

HEFT **33.13**

Simulation hydrologischer Systeme – Wie nah kommen wir der Realität?

Beiträge zum 3. Trierer Workshop zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung
am 17. und 18. September 2012 in Trier

Markus Casper und Oliver Gronz (Herausgeber)

Veranstalter:

- ≈ Universität Trier – Forschungszentrum für Regional- und Umweltstatistik (forumstat)
- ≈ Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften in der DWA, Aachen, Hennef



Hydrologische Wissenschaften

Fachgemeinschaft in der DWA

Markus Casper und Oliver Gronz (Herausgeber):

Simulation hydrologischer Systeme – Wie nah kommen wir der Realität?

**Beiträge zum 3. Trierer Workshop zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung
am 17./18. September 2012 in Trier**

Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung; Heft 33.13

ISBN: 978-3-944328-02-7

Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften, 2013

Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung

Herausgeber:

Fachgemeinschaft Hydrologische
Wissenschaften in der DWA
Geschäftsstelle
Theodor-Heuss-Allee 17
D – 53773 Hennef
Tel.: 02242/872 – 0
Fax: 02242/872 – 135
info@fghw.de
www.fghw.de

Vertrieb:

DWA Deutsche Vereinigung
für Wasserwirtschaft, Abwasser und
Abfall e.V., Bundesgeschäftsstelle
Theodor-Heuss-Allee 17
D – 53773 Hennef
Tel.: 02242/872 – 333
Fax: 02242/872 – 100
vertrieb@dwa.de
www.dwa.de

Univ.-Prof. Dr.-Ing. Heribert Nacken
Fachgemeinschaft Hydrologische
Wissenschaften in der DWA

Druck und Binden:
Vasen Big Print, Hennef

Univ.-Prof. Dr. -Ing. Markus Disse
Hauptausschuss Hydrologie und
Wasserbewirtschaftung der DWA

Umschlaggestaltung:
Dorit Steinberger, München

© FgHW – Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 2013

Alle Rechte, insbesondere die der Übersetzung in andere Sprachen, vorbehalten. Kein Teil dieser Publikation darf ohne schriftliche Genehmigung der Herausgeber in irgendeiner Form – durch Fotokopie, Mikrofilm oder irgendein anderes Verfahren – reproduziert oder in eine von Maschinen, insbesondere von Datenverarbeitungsmaschinen, verwendbare Sprache übertragen werden.

Die wissenschaftliche Richtigkeit der Texte, Abbildungen und Tabellen unterliegt nicht der Verantwortung der Herausgeber.

Vorwort

Am 17. und 18. September 2012 fand an der Universität Trier zum dritten Mal der Trierer Workshop zur N-A-Modellierung statt. 51 Teilnehmerinnen und Teilnehmer aus 5 Nationen bekamen mit 18 Vorträgen in 7 Sessions ein breites Themenspektrum geboten. Des Weiteren wurden einige Poster präsentiert. In diesem Tagungsband sind insgesamt 18 Textbeiträge vereint (16 Vorträge und 2 Poster).

Danksagung

Der Workshop wurde durch das Forschungszentrum für Regional- und Umweltstatistik der Universität Trier (forumstat) veranstaltet. Die Universität hat uns kostenfrei ihre Räumlichkeiten zur Verfügung gestellt. Sowohl die Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften in der DWA (FgHW) als auch die Deutsche Hydrologische Gesellschaft (DHG) haben diese Veranstaltung bereitwillig unterstützt und umfangreich beworben.

Der FgHW und namentlich dem Kollegen Heribert Nacken gilt unser Dank für die Bereitschaft, diese Schrift in der Reihe „Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung“ herauszugeben.

Allen Teilnehmerinnen und Teilnehmern sei an dieser Stelle für die sehr guten Vorträge und Poster und für die zahlreichen Diskussionsbeiträge gedankt!

