*, Vol. 418–419, S. 3–16.
- Smith, M. B., Koren, V., Zhang, Z., Zhang, Y., Reed, S., Cui, Z., Moreda, F., Cosgrove, B. A., Mizukami N., Anderson, E. A. und DMIP2-Teilnehmer (2012b): Results of the DMIP 2 Oklahoma experiments. *Journal of Hydrology*, Vol. 418–419, S. 17–48.
- Smith, M. B., Koren, V., Zhang, Z., Moreda, F., Cui, Z., Cosgrove, B. A., Mizukami N., Kitzmiller, D., Ding, F., Reed, S., Anderson, E., Schaake, J., Zhang, Y., Andréassian, V., Perrin, C., Coron, L., Valéry, A., Khakbaz, B., Sorooshian, S. Behrangi, A., Imam, B., Hsu, K.-L., Todini, E., Coccia, G., Mazzetti, C., Ortiz Andres, E., Francés, F., Orozco, J.I., Hartman, R., Henkel, A., Fickenscher, P, Staggs, S. (2013): The distributed model intercomparison project – Phase 2: Experiment design and summary results of the western basin experiments. *Journal of Hydrology*, Vol. 507, S. 300–329.
- StALU – Staatl. Amt für Landwirtschaft und Umwelt Westmecklenburg (2011): Dokumentation Elbehochwasser Januar 2011. Teil 1: Meteorologische Situation und hydrologischer Verlauf des Hochwassers. Siehe: http://www.stalu-mv.de/cms2/StALU_prod/StALU/de/wm/Themen/Wasser_und_Boden/Elbe/Elbehochwasser_Januar_2011/index.jsp (letzter Aufruf 29.8.2014).
- Statistisches Bundesamt (1997): Daten zur Bodenbedeckung der Bundesrepublik Deutschland. CD, Best.-Nr. 8190120-97900. Statistisches Bundesamt. Wiesbaden.
- Stedinger, J. R., Vogel, R. M., Foufoula-Georgiou, E. (1993): Frequency Analysis of Extreme Events. In: Maidment, D. R. (Ed., 1993): *Handbook of Hydrology*. McGraw Hill. New York.
- Tallaksen, L. M. (1995): A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrol.*, Vol. 165, S. 349-370.
- Todini, E. (2007): Hydrological catchment modelling: past, present and future. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(1), S. 468–482.
- Treiber, B. (1980): Parameterbestimmung bei Abflussmodellen. *Hydrologische Planungsgrundlagen* (Nachdruck 1990). Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft. Universität Karlsruhe.
- Uhlenbrook, S. und Leibundgut, Ch. (1997): Abflussbildung bei Hochwasser in verschiedenen Raumskalen. *Wasser&Boden*, 49. Jahrgang, 9/1997, S. 13-22.
- Uhlenbrook, S. (2005): Von der Abflussbildungsprozessforschung zur prozess-orientierten Modellierung. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, Heft 49 (1).
- USGS – United States Geological Survey (1996): Global 30 Arc-Second Elevation (GTOPO30). Siehe <https://lta.cr.usgs.gov/GTOPO30> (letzter Aufruf 24.1.2015).

- US Weather Bureau (1947): Thunderstorm rainfall. Hydrometeorological Report 5.
- van Esse, W. R., Perrin, C., Booij, M. J., Augustijn, D. C. M., Fenicia, F., Kavetski, D. und Lobligeois, F. (2013): The influence of conceptual model structure on model performance: a comparative study for 237 French catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, S. 4227–4239.
- van der Knijff, J. M., Younis, J., de Roo, A. P. J. (2010): LISFLOOD: a GIS-based distributed model for river basin scale water balance and flood simulation. *International Journal of Geographical Information Science*, Vol. 24, No. 2, S. 189-212.
- Vehviläinen, B. (1989): Operational snow accumulation and snowmelt modeling. IAHS Publication No. 181, S. 213-222.
- von Storch, H. (1995): Inconsistencies at the interface of climate impact studies and global climate research. *Meteorologische Zeitschrift*, N. F. 4, S. 72-80.
- Wagner, T., Boyle, D.P., Lees, M. J. Wheeler, H. S., Gupta, H. V., Sorooshian, S. (2001): A framework for development and application of hydrological models. *Hydrol. and Earth Sys. Sciences*, 5 (1), S. 13-26.
- Walter, M. T., Brooks, E. S., McCool, D. K., King, L. G., Molnau, M., Boll, J. (2005): Process-based snowmelt modelling: does it require more input data than temperature-index modeling? *Journal of Hydrology*, Vol. 300, S. 65-75.
- Werner, P. C. und Gerstengarbe, F.-W. (2010): Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-2009) nach P. Hess und H. Brezowsky, 7. verbesserte und ergänzte Auflage. PIK-Report No. 119. Potsdam.
- Wittenberg, H. (1994): Nonlinear analysis of flow recession curves. IAHS Publication No. 221, S. 61-67.
- Wittenberg, H. (1997): Der nichtlineare Speicher als Alternative zur Beschreibung von Basisabfluss, Grundwasserspeicherung und Trockenwetterganglinie. *Wasserwirtschaft*, 87, S. 570-574.
- Wittenberg, H. (1999): Baseflow recession and recharge as nonlinear storage process. *Hydrological Processes*, Vol. 13, S. 715-726.
- Wittenberg, H. und Sivapalan, M. (1999): Watershed groundwater balance estimation using streamflow recession analysis and baseflow separation. *Journal of Hydrology*, Vol. 219, S. 20-33.
- WMO – World Meteorological Org. (1994): Guide to hydrological practices. Fifth edition. WMO No. 168.
- WSA – Wasser- und Schifffahrtsamt Magdeburg (2013): Pressemitteilung 24.6.2013 zur Hydrologische Auswertung des Juni-Hochwassers. Magdeburg.
- Yevjevich, V. (1972): Structural Analysis of Hydrological Time Series. *Hydrology Papers*. Colorado State University. Fort Collins, Colorado.
- Zehe, E. und Sivapalan, M. (2009): Threshold behaviour in hydrological systems as (human) geoecosystems: manifestations, controls, implications. *Hydrol. and Earth Sys. Sciences*, 13, S. 1273-1297.
- ZKI - Zentrum für satellitengestützte Kriseninformation (2002): Elbeflut 2002, Wasserhöchststand (20. August 2002). Siehe <http://www.zki.dlr.de/de/image/1051> (letzter Aufruf 29.8.2014).

Abbildungsverzeichnis ¹

	Seite
Abbildung 1: Das Elbe-Einzugsgebiet.	6
Abbildung 2: Das Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken.	7
Abbildung 3: Elbelängsschnitte und Pegelwerte für Abflussscheitel (HQ) jährlicher Überschreitungswahrscheinlichkeiten $P_{\bar{0}}$ ($HQ(P_{\bar{0}})$). Scheitel vom August 2002 (beobachtet und homogenisiert ...).	13
Abbildung 4: Serien der Abflussscheitel des Abflussjahres sowie der hydrologischen Winter- und Sommerhalbjahre an den Elbepegeln Dresden und Aken nach durchgeführter Homogenisierung	15
Abbildung 5: Wahrscheinlichkeitsnetze mit empirischen Wahrscheinlichkeiten der homogenisierten Serien maximaler Abflussscheitel HQ für die Elbepegel Dresden und Aken. Angepasste theoretische Verteilungsfunktionen.	16
Abbildung 6: Elbe-Einzugsgebiet bis zum Muldezufluss bei Dessau mit den wichtigsten Teileinzugsgebieten, Fließgewässern und ausgewählten Pegeln. Hauptuntersuchungsgebiet an der Mittleren Elbe.	20
Abbildung 7: Allgemeine Vorgehensweise bei der Entwicklung eines hydrologischen Modellsystems für das Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken	39
Abbildung 8: Schematische Darstellung zur Entwicklung und Hypothese einer flexiblen Modellstruktur Niederschlag-Abfluss-Modellierung im Zwischengebiet Dresden-Aken.	41
Abbildung 9: Meteorologische Beobachtungsstationen im Bereich des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken.	51
Abbildung 10: Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken mit räumlicher Verbreitung bewaldeter und teilweise bewaldeter und nicht bewaldeter Landschaftsräume, sowie mit räumlicher Verbreitung der Gruppen von Bodengesellschaften.	53
Abbildung 11: Interpolationsraster des Zwischengebiets Dresden-Aken für stationsweise gemessene meteorologische Größen.	55
Abbildung 12: Skizze zur Interpolation der Niederschlagshöhe der Stationen S1 bis S4 auf den Mittelpunkt einer Rasterzelle (R1) unter Verwendung des Inverse-Distanz-Verfahrens	57
Abbildung 13: Tägliche Niederschlagshöhen am 12. August 2002 im Zwischengebiet Dresden-Aken.	59

¹ Erläuterungen zu den Abbildungen wurden hier großteils gekürzt.

Abbildung 14: Stationsweise Ermittlung einer Grenztemperatur zwischen Niederschlagsformen.	63
Abbildung 15: Abhängigkeit der Grenztemperaturen zwischen festen und gemischten sowie zwischen gemischten und flüssigen Niederschlagsformen an den Klimastationen des Zwischengebiets Dresden-Aken von der Geländehöhe bei verschiedenen Großwetterlagen.	64
Abbildung 16: Lage der Klimastationen zur Diagnose des Schneemodells im Vergleich zum Interpolationsraster des Zwischengebiets Dresden-Aken.	68
Abbildung 17: Beobachtete und simulierte Wasseräquivalente (WEQ) der Schneedecken, tägliche Niederschlagshöhen und mittlere Tagestemperaturen der Klimastationen Fichtelberg und Zinnwald-Georgenfeld im Winter und Frühjahr 2005/06	70
Abbildung 18: Simulierte Wasseräquivalente der Schneedecken im Winter und Frühjahr 2005/2006 für ausgewählte Klimastationen im Vergleich.	70
Abbildung 19: Diagnostische Streudiagramme mit Wertepaaren beobachteter und simulierter Wasseräquivalente (WEQ) der Schneedecken an zwei Klimastationen.	71
Abbildung 20: Regionalisierte Niederschlagshöhen und Inpuhöhen nach Simulation mit dem Schneemodell für die Zellen des Interpolationsrasters im Zwischengebiet Dresden-Aken vom 24. März bis zum 4. April 2006. Tägliche Gebietsniederschlagshöhen und –inpuhöhen für das gesamte Zwischengebiet und für dessen Mittelgebirgsbereich.	72
Abbildung 21: Räumliche Struktur des TDM mit Pegeln der Elbe, der Mulde und der Schwarzen Elster sowie den Gewässerstrecken und Systemfunktionen des TDM zwischen ihnen. ..	76
Abbildung 22: Gemessene und nach dem TDM mit jeweils angegebenen Zuflusspegeln simulierte Abflussganglinien des Zeitabschnitts November 1984 - Oktober 1989.	78
Abbildung 23: Wellenablaufsimulation des Augusthochwassers 2002 im Bereich der Mittleren Elbe und der unteren Mulde unter Berücksichtigung von Retentionseffekten nach Deichbrüchen.	80
Abbildung 24: Abfluss des Pegels Dresden nach Wellenablaufsimulation zum Pegel Aken unter Annahme vollständiger Mischung mit dem Zwischengebietszufluss und ohne Berücksichtigung des Zwischengebietszuflusses.	81
Abbildung 25: Durch Wellenablaufmodellierung und Regressionsrechnung abgeleitete Abflussganglinien des Zwischengebiets Dresden-Aken im Vergleich mit beobachteten Ganglinien der Pegel Bad Döben (Mulde) und Löben (Schwarze Elster).	82
Abbildung 26: Diagnose der nach den Regressionsgleichungen 12 und 13 geschätzten täglichen Abflussreihen 1974-1996 für den Pegel Löben und für das Zwischengebiet Dresden-Aken.	83
Abbildung 27: Abflussganglinien von vier Hochwasserereignissen im Zwischengebiet	

Dresden-Aken nach Wellenablaufsimulation von Nebenflusspegeln und Regression (Gleichung 12) sowie nach Bildung der Differenzganglinie des beobachteten Abflusses am Pegel Aken abzüglich des von Dresden dorthin gerouteten Abflusses.	86
Abbildung 28: Trockenwetterfalllinien (TWL) aus den Jahren 1967 und 1983 mit ähnlichem Startwert und deutlich unterschiedlichem Endniveau, die auf die Existenz einer nur langfristig variierenden, persistenten Basisabflusskomponente hindeuten.	89
Abbildung 29: Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken aus dem Jahr 1964 mit der Trockenwetterfalllinie (TWL) einer ausgeprägten Niedrigwasserphase, die für die Analyse der persistenten Basisabflusskomponente ausgewählt wurde.	90
Abbildung 30: Zeitlich verschobene Trockenfalllinien (TWL) der Abflussganglinie des Zwischen- gebiets Dresden-Aken sowie TWL der entsprechenden, natürlich logarithmierten Abflusswerte, jeweils mit Mittelwerten pro Zeitschritt.	91
Abbildung 31: Ausschnitt der Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken sowie hierfür abgeleitete persistente Basisabflusskomponente.	92
Abbildung 32: Beobachtete Trockenwetterfalllinie des Mai 1990 sowie daran angepasste Rezessionskurven des NLS bei Annahme verschiedener Werte des Parameters b	93
Abbildung 33: Ausgewählte Trockenwetterfalllinien TWL des Zwischengebiets Dresden-Aken.	95
Abbildung 34: Kalibrierte Parameter k bei abgestuftem Parameter b eines Nichtlinearen Speichers nach Anpassung von dessen Rezessionskurven an 7 ausgewählte Trockenwetterfalllinien TWL des Zwischengebiets Dresden-Aken.	95
Abbildung 35: Standardabweichung der Verhältnisse $k/k-1990$ und mittlere Variations- koeffizienten der an eine Auswahl von beobachteten Trockenwetterfalllinien des Zwischengebiets Dresden-Aken angepassten Rezessionskurven Nicht- linearer Speicher mit variierten Werten des Parameters b	96
Abbildung 36: Separierte Komponenten des persistenten Basisabflusses (QB_{pers}), des nichtlinearen Basisabflusses (QB_{NLS}) und des schnellen Abflusses (Q_S) für einen Ausschnitt der Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken.	97
Abbildung 37: Separierte Abflusskomponente QB_{NLS} mit zugehöriger Reihe der Eingänge In_{NLS} in den NLS ($b=0,7$; $k=49,7 \text{ m}^{0,9}\text{s}^{0,7}$) für das Zwischengebiet Dresden-Aken.	98
Abbildung 38: Dotty plots der für systematisch variierte Speicherkaskadenparameter n und k berechneten RMSE des linearen Begleitmodells für die Größen In_{NLS} und Q_S	102
Abbildung 39: Tägliche Verhältnisswerte der Summen der aus Beobachtungen abgeleiteten und der mit dem linearen Begleitmodell simulierten Abflusskomponenten Q_S und QB_{NLS} (hier repräsentiert durch In_{NLS}) gegenüber den Positionen der Basisperiode des Abflussjahres. Angepasste Schwingungsstrukturen.	104