Trier, im März 2013

Markus Casper & Oliver Gronz

Heft 33.13 Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung

3. Trierer Workshop zu Niederschlags-Abfluss-Modellierung „Simulation hydrologischer Systeme - Wie nah kommen wir der Realität?“

Inhalt:

Seite:

Einleitung

- M. Casper, O. Gronz:* 7
Die Simulation hydrologischer Systeme – Wie nah kommen wir der Realität?

Session 1: Modellantrieb

- H. Vietinghoff, N. Demuth, R. Jüpner:* 11
Validierung der Berechnung strahlungsklimatischer Parameter im Rahmen von Wasserhaushaltsberechnungen
- G. Horn, G. Johann, A. Treis:* 21
Hochwasservorhersage mit den Niederschlags-Ensembleprognosen COSMO-LEPS - ein Praxistest für die Emscher

Session 2: Schneemodellierung

- B. Klöcking, M. Heurich, M. Weber, C. Schiefer:* 33
Simulation der Schneedecke im Böhmerwaldökosystem als Grundlage für Wildtierforschung und- management
- I. Haag, M. Bremicker:* 49
Möglichkeiten und Grenzen der Schneesimulation mit dem Hochwasservorhersagemodell LARSIM

Session 3: Neue Konzepte

- S. Meyer, G. Riedel, T. Lichtenberg, G. Meon, S. Lange:* 59
Operationelle Hochwasservorhersage in Niedersachsen mit dem Wasserhaushaltsmodell Panta Rhei
- U. Wolf-Schumann, I. Lingemann, M. Hunger, O. Buchholz, M. Dorp, C. Elpers, C. Hellbach, B. Klein, P. Krahe, G. Krauter, K. Richter, S. Vollmer:* 67
LARSIM-ME: Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells Mitteleuropa

<i>P. Reggiani, D. Meißner:</i>	77
A distributed physically-based model of the River Mosel basin	

Session 4: Statistik

<i>I. Haag, U. Ehret, N. Demuth, K. Moritz:</i>	93
ProFoUnD: Ein Werkzeug zur statistischen Analyse von Abfluss- und Wasserstands vorhersagen und zur Ermittlung von Vorhersageunsicherheiten	
<i>H. Hellebrand, R. Ley, M. Casper:</i>	105
Catchment classification by means of hydrological models	

Session 5: Stadtabfluss

<i>M. Illgen, T. G. Schmitt:</i>	111
Hydrologie durchlässig befestigter Siedlungsflächen: Relevanz, Prozesse, Kenngrößen und Modellierung	
<i>M. Johst, N. Demuth:</i>	121
Simulation von Siedlungsflächenabfluss und Schwellenwertsystemen im LARSIM-Wasserhaushaltsmodell für Rheinland-Pfalz	

Session 6: Prozessorientierte Modellierung

<i>O. Gronz, M.C. Casper, P. Gemmar:</i>	131
Nutzung von Abflussprozessinformation in LARSIM	
<i>B. Kohl, L. Stepanek, H. Pirkl, R. Kirnbauer, V. Meyer, G. Markart:</i>	147
Verbesserungspotentiale bei der prozessorientierten Ereignismodellierung	

Session 7: Klimawandel

<i>I. Pohle, H. Koch, A. Gädeke, U. Grünewald:</i>	157
Simulation von Auswirkungen potenzieller Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt unter Berücksichtigung unterschiedlicher Datengrundlagen	
<i>B. Hausmann, H. Nacken:</i>	167
Mögliche Auswirkungen des Klimawandels auf das Abflussregime der Eifel-Rur	
<i>U. Ehret, E. Zehe, V. Wulfmeyer, K. Warrach-Sagi, J. Liebert:</i>	175
Sollten wir Bias-Korrekturverfahren auf Ergebnisse globaler und regionaler Klimamodelle anwenden?	