Abbildung 40: Faktoren v_τ des saisonalen Begleitmodells für die Abflusskomponenten QB_{NLS} und Q_S im Verlauf der Basisperiode eines Abflussjahres.	106
Abbildung 41: Streudiagramme der aus beobachteten Abflüssen abgeleiteten Größen In_{NLS} und Q_S gegenüber den über das optimierte saisonale Begleitmodell simulierten Größen.	108
Abbildung 42: Schematische Darstellung zur Definition eines Nichtlinearitätsmaßes für die Analyse der Parameteridentifizierbarkeit bei der nichtlinearen Transformation des Grundmodells	111
Abbildung 43: Untere Hüllkurven der RMSE-Antwortflächen für Kombinationen der Parameter n und k des Grundmodells für die schnelle Abflusskomponente Q_S	113
Abbildung 44: Untere Hüllkurven der RMSE-Antwortflächen für Schwingungsparameter des Grundmodells für die schnelle Abflusskomponente Q_S	114
Abbildung 45: Untere Hüllkurven von RMSE-Antwortflächen der Parameter β_0 und β_3 und des Nichtlinearitätsmaßes aus den Parametern β_1 und β_2 des Grundmodells für die schnelle Abflusskomponente Q_S	115
Abbildung 46: Untere Hüllkurven von RMSE-Antwortflächen für Kombinationen der Parameter n und k des Grundmodells für die nichtlineare Basisabflusskomponente QB_{NLS} und den NLS-Eingang In_{NLS}	116
Abbildung 47: Untere Hüllkurven von RMSE-Antwortflächen für Schwingungsparameter des Grundmodells für die nichtlineare Basisabflusskomponente QB_{NLS} und den NLS-Eingang In_{NLS}	117
Abbildung 48: Untere Hüllkurven von RMSE-Antwortflächen der Parameter β_0 und β_3 und des Nichtlinearitätsmaßes aus den Parametern β_1 und β_2 des Grundmodells für die nichtlineare Basisabflusskomponente QB_{NLS} und den NLS-Eingang In_{NLS}	118
Abbildung 49: Aus Beobachtungen abgeleitete Abflussreihe mit Abflusskomponenten des Zwischengebiets Dresden-Aken sowie entsprechende Simulationen mit dem Grundmodell im Abflussjahr 1994.	119
Abbildung 50: Hochwasserereignisse mit mehr oder weniger guter Anpassung des Grundmodells an die aus Beobachtungen abgeleitete Abflussganglinie des Zwischen- gebiets Dresden-Aken bei räumlich relativ homogener Verteilung des Inputs im Gesamtgebiet und bei signifikantem Input-Überschuss im Mittelgebirgsbereich.	121
Abbildung 51: Analyse der Residuen des Grundmodells abhängig vom zeitverschobenen und über fünftägige Gleitmittel geglätteten Input-Überschuss im Mittel- gebirgsbereich MGÜS.	123
Abbildung 52: Analyse des Einflusses des MGAPI auf die Residuen des linearen Begleitmodells (MG)	127

Abbildung 53: Untere Hüllkurven der RMSE-Antwortflächen des zustandsabhängigen Begleitmodells (MG) gegenüber dessen Parametern γ_0 bis γ_3 .	129
Abbildung 54: Streudiagramme mit den Wertepaaren der zu simulierenden Mittelgebirgsresiduen und der Ausgängen des zustandsabhängigen Begleitmodells (MG). Quadratische Regressionsfunktionen.	130
Abbildung 55: Schematische Darstellung zur Definition der Lorenzkurve und des Gini-Koeffizienten.	132
Abbildung 56: Analyse der Residuen des pauschal nichtlinear transformierten Mittelgebirgsmodells für die Halbjahre Winter-Frühjahr und Sommer-Herbst gegenüber den gewichteten und gefalteten Gini-Koeffizienten des Inputüberschusses im Mittelgebirgsbereich.	133
Abbildung 57: Diagnostisches Streudiagramm der Mittelgebirgsresiduen des Grundmodells gegenüber den simulierten Werten des Mittelgebirgsmodells.	134
Abbildung 58: Untere Hüllkurven der RMSE-Antwortflächen des Mittelgebirgsmodells für Parameter(kombinationen) der Speicherkaskade und der Gleichungen 44 und 41.	136/137
Abbildung 59: Abflussganglinie 1981-1990 des Zwischengebiets Dresden-Aken aus Beobachtung und aus dem Niederschlag-Abfluss-Modell (kalibriert für Zeitraum 1963-1996).	141
Abbildung 60: Diagnostischer Vergleich der Dauerlinien für die aus Beobachtungen abgeleitete und die mit dem NA-Modell simulierte tägliche Abflussreihe des Kalibrierungszeitraums 1963-1996 im Zwischengebiet Dresden-Aken.	142
Abbildung 61: Simulation der Hochwasserereignisse vom März/April 2006, August 2002, Januar 2011 und Mai/Juni 2013 im Zwischengebiet Dresden-Aken durch Anwendung des entwickelten NA-Modells mit kalibrierten Parametern für den Zeitraum 1963-1996.	146/147
Abbildung 62: Aufteilung der für das gesamte Zwischengebiet der Elbepegel Dresden und Aken simulierten Abflussganglinie auf die Ganglinienanteile aus zwei Teilgebieten (Mulde-Einzugsgebiet und östliches Zwischengebiet) nach Anwendung der Gleichungen 46 und 47.	150
Abbildung 63: Übertragung der simulierten Anteile der Abflussganglinie des Augusthochwassers 2002 am Pegel Aken auf die oberen Modellränder einer hydraulisch-numerischen Simulation (Elbepegel Wittenberg, Muldestandort BAB9).	153
Abbildung 64: Beobachtete und simulierte Abflussganglinien des Augusthochwassers 2002 für verschiedene Standorte an der Elbe. Reine Wellenablaufsimulation mit Grundszenario, NA-Simulationen mit beobachteten Niederschlägen und COSMO-simulierten Niederschlägen.	156

Abbildung 65: Beobachtete und simulierte Abflussganglinien von Teileinzugsgebieten der Elbe. Die simulierten Ganglinien wurden über NA-Modellierung mit COSMO-simulierten Niederschlägen erhalten.	157
Abbildung 66: Aus beobachteten Stationsdaten und COSMO-Simulationen berechnete tägliche Gebietsniederschläge des Augusthochwassers 2002 im Zwischengebiet Dresden-Aken und in dessen Mittelgebirgsbereich.	158
Abbildung 67: Schematische Darstellung zur Definition extremer Hochwasserszenarien über Rekombination von Großwetterlageeinheiten verschiedener Ereignisse für winterliche und frühjährliche Verhältnisse.	162
Abbildung 68: Mögliche Rekombinationen zwischen zwei Situationen mit extremer Schneedecke und fünf Ereignissen mit hohen bzw. extremen winterlichen oder frühjährlichen Niederschlags-(N-)Höhen zur Bildung extremer Hochwasserszenarien.	163
Abbildung 69: Definition eines rekombinierten Hochwasserszenarios unter Annahme des doppelten Auftretens des Gebietsniederschlags des Hochwassers vom August 2002. Die Abbildung bezieht sich auf das Zwischengebiet Dresden- Aken.	165
Abbildung 70: Simulationsergebnisse für das Szenario mit um 20 % erhöhter Niederschlagsmenge während des Hauptniederschlagsereignisses vom August 2002.	167
Abbildung 71: Simulationsergebnisse für das Szenario RP10 mit gegenüber dem Augusthochwasser 2002 um 10% erhöhter Luftfeuchte in den Randdaten einer Simulation des Ereignisses mit COSMO.	169
Abbildung 72: Simulationsergebnisse für die Szenarien W1 und N1 mit gegenüber dem Augusthochwasser 2002 um 28 km nach West bzw. Nord verschobenen Randdaten einer Simulation des Ereignisses mit COSMO.	171
Abbildung 73: Simulationsergebnisse für das Szenario eines doppelten Auftretens des Augusthochwassers 2002 mit der Annahme, dass das reale Ereignis vor dem 21. Juli bereits schon einmal aufgetreten ist.	173
Abbildung 74: Simulationsergebnisse für Szenarien der Rekombination des Schneedeckenzustands vom Frühjahr 2006 mit den extremen Niederschlagsereignissen vom Dezember 1974 und vom Mai 1978.	175

Tabellenverzeichnis ²

	Seite
Tabelle 1: Ausgewählte Gleichungen zur hypothetischen Struktur des entwickelten NA-Modells	...44
Tabelle 2: Ausgewählte Pegel im Bereich des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken.	50
Tabelle 3: Gütemaße der Kreuzvalidierung der Interpolation täglicher Niederschlags- höhen mit dem Inverse-Distanz-Verfahren im Zwischengebiet Dresden- Aken für verschiedene Zeiträume.	58
Tabelle 4: Nash-Sutcliffe-Effizienzkriterien der Kreuzvalidierung für die Interpolation täglicher Niederschlagshöhen mit dem Inverse-Distanz-Verfahren im Zwischengebiet Dresden-Aken bei den Hochwasserereignissen der Jahre 2002, 2006, 2011 und 2013.	60
Tabelle 5: Parameterwerte des Grundmodells für eine optimale Modellanpassung an die aus Beobachtungen abgeleiteten Abflusskomponenten im Zwischengebiet Dresden-Aken bei Fixierung der optimierten Saisonstrukturen des saisonal differenzierten Begleitmodells.	110
Tabelle 6: Parameterwerte des Mittelgebirgsmodells für eine optimale Modellanpassung an die Residuen des Grundmodells für das Zwischengebiet Dresden-Aken bei Fixierung der optimierten Regressionskoeffizienten des zustandsabhängigen Begleitmodells (MG).	135

² Erläuterungen zu den Tabellen wurden hier teilweise gekürzt.

Verzeichnis der Abkürzungen und Symbole

A_m	Fourierkoeffizient einer Schwingungskomponente mit dem Index m (s. u.) für den saisonalen Parameter v (s. u.). [-]
a_1, a_2, a_3, \dots	Regressionskoeffizienten linearer (a_1 und a_2) oder polynomialer Regressionsgleichungen in verschiedenen Zusammenhängen. Einheiten je nach Zusammenhang.
AEV	Allgemeine Extremwertverteilung.
Aqualog	Name des hydrologischen Modellsystems, das der offiziellen Abflussvorhersage in der Tschechischen Republik zugrunde liegt.
b	Speichere exponent des Nichtlinearen Speichers. [-]
BAB 9	Standort der Brücke der Bundesautobahn 9 über die Mulde, ca. 12 km oberhalb der Muldemündung.
BMBF	Bundesministerium für Bildung und Forschung.
BMBF-FKZ	BMBF-Förderkennzeichen.
BÜK 1000	Digitale Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland im Maßstab 1:1 Mio.
c	Parameter zur Modellierung und Separation der persistenten Basisabflusskomponente (beschreibt den reinen Auslaufvorgang des Speichers). [-]
C	Celsius (als [° C]).
C_m	Amplitude einer Schwingungskomponente mit dem Index m (s. u.) für den saisonalen Parameter v (s. u.). [-]
CORINE	Coordination of Information on the Environment. Daten zur Bodenbedeckung für Deutschland bzw. Europa auf der Basis von Satellitendaten im Maßstab 1:100000.
COSMO	Consortium for Small Scale Modelling. Wettervorhersagemodell, das ausgehend vom Lokalmodell des Deutschen Wetterdienstes entwickelt wurde.
ČHMÚ	Tschechisches Hydrometeorologisches Institut.
ČR	Tschechische Republik.
DGM	Digitales Geländemodell.
d_{yz} (Kap. 5.1)	Entfernung einer Niederschlagsstation vom Interpolationspunkt beim Inverse-Distanz-Verfahren. [m]
d	Zeitintervall Tag. [d]
d (Kap. 7.1.1)	Parameter zur Modellierung der persistenten Basisabflusskomponente (beschreibt Wirkung treibender Variable des Direktabflusses auf persistenten Basisabfluss). [-]
D	Diffusionskoeffizient im Translations-Diffusions-Modell für die Wellenablaufmodellierung. [km ² /h]