Posterbeiträge:

- O. Gutjahr, G. Heinemann:* 189
Comparing precipitation bias correction methods for high-resolution regional climate simulations using COSMO-CLM – Effects on extreme values and climate change signal
- D. Meißner, B. Klein, D. Lisniak:* 199
Kombination hydrologischer Modellansätze in der operationellen Wasservorhersage am Beispiel des Moseleinzugsgebietes

Verzeichnis der Autoren 207

Die Simulation hydrologischer Systeme – Wie nah kommen wir der Realität?

Markus Casper, Oliver Gronz

Einführung

Die Frage nach der Realitätsnähe hydrologischer Simulationen beschäftigt Wissenschaft und Praxis schon seit einigen Jahrzehnten. Lange ging es jedoch in der hydrologischen Forschung um eine möglichst gute Verhaltensnachahmung, was angesichts der Grundannahme der Stationarität hydrologischer Systeme auch zu vertreten war. Durch den Klimawandel, aber auch durch die Veränderung hydrologischer Systeme durch menschliche Eingriffe muss diese Stationaritätsannahme aufgegeben werden (MILLY et al. 2008). Das bedeutet jedoch in letzter Konsequenz, dass Modelle, die für gemessene Zeitreihen plausible Ergebnisse geliefert haben, unter geänderten Rahmenbedingungen möglicherweise nicht mehr das richtige Verhalten zeigen und damit nicht uneingeschränkt prognosefähig sind. Die Realitätsnähe eines Modells sollte sich daher eher nach dem Grad der Verhaltensklärung bemessen. Dazu ist es notwendig, sich eingehend mit den Antriebsdaten, den zugrunde liegenden Konzepten und letztendlich auch den Parametrisierungsstrategien zu beschäftigen.

Im Laufe des Workshops wurden viele Teilaspekte dieser Fragestellung beleuchtet:

- Ein korrekter Modellantrieb ist die Grundvoraussetzung für valide Simulationsläufe (Session 1).
- Gerade die Modellierung des Schnees stellt einen großen Unsicherheitsfaktor in der Modellkette dar: Hier müssen die bestehenden Konzepte genauer unter die Lupe genommen werden (Session 2).
- Neue Modellkonzepte oder die Verbesserung bestehender Modellkonzepte sind Thema in der Session 3.
- Statische Methoden helfen bei der Modellanalyse und vereinfachen die Modellparametrisierung (Session 4).
- Die Abflussbildung in urbanen Räumen wird in bestehenden N-A-Modellen oftmals zu stark vereinfacht. Insbesondere die Eigenschaften moderner, oftmals auf Wasserrückhalt ausgelegter Oberflächen, werden nicht ausreichend berücksichtigt (Session 5).
- Dem Ziel einer flächendetaillierten Berücksichtigung der dominierenden Abflussbildungsprozesse widmen sich die Beiträge zur Session 6.
- Zum Abschluss des Workshops ging es dann um den Klimawandel (Session 7): Zwei Anwendungsbeispiele machen die großen Unsicherheiten deutlich, die durch Konzepte und Daten verursacht werden. Im letzten Beitrag des Workshops wurde dann noch die Frage aufgeworfen, ob eine Bias-Korrektur von Klimasimulationen überhaupt erlaubt ist. Denn auch wenn diese Korrekturverfahren weit verbreitet sind (GUTJAHR & HEINEMANN, 2013), stellt sich die Frage nach der Konsistenz und Übertragbarkeit dieser Ansätze.

1. Modellantrieb

Die Kenntnis über Güte des Modellantriebs ist eine wichtige Voraussetzung für die vollständige Bestimmung der Vorhersageunsicherheiten. Eine häufige Ursache für Abweichungen zwischen Simulation und Realität sind dabei die hydrometeorologischen Eingangsdaten. Von Herrn Dr. Hartwig Vietinghoff (Universität Kaiserslautern) wurden die Abweichungen bei Verwendung unterschiedlicher Ansätze zur Berechnung der Globalstrahlung gegenübergestellt: zunächst die nach DVWK-Merkblatt 238 berechneten Werte, die Messwerte des DWDs sowie die Methode, die in LARSIM implementiert ist. Es konnten Funktionen zur Korrektur der systematischen Abweichungen ermittelt werden, die sich jedoch regional unterscheiden können. Herr Gordon Horn (Ruhr-Universität Bochum) zeigte die Simulationsergebnisse bei Verwendung der Niederschlags-Ensembleprognosen COSMO-LEPS im Vergleich zur deterministischen Vorhersage. Für eine Unsicherheitsanalyse bietet das Ensemble eine Orientierung, für eine Auswertung muss der Informationsumfang jedoch durch Reduktion auf die Quantile zusammengefasst werden. Hier zeigte das 75. Perzentil an den untersuchten Pegeln die beste Übereinstimmung.

2. Schnee

Die korrekte Simulation der Schneedecke ist eine wichtige Voraussetzung für eine präzise Vorhersage von Schneeschmelzereignissen in den Mittel- und Hochgebirgseinzugsgebieten. Von Frau Dr. Beate Klöcking (Büro für Angewandte Hydrologie, München) wurde ein Schneemodell für den Böhmerwald vorgestellt. Es unterstützt die Auswahl geeigneter Flächen für zusätzliche Schutzzonen, indem die räumliche und zeitliche Schneedynamik wiedergegeben wird, einer entscheidenden Randbedingung für die Habitatwahl. Herr Dr. Ingo Haag-Wanka (HYDRON, Karlsruhe) zeigte die Möglichkeiten und Grenzen der Schneesimulation mit dem Modell LARSIM auf. Ein besonders kritischer Punkt ist die Abbildung der Grenztemperatur zur Unterscheidung zwischen Schnee und Regen, was durch eine Nachführung der Schneehöhen mittels Messdaten bei der langfristigen Simulation kompensiert werden kann. Die detaillierte Simulation der Prozesse in der Schneedecke ist jedoch bei ausreichender Datenlage grundsätzlich möglich.

3. Neue Konzepte

In dieser Session wurden einige neue Modellkonzepte bzw. Modellmodifikationen vorgestellt. Herr Sebastian Meyer (Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz) berichtete über die Umsetzung des Modells Panta Rhei im Land Niedersachsen. Es wird sowohl zur Planung als auch zur Hochwasservorhersage und Klimafolgenforschung eingesetzt. Besonders erwähnenswert sind die Anbindung an das zentrale wasserwirtschaftliche Betriebsdateninformationssystem des Landes, die nutzerfreundliche, praxisorientierte Bedienung sowie die im operationellen Betrieb bisher verlässlichen Ergebnisse. Über den Aufbau eines bezüglich der Fläche äußerst umfangreichen Modells hat Herr Wolf-Schumann (Firma Hydrotec, Aachen) berichtet: Mit einer modifizierten Version des Modells LARSIM (LARSIM-ME) wurde Mitteleuropa abgebildet. Die bei der Fläche notwendige Technik, die Kalibrierung weniger Gebiete und die Regionalisierung der Parameter, wurde ebenso wie der grundsätzliche Modellaufbau und die Datenlage vorgestellt.

Herr Dr. Fenicia (CRP-GL, Luxemburg) stellte in seinem Vortrag FLEXMODEL vor, einen Modellierungsansatz, der für ein Einzugsgebiet nicht nur einen individuellen Parametersatz, sondern jeweils auch eine individuelle Modellstruktur vorsieht. Details sind in FENICIA et al. (2011) nachzulesen. Eine Beispielanwendung dieses Konzeptes ist auch im Beitrag von HELLEBRAND et al. (2013) zu finden.