DLM250	Digitales Landschaftsmodell im Maßstab 1:250000 des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie.
DMIP	Distributed Modelling Intercomparison Project (siehe Kapitel 3.3).
DWA	Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall, e. V.
DWD	Deutscher Wetterdienst.
e	zufälliger oder auf epistemischer Unsicherheit beruhender Fehler bei NA-Modellen bzw. Regressionsgleichungen. [m^3/s]
EDK	External Drift Kriging.
EGL	Einheitsganglinie.
ELBA	Eine Leicht Bedienbare Anwendung. Wellenablaufmodell zur Abflussvorhersage an der Elbe von der Bundesanstalt für Gewässerkunde.
ELS	Einzellinearspeicher.
ev	Index zur Bezeichnung des Abflussereignisses mit Mittelgebirgsresiduen des Grundmodells.
E1, E2	Bezeichnungen von zwei Hochwasserszenarien, siehe Kapitel 10.1.
f	Flächeneinheiten von Rasterzellen des Interpolationsrasters für meteorologische Variablen, unter anderem als Merkmalsträger bei der Definition des Ginikoeffizienten. [m^2]
F	Fläche eines Gebiets, für das der Gebietsinput berechnet wird. [m^2]
FLEX	Flux Exchange. Methodischer Rahmen zur hydrologischen Modellierung mit einer flexiblen Modellstruktur (Fenicia et al., 2006).
FUSE	Framework for Understanding Structural Errors. Methodischer Rahmen zur hydrologischen Modellierung mit einer flexiblen Modellstruktur (Clark et al., 2008).
g	Zählindex zur Bezeichnung von Wertepaaren von Merkmalswerten und Merkmalsträgern bei der Definition des Ginikoeffizienten. [-]
G (Kap. 7.3.3)	Anzahl der Merkmalsträger bei der Definition des Ginikoeffizienten.
G (Kap. 8.2)	Index zur Bezeichnung des <u>G</u> esamten Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken bei der Disaggregation der für dieses simulierten Abflussganglinie.
Ges, ges	Index zur Kennzeichnung einer Gesamtheit, z. B. gesamter Abfluss der Abflussganglinie.
ggK _{Gini}	gewichteter und gefalteter Gini-Koeffizient für den Inputüberschuss im Mittelgebirgsbereich. [m^3/s]
GH	Geländehöhe. [m ü. NN]
GI	Gebietsinput. [mm/d] oder [m^3/s]
GIS	Geografisches Informationssystem.

GM	Abkürzung für „Grundmodell“ oder Index zur Bezeichnung der Abflusskomponente des Grundmodells.
GM5	fünftägiges Gleitmittel.
GR4H, GR4J	Niederschlag-Abfluss-Modell mit stündlichem bzw. täglichem Zeitschritt.
GTF	Gradtagfaktor. [mm/(d·K)]
GTOPO30	Digitales Geländemodell des US Geological Survey.
h	Systemfunktion, z. B. Einheitsganglinie. [-]
HBV	Niederschlag-Abfluss-Modell „Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning“.
HBVD	semiverteilte („distributed“) Version des HBV-Modells.
HEC-RAS	Hydrologic Engineering Centers River Analysis System des US Army Corps of Engineers.
HFz	Großwetterlage „Hoch Fennoskandien-zyklonal“ nach Hess und Brezowsky.
HN	Abkürzung für „hydraulisch-numerisch“.
HNfz	Großwetterlage „Hoch Nordmeer-Fennoskandien-zyklonal“ nach Hess und Brezowsky.
HNz	Großwetterlage „Hoch Nordmeer-Island-zyklonal“ nach Hess und Brezowsky.
HQ	Jährlicher Abflussscheitel. [m ³ /s]
HRP	„hydrological response polygon“ im Modell J2000 (s. u.).
i	Zeitschrittindex von (täglichen) Zeitreihen. [d]
IDV	Inverse-Distanz-Verfahren.
IKSE	Internationale Kommission zum Schutz der Elbe.
In _{NLS}	Eingangsgröße in den Nichtlinearen Speicher. [m ³ /s]
IRÜS	Input-Überschusshöhen der Elemente des Interpolationsrasters für meteorologische Variablen gegenüber der Gebietsinputhöhe des gesamten Zwischengebiets. [mm/d] bzw. [m ³ /s].
j	Zeitindex verschiedener zeitabhängiger Funktionen (Systemfunktion; Dauer der Rezessionskurve eines konzeptionellen Speichers ab deren Beginn). [-]
J2000	Hydrologisches Modellsystem mit Anwendungen im Elbeeinzugsgebiet.
k	Speicherkonstante des Nichtlinearen Speichers bzw. des Einzellinearspeichers. Einheit abhängig vom Speicherexponenten b, s. o.: [m ^{3-3b} ·s ^b]
K	SI-Basiseinheit der thermodynamischen Temperatur Kelvin. [K]
K _{Gini}	Gini-Koeffizient. [-]
KKF	Kreuzkorrelationsfunktion.

KL	Datenkollektiv des Deutschen Wetterdienstes für Klimastationen.
K_{mem}	Koeffizient zur Beschreibung der Gedächtniswirkung des hydrologischen Systems bei der Definition des Vorregenindex im Mittelgebirgsbereich MGAPI (s. u.). [-]
k_r	Rückgangskoeffizient des Einzellinearspeichers. [-]
IBM	lineares Begleitmodell des Grundmodells.
IBMMG	linearen Begleitmodell (Mittelgebirge) des Mittelgebirgsmodells.
LfULG	Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Freistaat Sachsen.
LG2	zweiparametrische log. Gammaverteilung.
LHW	Landesbetrieb für Hochwasserschutz und Wasserwirtschaft Sachsen-Anhalt.
LISFLOOD	Hydrologisches Modellsystem im Rahmen des European Flood Alert Systems.
LM	L-Momente (Schätzverfahren für Parameter einer an eine Stichprobe anzupassenden theoretischen Verteilungsfunktion).
LN3	dreiparametrische log. Normalverteilung.
LW3	dreiparametrische log. Weibullverteilung.
m	Index für signifikante Schwingungskomponenten des saisonalen Parameters v (s. u.). [-]
M	Anzahl signifikanter Schwingungskomponenten des saisonalen Parameters v .
MA	Index zur Bezeichnung des <u>Mittelgebirgsanteils</u> des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken bei der Disaggregation der für dieses simulierten Abflussganglinie.
mAKF	mittlerer Abflusskoeffizient für eine Abfluss(prozess)komponente. [-]
MEZ	Mitteleuropäische Zeit.
MG	Index zur Kennzeichnung des Mittelgebirgsbereichs.
MGAPI	Vorregenindex aus dem Gebietsinput im Mittelgebirgsbereich. [mm/d] bzw. [m ³ /s]
MGDIF	Differenz zwischen dem Gebietsinput im Mittelgebirgsbereich und demjenigen im gesamten Zwischengebiet Dresden-Aken. [mm/d]
MGM	Abkürzung für „Mittelgebirgsmodell“ oder Index zur Bezeichnung der Abflusskomponente des <u>Mittelgebirgsmodells</u> (im Kapitel 8.2).
MGÜS	Inputüberschuss im Mittelgebirgsbereich. [mm/d] bzw. [m ³ /s]
MGBAS	Mittelgebirgs-Basisinput, das heißt Mittelgebirgs-Inputhöhe ohne den signifikanten MGÜS (s. o.). [mm/d] bzw. [m ³ /s]
MHQ	Mittlerer jährlicher Scheitelabfluss. [m ³ /s]
ML	Maximum Likelihood (Schätzverfahren für Parameter einer an eine Stichprobe anzupassenden theoretischen Verteilungsfunktion).

MM	Momentenmethode (im Zusammenhang der verwendeten Abkürzung: Schätzverfahren für Parameter einer an eine Stichprobe anzupassenden theoretischen Verteilungsfunktion).
MQ	Mittlerer jährlicher Abfluss. [m^3/s]
MSE	Gütemaß "mean squared error". Einheit je nach diagnostizierter Größe.
n	Anzahl der Speicher in der linearen Speicherkaskade.
N	Niederschlagshöhe. [mm/d]
NA	Abkürzung für „Niederschlag-Abfluss“, z. B. Niederschlag-Abfluss-Modell.
NEz	Großwetterlage „Nordostlage-zyklonal“ nach Hess und Brezowsky.
$N_{\text{flü}}$	tägliche flüssige Niederschlagshöhe. [mm/d]
NL-Maß	Nichtlinearitätsmaß. [-]
NLS	Nichtlinearer Speicher.
NN	Nächste-Nachbar-Methode zur Interpolation meteorologischer Variablen oder Normalnull, je nach gegebenem Zusammenhang.
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration.
NSE	Nash-Sutcliffe-Effizienzkriterium. [-]
NWSRFS	National Weather Service River Forecasting System.
NWz	Großwetterlage „Nordwestlage-zyklonal“ nach Hess und Brezowsky.
Nz	Großwetterlage „Nordlage-zyklonal“ nach Hess und Brezowsky.
N1, N2	Bezeichnungen von zwei Hochwasserszenarien, siehe Kapitel 10.1.
O	Index für den östlichen Teils des Zwischengebiets Dresden-Aken bei der Disaggregation der für das Zwischengebiet simulierten Abflussganglinie.
OK	Ordinary Kriging.
OL/OR	oben links/rechts (Quadranten des Interpolationspunktes beim Inverse-Distanz-Verfahren).
P_D	Lagerungsdichte der Schneedecke (akkumuliertes Wasseräquivalent dividiert durch die Schneehöhe). [-]
$P_{D,\text{krit}}$	kritischer Wert der Lagerungsdichte einer Schneedecke im Hinblick auf die Wasserabgabe bei der Schneeschmelze. [-]
PDS	Partial Duration Series (partielle Serie).
PH	Schneedeckenhöhe in Prozent der Ausgangshöhe beim Setzungsvorgang einer Schneedecke. [%]

PP	plotting position (empirische Wahrscheinlichkeit eines Stichprobenelements). [-]
PRMS	Niederschlag-Abfluss-Modell „Precipitation Runoff Modelling System“.
$P_{\ddot{U}}$	Überschreitungswahrscheinlichkeit. [-]
PW	Verhältnis des in der Schneedecke insgesamt akkumulierten Wasseräquivalents zum Wasseräquivalent des Trockenschneeanteils. [%]
Q	Abfluss. [m^3/s]
$Q_{BAB9(BD)}$	Abfluss des Muldepegels Bad Dübener See nach Wellenablaufssimulation zum Muldestandort BAB9 (s. o.). [m^3/s]
$Q_{Aken(BD)}$	Abflussanteil des Muldepegels Bad Dübener See nach Wellenablaufsimulation zum Elbepegel Aken. [m^3/s]
$Q_{Aken(LÖ)}$	Abflussanteil des Pegels Löben der Schwarzen Elster nach Wellenablaufsimulation zum Elbepegel Aken. [m^3/s]
Q_{BLW}	Abfluss am Pegel Bad Liebenwerda an der Schwarzen Elster. [m^3/s]
QB	allgemeine Bezeichnung einer Basisabflusskomponente. [m^3/s]
QB_{pers}	persistente Basisabflusskomponente. [m^3/s]
QB_{NLS}	nichtlineare Basisabflusskomponente. [m^3/s]
QD	als „direkt“ bezeichnete Abflusskomponente im Zusammenhang mit der Modellierung und Separation der persistenten Basisabflusskomponente. [m^3/s]
QGes	Gesamtabfluss im modellierten Zwischengebiet. [m^3/s]
QK	Abflussprozesskomponente (z. B. QB_{NLS} bzw. I_{NLS} oder Q_S). [m^3/s]
$Q_{LÖ}$	Abfluss am Pegel Löben an der Schwarzen Elster. [m^3/s]
Q_{MG}	Mittelgebirgsresiduum des Grundmodells. [m^3/s]
Q_O	Abfluss eines oberliegenden Pegels bei der Wellenablaufsimulation. [m^3/s]
Q_S	schnelle Abflusskomponente. [m^3/s]
Q_U	Abflussreihe des unterliegenden Pegels bei der Wellenablaufsimulation. [m^3/s]
Q_{ZG}	Abfluss des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken. [m^3/s]
r	Residuum: Modelldefizit bei noch unvollständiger Modellstruktur. [m^3/s]
R(Kap. 5.1, 5.2)	Bezeichnung einer Rasterzelle des Interpolationsrasters für meteorologische Variablen.
R	Korrelationskoeffizient. [-]
REZESF	Modul zur Analyse von Rezessionskurven des Nichtlinearen Speichers für gegebene Werte des Speicherexponenten b.

RI	Input auf der Fläche eines Rasterelements des Interpolationsrasters für meteorologische Variablen. [mm/d]
RIMAX	Förderaktivität des Bundesministeriums für Bildung und Forschung „Risikomanagement extremer Hochwasserereignisse“
RMSE	Gütemaß „root mean squared error“. Einheit je nach diagnostizierter Größe, z. B. [m ³ /s].
RR	Datenkollektiv des Deutschen Wetterdienstes für Niederschlagsstationen.
RP10, RP20	Bezeichnungen von zwei Hochwasserszenarien, siehe Kapitel 10.1.
s	Zeitindex zur zeitabhängigen Gewichtung von K_{mem} zur Berechnung von MGAPI (s. o.). [d]
S (Kap. 5.1)	Bezeichnung einer Niederschlagsstation beim Inverse-Distanz-Verfahren.
S (Kap. 7.1)	im Nichtlinearen Speicher gespeicherten Wassermenge. [m ³]
S_m (Kap. 7.2.2)	Schwingungskomponente mit dem Index m (s. o.) für den saisonalen Parameter v (s. u.).
SAC-SMA	Sacramento Soil Moisture Accounting Model (Niederschlag-Abfluss-Modell des NOAA NWSRFS, s. o.).
sBM	saisonal differenziertes Begleitmodell des Grundmodells.
SEz	Großwetterlage „Südostlage-zyklonal“ nach Hess und Brezowsky.
sMAN	kinematischen Speichermodell zur Talsperrensteuerung in der Tschechischen Republik.
SRS	systematic random sampling.
S_{pot}	potentielle Schneeschmelzrate. [mm/d]
S_{real}	tatsächliche tägliche Schneeschmelzrate. [mm/d]
StALU	Staatliches Amt für Landwirtschaft und Umwelt Westmecklenburg.
SUPERFLEX	Methodischer Rahmen zur hydrologischen Modellierung mit einer flexiblen Modellstruktur (Weiterentwicklung von FLEX, s. o.; Fenicia et al., 2011; Kavetski und Fenicia, 2011).
SWz	Großwetterlage „Südwestlage-zyklonal“ nach Hess und Brezowsky.
Sz	Großwetterlage „Südlage-zyklonal“ nach Hess und Brezowsky.
S1, S2	Bezeichnungen von zwei Hochwasserszenarien, siehe Kapitel 10.1.
t (Kap. 5.2, 5.3)	Student-verteilte Zufallsgröße, die unter anderem als Testprüfgröße bei Hypothesentests herangezogen wird, z. B. im Hinblick auf die signifikante Abweichung des Steigungsparameters der linearen Regression vom Nullwert.
t	kontinuierliche Zeitvariable. [s]
T	Temperatur. [K] oder [°C]
TDM	Translations-Diffusions-Modell zur Wellenablaufsimulation.
TM	Großwetterlage „Tief Mitteleuropa“ nach Hess und Brezowsky.

TB	Großwetterlage „Tief Britische Inseln“ nach Hess und Brezowsky.
T_{pos}	positive mittlere Tagestemperatur. [°C]
TP10, TP15	Bezeichnungen von zwei Hochwasserszenarien, siehe Kapitel 10.1
TrM	Großwetterlage „Trog Mitteleuropa“ nach Hess und Brezowsky.
TrW	Großwetterlage „Trog Westeuropa“ nach Hess und Brezowsky.
TWL	Trockenwetterfalllinie.
UL/UR	unten links/rechts (Quadranten des Interpolationspunktes beim Inverse-Distanz-Verfahren).
US	United States.
v (Kap. 6.1)	Translationskoeffizient im Translations-Diffusions-Modell für die Wellenablaufmodellierung. [km/h]
v (Kap. 7.2.2)	Schätzwerte für den saisonalen Parameter v (s. u.). [-]
VE	Gütemaß „Volumetric Error“. [-]
W	Index für den westlichen Teil des Zwischengebiets Dresden-Aken bei der Disaggregation der für das Zwischengebiet simulierten Abflussganglinie.
W_{ab}	Wasserabgabe einer Schneedecke. [mm/d]
WebWerdis:	Weather Request and Distribution System des Deutschen Wetterdienstes.
WEQ	Wasseräquivalent einer Schneedecke. [mm]
WQ-Elbe 1890	Kurztitel des am Karlsruher Institut für Technologie im Auftrag der Bundesanstalt für Gewässerkunde bearbeiteten Projekts „Überarbeitung der Abflussreihen und Abflusstafeln für die Elbe (Zeitraum 1890-2006)“.
Ws	Großwetterlage „südliche Westlage“ nach Hess und Brezowsky.
WSA	Wasser- und Schifffahrtsamt Magdeburg.
Ww	Großwetterlage „winkelförmige Westlage“ nach Hess und Brezowsky.
Wz	Großwetterlage „Westlage-zyklonal“ nach Hess und Brezowsky.
W3	dreiparametrische Weibullverteilung.
W1, W2	Bezeichnungen von zwei Hochwasserszenarien, siehe Kapitel 10.1.
x	modellierte Flusslänge des Translations-Diffusionsmodells. [km]
y	Zählindex für Niederschlags- oder Klimastationen bei der Interpolation meteorologischer Variablen.
z	Zählindex für Rasterzellen des Interpolationsrasters für meteorologische Variablen.
zBM, zBMMG	zustandsabhängiges Begleitmodell (Mittelgebirge) des Mittelgebirgsmodells.

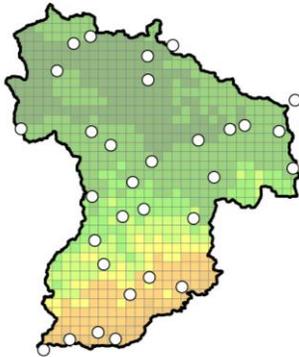
ZG	Kennzeichnung für das gesamte Zwischengebiet Dresden-Aken.
$\beta_{0 \text{ bis } 3}$	Regressionskoeffizienten (Parameter) der nichtlinearen Transformation im Grundmodell. Einheiten β_0 [m^3/s], β_1 und β_3 [-], β_2 [$\text{m}^{-3}/\text{s}^{-1}$].
$\gamma_{0 \text{ bis } 3}$	Regressionskoeffizienten des linearen und des zustandsabhängigen Begleitmodells (Mittelgebirge). Einheiten γ_0 [m^3/s], γ_1 , γ_2 und γ_3 [-].
Γ	Gammafunktion, siehe Hartung et al. (2009, S. 152 f., 1040).
$\delta_{0 \text{ bis } 3}$	Regressionskoeffizienten (Parameter) zur nichtlinearen Transformation im Mittelgebirgsmodell. Einheiten δ_0 [m^3/s], δ_1 und δ_3 [-], δ_2 [$\text{m}^{-3}/\text{s}^{-1}$].
Δ	Anteile von Merkmalsträgern und Merkmalswerten an der jeweiligen Gesamtsumme bei der Definition des Ginikoeffizienten. [-]
v	Parameter mit saisonaler Struktur, in vorliegender Arbeit saisonaler Faktor für den Abflusskoeffizienten. [-]
v_x	arithmetisches Mittel aller Werte des saisonalen Parameters v in der Basisperiode. [-]
Σ	Summenzeichen.
τ	Positionen der Basisperiode ($\tau = 1, \dots, 365$). [d].
φ	Phasenverschiebung der Sinusfunktion einer Schwingungskomponente für den saisonalen Parameter v . [-]
ω	Basisperiode für saisonale Entwicklung des Parameter v . $\omega = 365$ Tage. [d].

Anhang

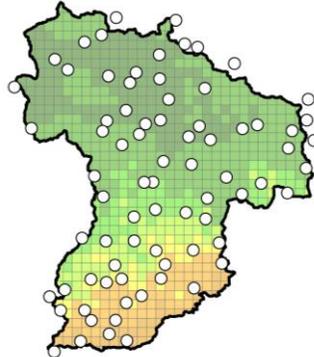
	Seite
Anhang A.1: Niederschlagsstationen mit vollständigen Reihen täglicher Niederschlagshöhen in verschiedenen Zeiträumen für das Zwischengebiet Dresden-Aken	216
Anhang A.2: Jahreszeitlich und nach Großwetterlage differenzierte Kreuzvalidierung bei der Interpolation täglicher Niederschlagshöhen mit dem Inverse-Distanz-Verfahren	217
Anhang A.3: Jahreszeitlich und nach Großwetterlage differenzierte Kreuzvalidierung bei der Interpolation mittlerer täglicher Temperaturen mit dem modifizierten NN-Verfahren ..	218
Anhang A.4: Regionalisierung der Grenztemperaturen für die Niederschlagsform im Zwischengebiet Dresden-Aken	218
Anhang A.5: Diagnose des Schneemodells für Winter und Frühjahr 2005/2006	219
Anhang A.6: Diagnose des Schneemodells für langfristige Beobachtungszeiträume	220
Anhang A.7 : Schnittstelle zwischen dem Wettervorhersagemodell COSMO und dem Interpolationsraster des entwickelten NA-Modells für meteorologische Eingangsgrößen ...	221
Anhang A.8: Parameter des Translations-Diffusionsmodells für die Elbe und ihre Nebenflüsse	222
Anhang A.9: Parameter angepasster Rezessionskurven des Nichtlinearen Speichers für ausgewählte Trockenwetterfalllinien der Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken	223
Anhang A.10: Kreuzkorrelationsfunktionen für Wertepaare des Gebietsinputs und der Abflussprozesskomponenten QS und InNLS bei verschiedenen Varianten des Nichtlinearen Speichers im Zwischengebiet Dresden-Aken	223
Anhang A.11: Analyse der Parameteridentifizierbarkeit im saisonal differenzierten Begleitmodell des Grundmodells	224
Anhang A.12: Optimierte Parameter des Grundmodells für Teilreihen der Abflussprozesskomponenten im Rahmen eines split-sample-Tests	227
Anhang A.13: Residuen des linearen Begleitmodells (Mittelgebirge) im Verlauf des Abflussjahres	227
Anhang A.14: Analyse der Identifizierbarkeit von Kombinationen der Speicherkaskadenparametern im zustandsabhängigen Begleitmodell (Mittelgebirge)	228
Anhang A.15: Analyse der Parameteridentifizierbarkeit des Mittelgebirgsmodells für Sommer-Herbst bei fixierten und variierten Parametern des zustandsabhängigen Begleitmodells (Mittelgebirge)	229
Anhang A.16: Kalibrierte Parameter des Mittelgebirgsmodells für Teilstichproben im Rahmen eines split-sample-Tests	231
Anhang A.17: Definition des Hochwasserszenarios „Schneedecke Frühjahr 2006 und Gebietsniederschlag Anfang Mai 1978“	231

A.1 Niederschlagsstationen mit vollständigen Reihen täglicher Niederschlagshöhen in verschiedenen Zeiträumen für das Zwischengebiet Dresden-Aken

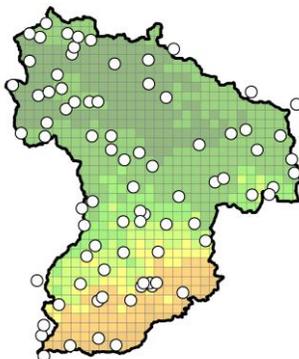
a.) 1963 – 1996



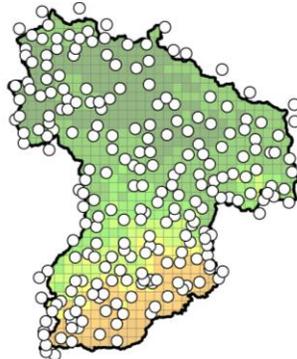
b.) 1963 – Juni 1969



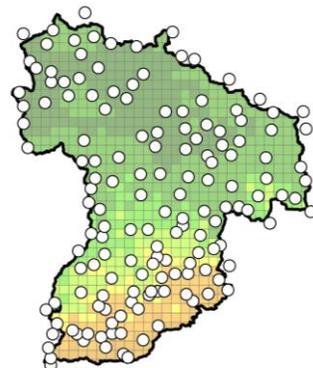
c.) Juli 1969 – 1996



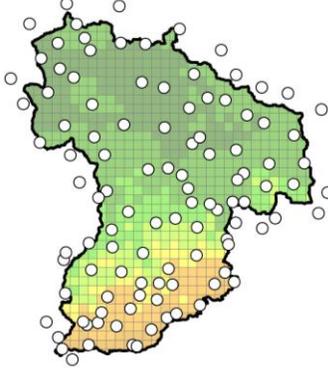
d.) Juli 1991 – Juni 1994



e.) Juli/August 2002



f.) Dez./Jan. 2011 und
Mai/Juni 2013



○ Niederschlagsstation
(RR-Kollektiv)

Rasterzellen mit
mittlerer Geländehöhe

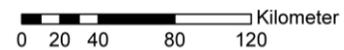
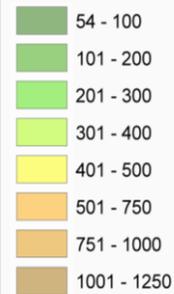


Abbildung A-1: Verfügbare Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes (RR-Kollektiv) im Bereich des Zwischengebiets der Elbepegel Dresden und Aken mit vollständig vorhandenen täglichen Zeitreihen der Niederschlagshöhe in den angegebenen Zeiträumen.

A.2 Jahreszeitlich und nach Großwetterlage differenzierte Kreuzvalidierung bei der Interpolation täglicher Niederschlagshöhen mit dem Inverse-Distanz-Verfahren

Jahreszeitliche Differenzierung: Frühjahr (März bis Mai), Sommer (Juni bis August), Herbst (September bis November) und Winter (Dezember bis Februar).

Differenzierung nach Großwetterlage: Bezug auf die tägliche Reihe der Großwetterlagen nach Hess und Brezowsky (siehe Kapitel 4.2 bzw. Werner und Gerstengarbe, 2010, S. 8). 29 Großwetterlagen wurden in Gruppen mit jeweils vergleichbarer Niederschlagscharakteristik zusammengefasst:

- Westlage-zyklonal (Wz, 2), südliche Westlage (Ws, 3) und winkelförmige Westlage (Ww, 4);
- Nordwestlage-zyklonal (NWz, 8);
- Südwestlage-zyklonal (SWz, 6);
- Tief Mitteleuropa (TM, 11);
- Nordlage-zyklonal (Nz, 13), Hoch Nordmeer-Island-zyklonal (HNz, 15);
- Trog Mitteleuropa (TrM, 17);
- Nordostlage-zyklonal (NEz, 19);
- Hoch Fennoskandien-zyklonal (HFz, 21), Hoch Nordmeer-Fennoskandien-zyklonal (HNFz, 23);
- Südostlage-zyklonal (SEz, 25);
- Südlage-zyklonal (Sz, 27), Tief Britische Inseln (TB, 28), Trog Westeuropa (TrW, 29);
- alle anderen andere Großwetterlagen (meist mit antizyklonalem Witterungscharakter).

Abbildung A-2 fasst die für die genannten Gruppen der Großwetterlagen und Jahreszeiten im gesamten Zeitraum von 1963 bis 1996 berechneten Nash-Sutcliffe-Effizienzkriterien (NSE) zusammen.

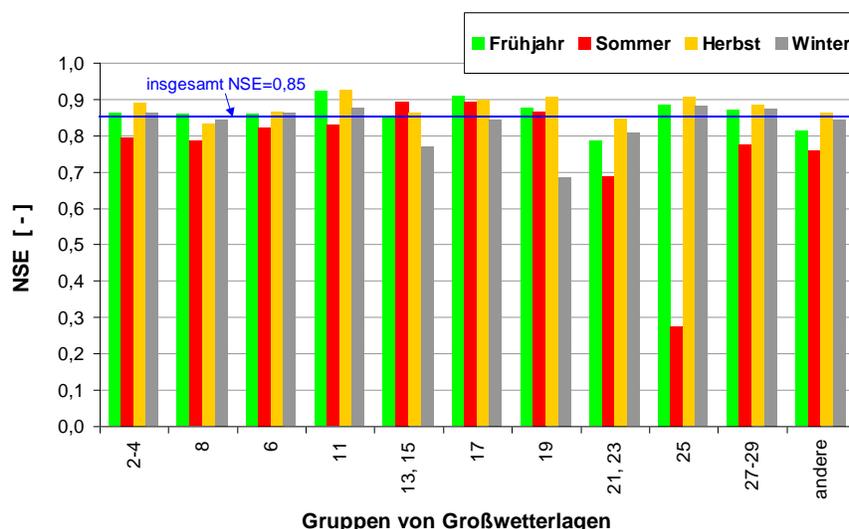


Abbildung A-2: NSE der Kreuzvalidierung für die Interpolation täglicher Niederschlagshöhen mit dem Inverse-Distanz-Verfahren im Bereich des Zwischengebiets Dresden-Aken. Die NSE beziehen sich jeweils auf alle Werte, die bei den angegebenen Großwetterlagen und Jahreszeiten im Zeitraum von 1963 bis 1996 auftraten. Für die Kennnummern der Großwetterlagen siehe obiger Text.

A.3 Jahreszeitlich und nach Großwetterlage differenzierte Kreuzvalidierung bei der Interpolation mittlerer täglicher Temperaturen mit dem modifizierten NN-Verfahren

Jahreszeitliche Differenzierung: siehe Anhang A2.

Differenzierung nach Großwetterlage: siehe Abbildung A 3 mit Kennnummern entsprechend zu Anhang A2.

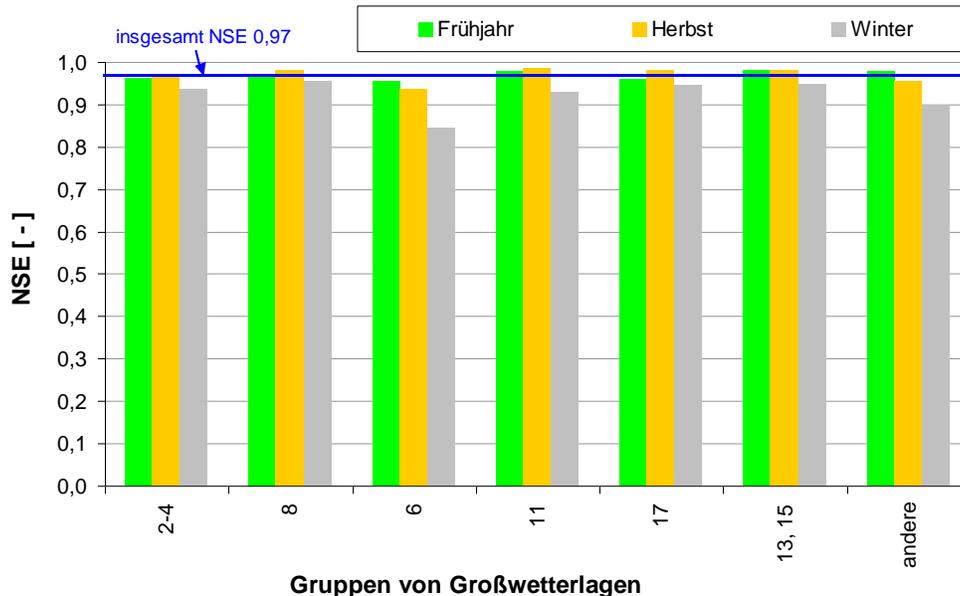


Abbildung A-3: Nash-Sutcliffe-Effizienzkriterien NSE der Kreuzvalidierung der Interpolation mittlerer täglicher Temperaturen mit dem modifizierten NN-Verfahren im Bereich des Zwischengebiets Dresden-Aken. Die NSE beziehen sich jeweils auf alle Werte, die bei den angegebenen Großwetterlagen und Jahreszeiten im Zeitraum von 1963 bis 1996 aufgetreten sind. Für die Kennnummern der Großwetterlagen siehe Anhang A2.

A.4 Regionalisierung der Grenztemperaturen für die Niederschlagsform im Zwischengebiet Dresden-Aken

Tabelle A-1: Zusammenstellung der Grenztemperaturen (in °C) für die Übergänge zwischen festen und gemischten sowie zwischen gemischten und flüssigen Niederschlagsformen im Zwischengebiet Dresden-Aken in Abhängigkeit von Großwetterlagen. GH steht für Geländehöhe in m ü NN. Für die Kürzel der Großwetterlagen siehe Anhang A.2.

Großwetterlagen	Grenztemperatur flüssig – gemischt	Grenztemperatur gemischt – fest
Wz, Ws, Ww	1,95	0,23
NWz	$= 4,06 - 0,00184 \cdot GH$	$= 1,40 - 0,0014 \cdot GH$
TrM	2,69	1,02
Nz, HNz	$= 3,29 - 0,00096 \cdot GH$	$= 1,06 - 0,001 \cdot GH$
andere	0,92	-0,46

A.5 Diagnose des Schneemodells für Winter und Frühjahr 2005/2006

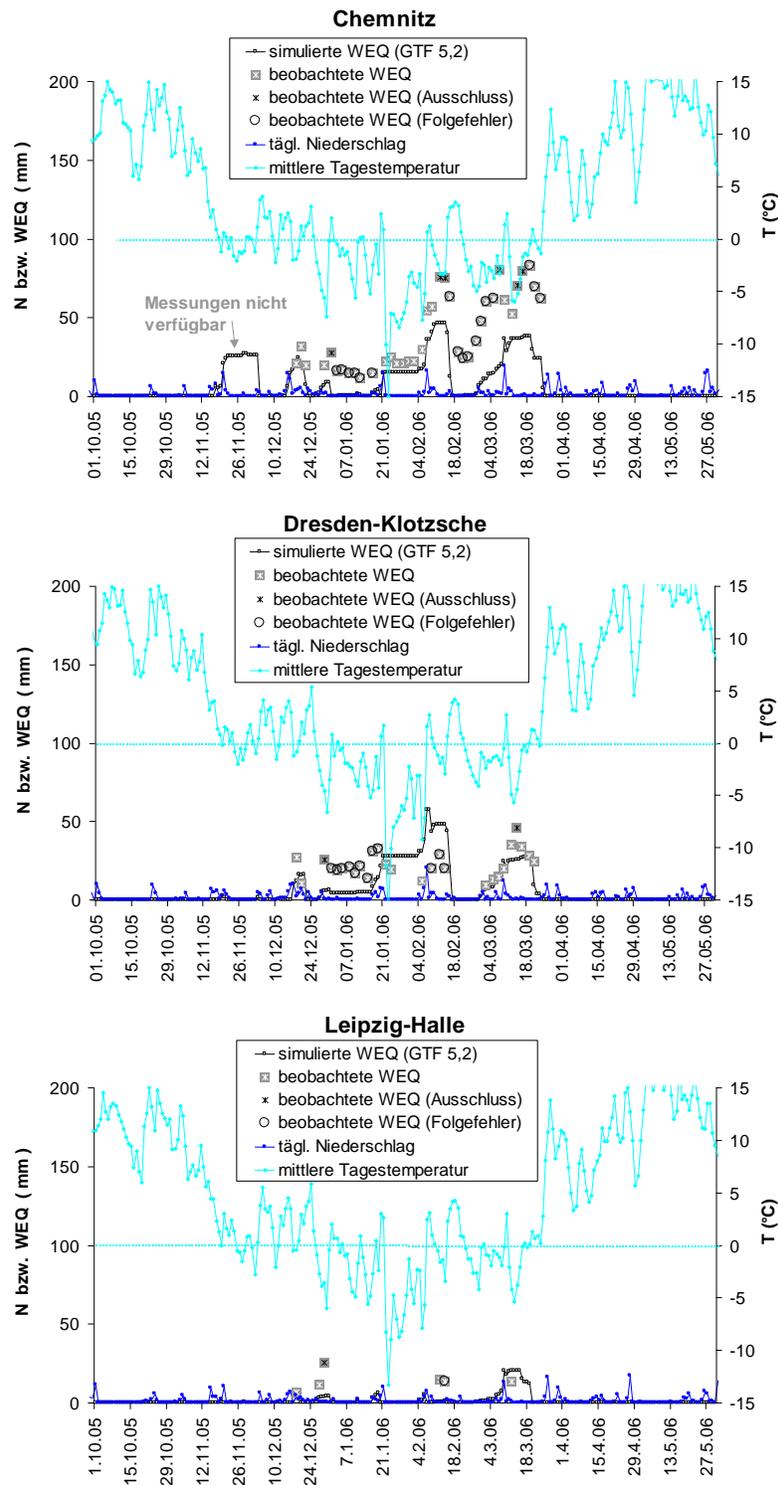


Abbildung A-4: Beobachtete und simulierte Wasseräquivalente (WEQ) der Schneedecken, tägliche Niederschlagshöhen und mittlere Tagestemperaturen dreier Klimastationen im Winter/Frühjahr 2005/2006. Unplausible beobachtete WEQ und davon beeinflusste Folgewerte sind gekennzeichnet.

A.6 Diagnose des Schneemodells für langfristige Beobachtungszeiträume

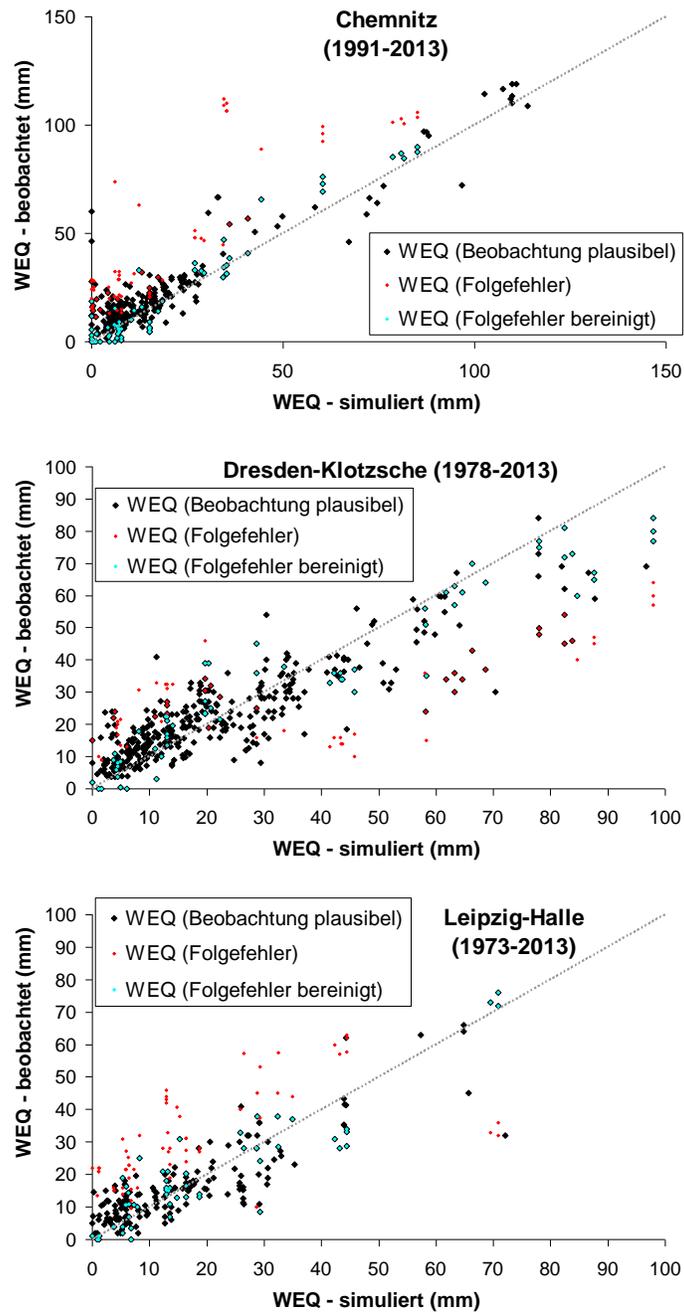


Abbildung A-5: Diagnostische Streudiagramme mit Wertepaaren beobachteter und simulierter Wasseräquivalente (WEQ) der Schneedecken aus den angegebenen Zeiträumen (jeweils ohne 2007 bis 2009) an ausgewählten Klimastationen. Wertepaare mit nicht plausiblen beobachteten WEQ wurden ausgeschlossen, nachfolgend beobachtete WEQ plausibilisiert. Zur Bewertung der Übereinstimmung zwischen beobachteten und simulierten WEQ dienen ihre Äquivalenzlinien (grau gestrichelt).

A.7 Schnittstelle zwischen dem Wettervorhersagemodell COSMO und dem Interpolationsraster des entwickelten NA-Modells für meteorologische Eingangsgrößen.

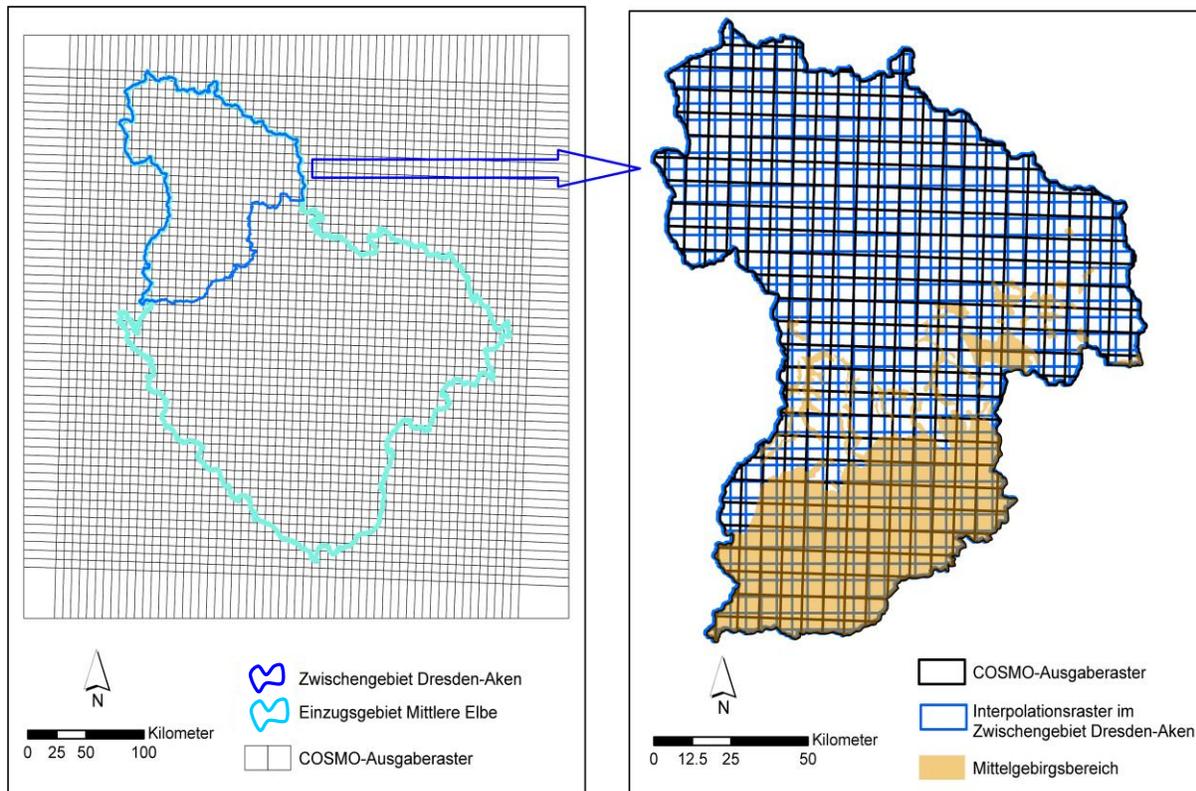


Abbildung A-6: COSMO-Ausgaberraster (7 km Rasterweite), verschnitten mit dem Einzugsgebiet der Mittleren Elbe, dem Zwischengebiet Dresden-Aken sowie mit dessen Interpolationsraster zur Regionalisierung meteorologischer Größen.

A.8 Parameter des Translations-Diffusionsmodells für die Elbe und ihre Nebenflüsse

Tabelle A-2: Zusammenstellung der Flussstrecken, Abflussstufen und Parameter (Koeffizienten v und D) des Translations-Diffusions-Modells im Bereich zwischen Ústí n. L. und Aken. Die Parameter wurden aus dem Modell ELBA von der Bundesanstalt für Gewässerkunde übernommen.

Gewässerstrecke	Länge (km)	Abflussstufe	Abflussbereich (m ³ /s)	D (km ² /h)	v (km/h)
Ústí - Dresden	98,8	1	< 300	78,48	7,197
		2	300- 1000	140,29	8,085
		3	> 1000	132,87	8,436
Dresden - Torgau	99,0	1	<800	67,30	5,56
		2	800 - 1600	70,62	5,94
		3	>1600	82,40	3,27
Torgau - Wittenberg	59,5	1	<700	32,11	2,799
		2	700 - 1400	14,28	2,19
		3	>1400	10,30	2,09
Löben - Mündung der Schwarzen Elster	21,6	1	einheitlich	Statt TDM: Annahme 5 h Laufzeit *	
Wittenberg – Aken	60,6	1	<1000	11,32	3,384
		2	>1000	3,50	1,744
Bad Düben - Mündung der Mulde	64,0	1	<250	57,2	2,889
		2	250 - 750	11,85	2,051
		3	>750	18,21	1,331

* ELBA-Parameter nicht verfügbar, Laufzeit aus Diagnose am Pegel Wittenberg abgeleitet.

Modifikation der ELBA-Parameter für das extreme Hochwasserereignis vom August 2002:

Dresden - Torgau: keine Parametermodifikation.

Torgau - Wittenberg:

- Unterteilung in Teilabschnitte Torgau-Axien (27,5 km) und Axien-Wittenberg (32 km), wobei letzterer den Zufluss der Schwarzen Elster aufnimmt.
- Abflussbereich >1400 m³/s: in beiden Teilabschnitten bis 2000 m³/s unverändert, im Bereich >2000 m³/s wurden Translations- und Diffusionskoeffizient erhöht (Torgau-Axien: $v=5,94$ km/h, $D=82,4$ km²/h; Axien-Wittenberg: $v=3,5$ km/h, $D=82,4$ km²/h).

Wittenberg - Aken:

- Unterteilung in Teilabschnitte Wittenberg-Vockerode (32,4 km) und Vockerode-Aken (28,2 km), wobei letzterer den Zufluss der Mulde aufnimmt.
- Abflussbereich >1000 m³/s: bis 3200 m³/s erhöhter Translationskoeffizient für Wittenberg - Vockerode ($v=2,21$ km/h), jedoch nicht für Vockerode - Aken.
Ab 3200 m³/s (weitere) Erhöhung des Translationskoeffizienten für beide Teilabschnitte ($v=3,384$ km/h).

Bad Düben - Muldemündung und Löben - Mündung der S. Elster: keine Parametermodifikation.

A.9 Parameter angepasster Rezessionskurven des Nichtlinearen Speichers für ausgewählte Trockenwetterfalllinien der Abflussganglinie des Zwischengebiets Dresden-Aken

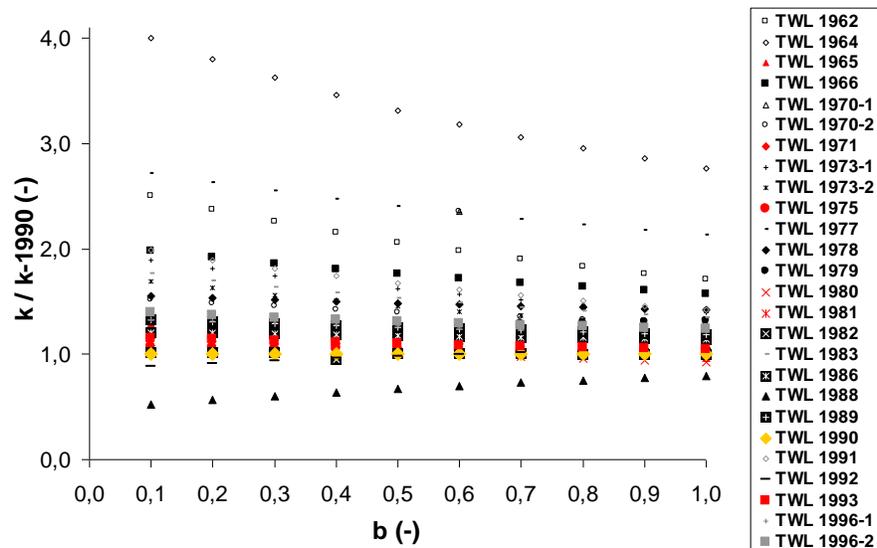


Abbildung A-7: Kalibrierte Parameter k bei abgestuftem Parameter b eines Nichtlinearen Speichers nach Anpassung von dessen Rezessionskurven an 26 ausgewählte Trockenwetterfalllinien TWL des Zwischengebiets Dresden-Aken. Dabei werden für die Werte von k jeweils ihre Verhältniszerte zu dem Referenzwert für die TWL 1990 ($k-1990$) angegeben.

A.10 Kreuzkorrelationsfunktionen für Wertepaare des Gebietsinputs und der Abflussprozesskomponenten Q_S und \ln_{NLS} bei verschiedenen Varianten des Nichtlinearen Speichers im Zwischengebiet Dresden-Aken

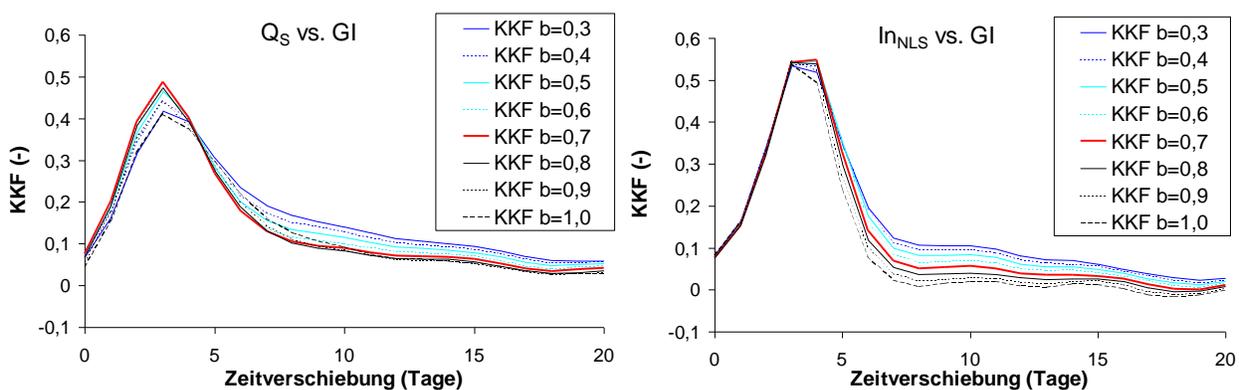


Abbildung A-8: Kreuzkorrelationsfunktionen (KKF) für die mit verschiedenen Parameterwerten b und entsprechenden Parameterwerten k des Nichtlinearen Speichers berechneten täglichen Reihen einer schnellen Abflusskomponente Q_S (links) und des Eingangs in den Nichtlinearen Speicher \ln_{NLS} (rechts) gegenüber der täglichen Reihe des Gebietsinputs GI für das Zwischengebiet Dresden-Aken.

A.11 Analyse der Parameteridentifizierbarkeit im saisonal differenzierten Begleitmodell des Grundmodells

Schnelle Abflusskomponente:

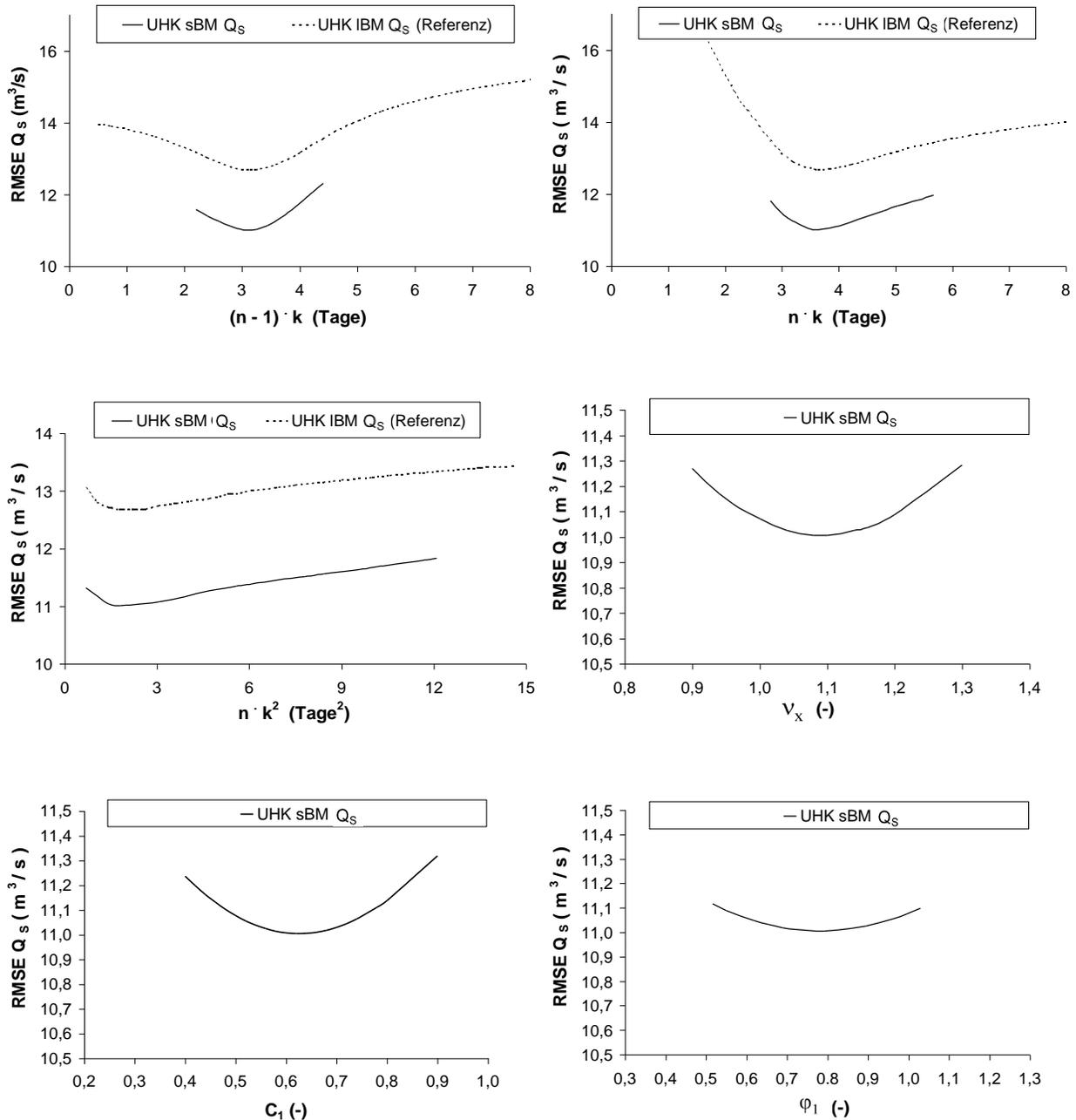


Abbildung A-9: Untere Hüllkurven (UHK) der RMSE-Antwortflächen des saisonal differenzierten Begleitmodells (sBM) für die schnelle Abflusskomponente Q_s gegenüber verschiedenen Parametern bzw. Parameterkombinationen des Modells (siehe Kapitel 7.2.1 und 7.2.2). Als Referenz sind bei den Parametern der linearen Speicherkaskade auch entsprechende UHK des linearen Begleitmodells (IBM) eingezeichnet.

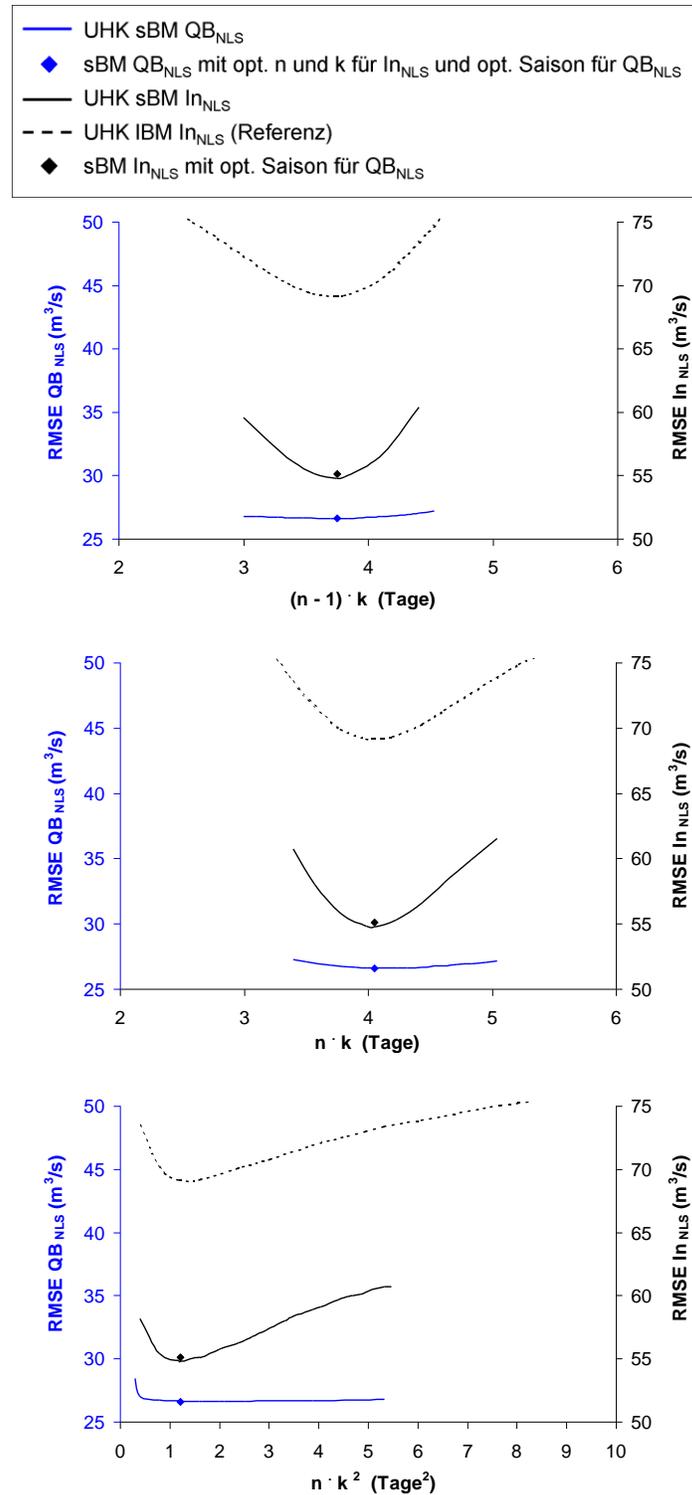


Abbildung A-10 (Fortsetzung auf Folgeseite): Untere Hüllkurven (UHK) der RMSE-Antwortflächen des saisonal differenzierten Begleitmodells (sBM) für die nichtlineare Basisabflusskomponente QB_{NLS} und den Eingang in den Nichtlinearen Speicher In_{NLS} , jeweils gegenüber verschiedenen Parametern bzw. Parameterkombinationen des Modells (siehe Kapitel 7.2.1 und 7.2.2). Als Referenz dienen bei den Parametern der linearen Speicherkaskade entsprechende UHK des linearen Begleitmodells (IBM).

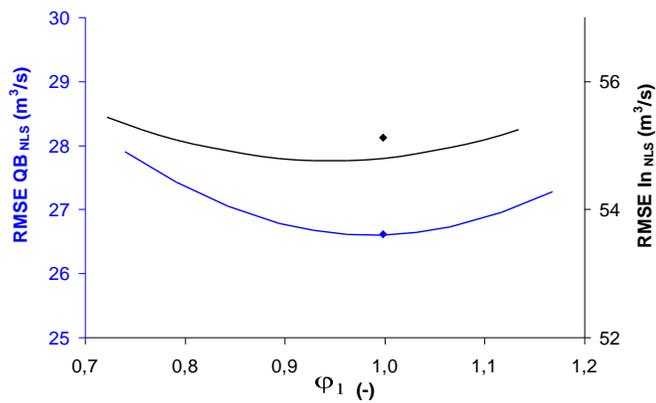
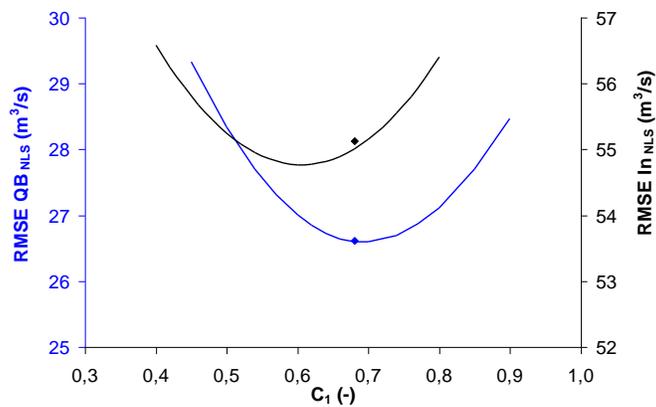
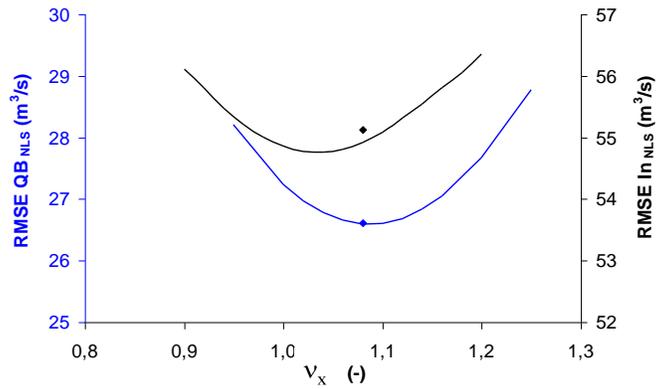
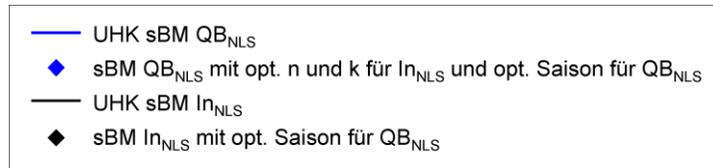


Abbildung A-10 (Fortsetzung von vorangehender Seite).

A.12 Optimierte Parameter des Grundmodells für Teilreihen der Abflussprozesskomponenten im Rahmen eines split-sample-Tests

Tabelle A-3: Kalibrierte Werte von Parametern oder Parameterkombinationen des Grundmodells für Teilreihen der Abflussprozesskomponenten Q_S und $Q_{B_{NLS}}$ bzw. ln_{NLS} . Vergleiche Tabelle 5 für die entsprechenden Werte der Gesamtreihe 1963-1996.

Reihe	mAKF	$(n-1)k$	$n \cdot k$	$n \cdot k^2$	v_x	C_1	φ_1	β_0	Nichtlinearitätsmaß (β_1, β_2)	β_3
Q_S 1963-1979	0,0231	2,80	3,30	1,65	1,13	0,66	0,860	-2,15	0,23	0,080
Q_S 1980-1996	0,0235	2,96	3,36	1,34	1,03	0,61	0,654	-0,66	0,25	0,084
$Q_{B_{NLS}}/ln_{NLS}$ 1963-1979	0,158	3,57	3,87	1,16	1,11	0,70	0,998	-5,43	0,12	0,341
$Q_{B_{NLS}}/ln_{NLS}$ 1980-1996	0,143	3,66	3,96	1,19	1,08	0,72	0,963	-2,26	0,13	0,254

A.13 Residuen des linearen Begleitmodells (Mittelgebirge) im Verlauf des Abflussjahres

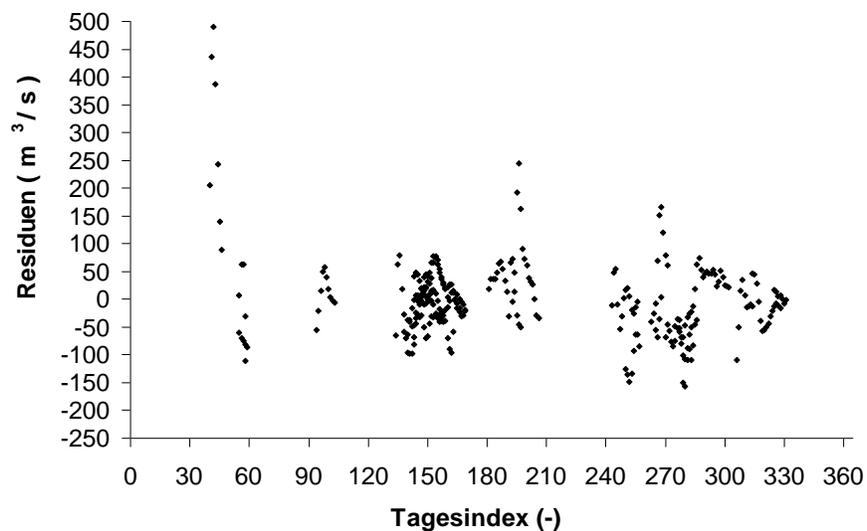


Abbildung A-11: Residuen des linearen Begleitmodells (Mittelgebirge) gegenüber den Positionen der Basisperiode Abflussjahr ($\tau = 1, \dots, 365$, entsprechend 1. November bis 31. Oktober).

A.14 Analyse der Identifizierbarkeit von Kombinationen der Speicherkaskadenparametern im zustandsabhängigen Begleitmodell (Mittelgebirge)

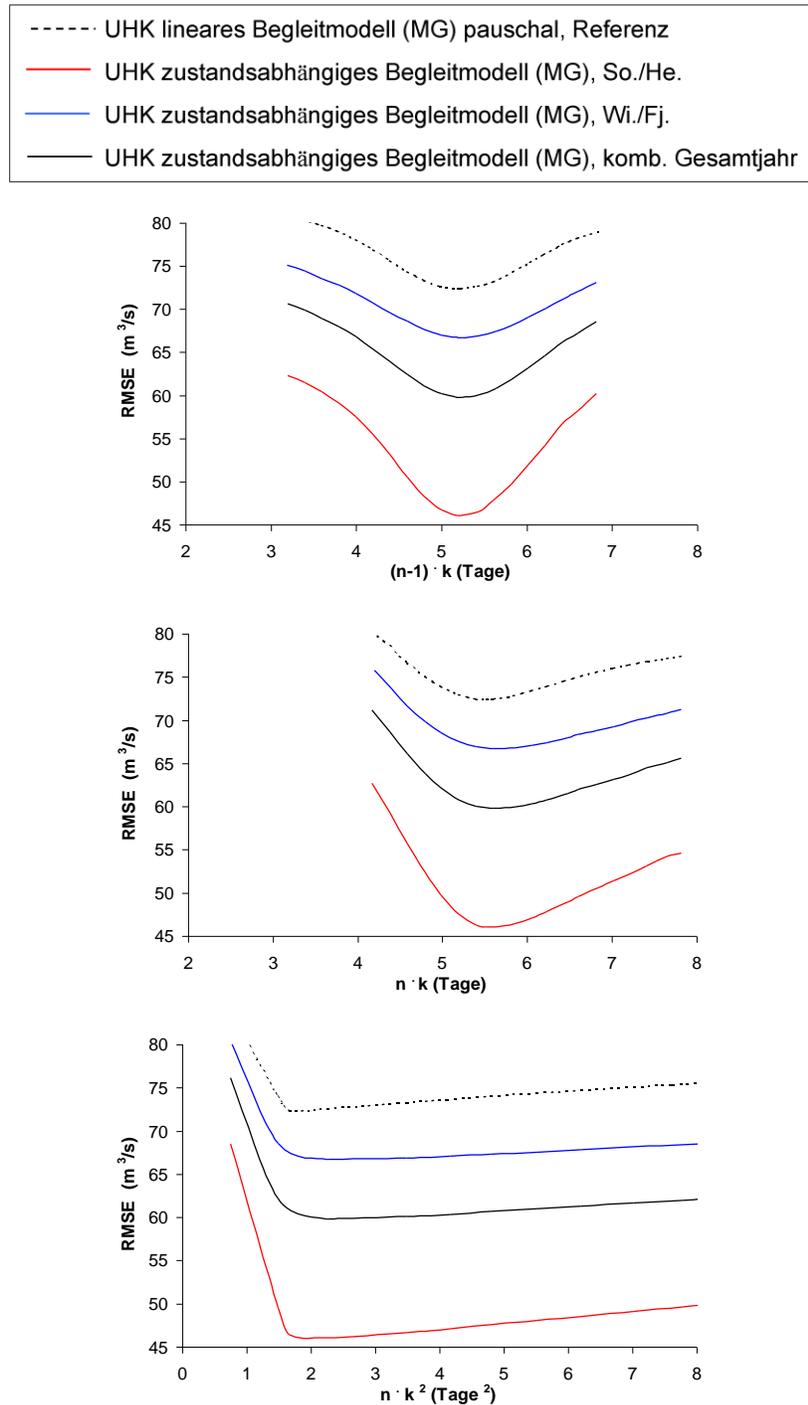


Abbildung A-12: Untere Hüllkurven (UHK) der RMSE-Antwortflächen des zustandsabhängigen Begleitmodells (MG) gegenüber verschiedenen Kombinationen der Speicherkaskadenparameter. Die UHK beziehen sich auf die Halbjahre Sommer-Herbst und Winter-Frühjahr sowie auf deren Kombination im Gesamtjahr mit einheitlichen Speicherkaskadenparametern. UHK des linearen Begleitmodells dienen als Referenz.

A.15 Analyse der Parameteridentifizierbarkeit des Mittelgebirgsmodells für Sommer-Herbst bei fixierten und variierten Parametern des zustandsabhängigen Begleitmodells (Mittelgebirge)

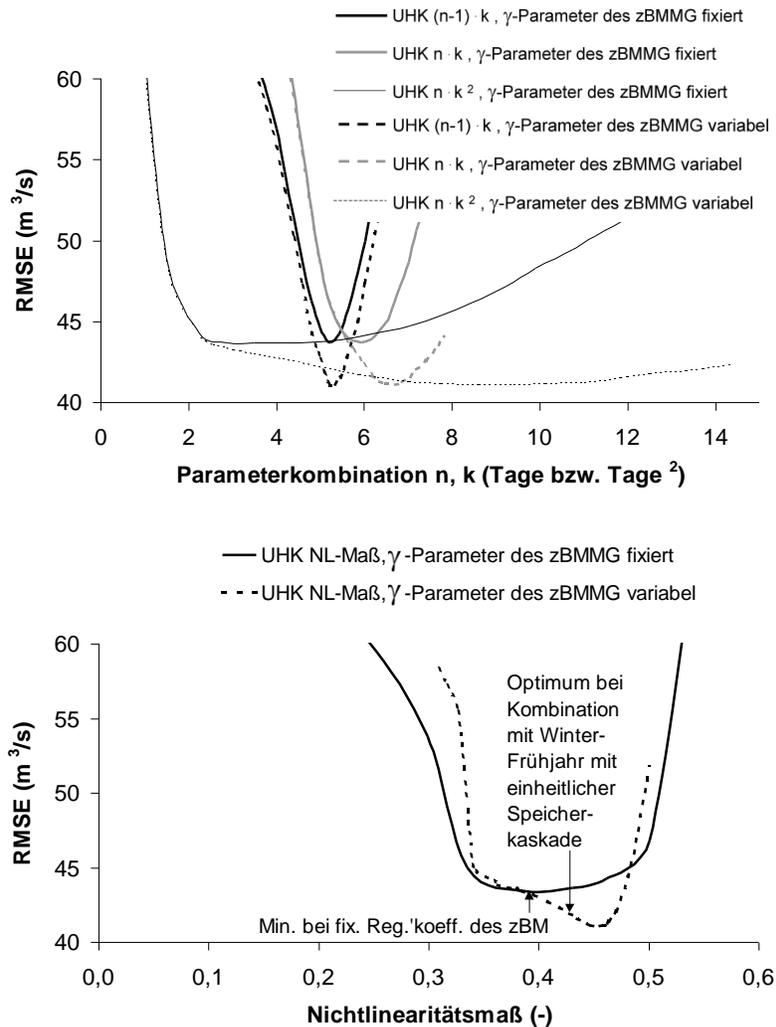


Abbildung A-13 (mit Fortsetzung auf Folgeseite): Untere Hüllkurven (UHK) der RMSE-Antwortflächen des Mittelgebirgsmodells (Endstufe) und des zustandsabhängigen Begleitmodells (zBMMG) im Sommer-Herbst für Parameter(kombinationen) der Speicherkaskade sowie der Gleichungen 40 (γ -Parameter des zBMMG) und 41 (nichtlineare Transformation). Verglichen werden UHK der γ -Parameter des zBMMG sowie der anderen Parameter(kombinationen) des Mittelgebirgsmodells für fixierte γ -Parameter des optimalen zBMMG und für variierte γ -Parameter.

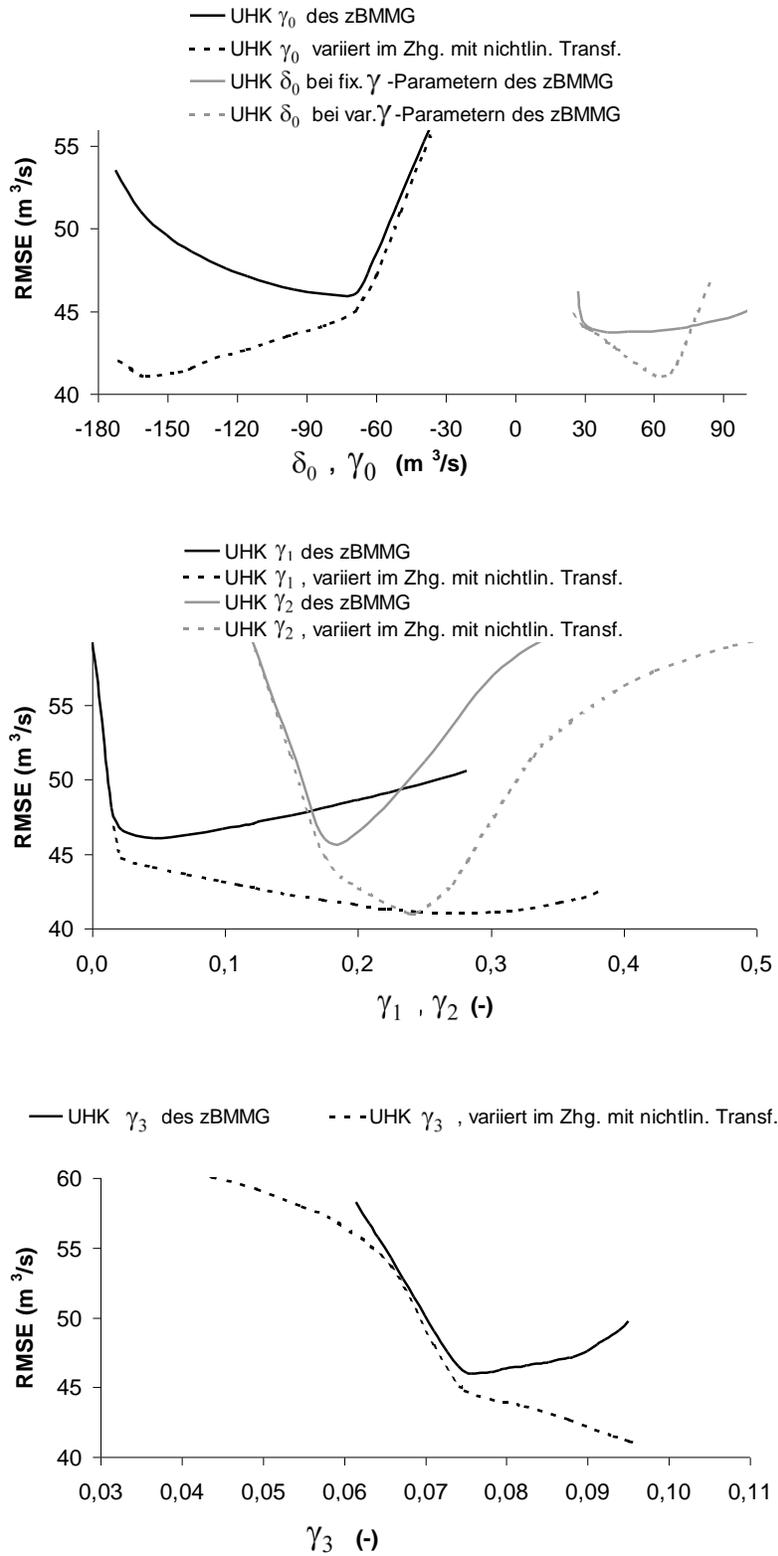


Abbildung A-13 (Fortsetzung von der vorangehenden Seite).

A.16 Kalibrierte Parameter des Mittelgebirgsmodells für Teilstichproben im Rahmen eines split-sample-Tests

Tabelle A-4: Kalibrierte Werte von Parametern oder Parameterkombinationen des Mittelgebirgsmodells für Teilstichproben vom Sommer-Herbst (So-He.) und Winter-Frühjahr (Wi-Fj.): a.) Parameter des zBMMG bei Speicherkaskadenparametern $n=14,1$ und $k=0,3$; b.) Parameter der nichtlinearen Transformationsfunktionen nach den Gleichungen 41 (Sommer-Herbst) und 44 (Winter-Frühjahr) bei $n=6,8$ und $k=0,9$ und den unter a.) angegebenen γ -Parametern des zBMMG.

a.)

Teilstichprobe	γ_0	γ_1	γ_2	γ_3
So-He. (1)	-96,8	0,035	0,197	0,095
So-He. (2)	-76,8	0,044	0,167	0,074
Wi-Fj. (1)	-21,1	0,0584	0,313	0,056
Wi-Fj. (2)	17,9	0,0610	0,256	0,030

b.)

Teilstichprobe	δ_0	δ_1	δ_2	Nichtlinearitätsmaß (δ_1, δ_2)	δ_3
So-He. (1)	72,9	-0,947	0,0097	0,48	----
So-He. (2)	82,4	-1,178	0,0123	0,45	----
Wi-Fj. (1)	120,0	-2,37	0,0139	0,56	0,31
Wi-Fj. (2)	124,9	-2,98	0,0145	0,58	0,37

A.17 Definition des Hochwasserszenarios „Schneedecke Frühjahr 2006 und Gebietsniederschlag Anfang Mai 1978“

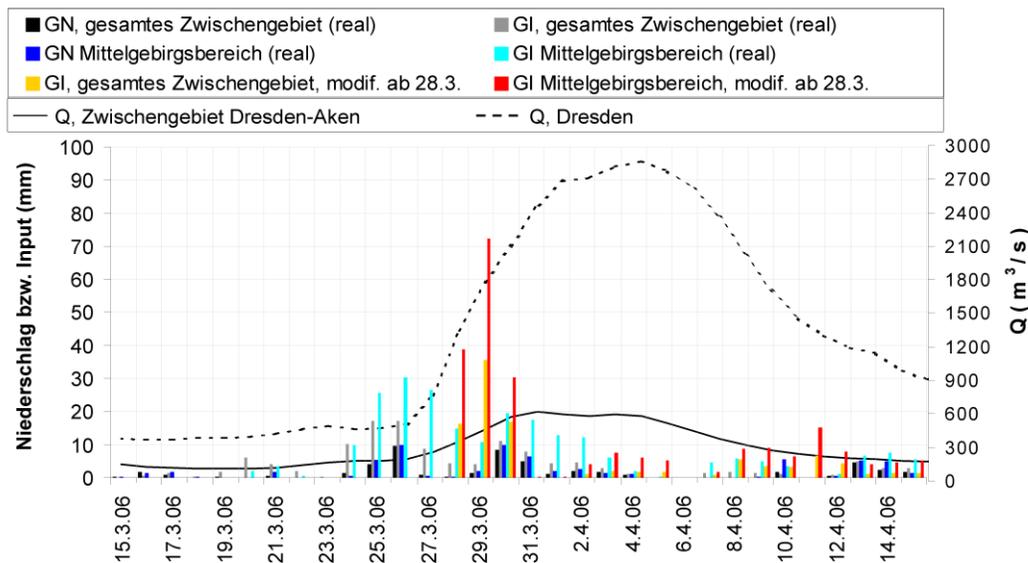


Abbildung A-14: Hochwasserszenario im Bereich des Zwischengebiets Dresden-Aken mit der Rekombination der realen Schneedecke vom Frühjahr 2006 und der Wetterlage vom Anfang Mai 1978 (ab 28.3.2006 angenommen). GN und GI stehen für Gebietsniederschlag bzw. Gebietsinput (unter Berücksichtigung der Schneeschmelze). Dargestellt sind auch die (realen) Abflussganglinien des Pegels Dresden und des Zwischengebiets..

Erklärung

Ich erkläre hiermit, dass ich die vorliegende Dissertation, abgesehen von der Benutzung der vollständig und genau bezeichneten Hilfsmittel, selbständig verfasst habe.

Martin Helms

Karlsruhe, 28.1.2015