Ein in der Fachwelt viel diskutiertes Konzept ist das REW model (REGGIANI, 1998). Herr Dr. Reggiani (DELTARES, Delft/NL) stellte eine Beispielanwendung dieses Modells für das Moselgebiet vor, das in Zukunft von BfG in Koblenz betrieben wird. Dieses Modell ergänzt nun das Modellportfolio der BfG um einen weiteren, physikalisch basierten Modellansatz (siehe dazu auch den Beitrag von MEISSNER et al., 2013).

4. Statistik

In dieser Session wurden zwei sehr unterschiedliche Themen behandelt. Herr Dr. Haag (HYDRON, Karlsruhe) stellte mit ProFoUnD eine Arbeitsumgebung vor, die den Modellierer bei der Analyse und Optimierung von Simulationsläufen unterstützt. Herr Dr. Hellebrand (Hydrosol, Trier) ging in seinem Vortrag auf die Möglichkeit ein, Modellstruktur und Parameter aus dem realen Abflussverhalten von Einzugsgebieten vorab zu schätzen. So konnte er anhand von einigen Beispielen zeigen, dass sich Modellparameter zwischen Einzugsgebieten innerhalb eines Clusters mit ähnlichem Abflussverhalten gut übertragen lassen.

5. Stadtabfluss

Der Abfluss aus urbanen Räumen wird in hydrologischen Modellen oft stark vereinfacht dargestellt, die Annahme eines festen Abflussbeiwertes deckt sich nicht mit den experimentellen Ergebnissen, die Herr Dr. Illgen (DAHLEM Beratende Ingenieure, Darmstadt) in seinem Vortrag vorgestellt hat. Versiegelte Flächen zeigen ein sehr breites Reaktionsspektrum auf Niederschläge. Alterungs- und Kolmationsvorgänge führen zudem zu einer Veränderung der Durchlässigkeit bzw. des Speichervermögens mit der Zeit. Insgesamt unterschätzt wird die hohe zeitliche Variabilität der Niederschlagsspeicherung in teildurchlässigen Pflasterungen, was in Teilen eine Erklärung für die relativ schlechte Nachbildung des Stadtabflusses im Vortrag von Frau Dr. Johst (UDATA, Neustadt/Wstr.) sein könnte. Im gleichen Vortrag wird noch eine weitere Schwäche von Speichermodellen diskutiert: Bei Schwellenwertprozessen ist es sehr schwierig, den Abflussbeginn richtig zu treffen.

6. Prozessorientierte Modellierung

Wenn es gelingt, räumliche Informationen über die (dominierenden) Abflussprozesse zu gewinnen und diese zu nutzen, um Modelle zu parametrisieren, ist eine größere Realitätsnähe (räumliche Muster) bei Abflusssimulation zu erwarten. Herr Gronz (Uni Trier) stellt in seinem Vortrag einen Ansatz vor, die Klassifizierung der bodenhydrologischen Karte im Einzugsgebiet der Nahe für die Parametrisierung des N-A-Modells LARSIM zu nutzen. Er konnte zeigen, dass inhomogen parametrisierte Modelle, die die räumlichen Muster der Abflussprozesse nachzeichnen, die Abflussdynamik eines Gebietes besser abbilden können. Herr Dr. Kohl und Herr Stepanek (BFW, Innsbruck) stellen in Ihrem Vortrag fest, dass Verbesserungspotenziale auf drei Ebenen der prozessorientierten Ereignismodellierung bestehen: (1) Die

Kenntnis der raumzeitlichen Verteilung des Niederschlags verbessert die Ereignissimulation bei einfachen Abflussbeiwertverfahren, (2) zusätzliche Niederschlagssimulationen erlauben eine bessere Schätzung des Oberflächenabflussanteils bei Starkregen und (3) bessere Erhebungsmethoden verbessern die Abschätzung des Zwischenabflussanteils. Herr Marold (Marburg/Wiesbaden) stellte danach einen eigenen Ansatz vor, Abflussprozesse räumlich abzuschätzen.

7. Klimawandel

Frau Pohle (BTU Cottbus) verwendet das Modell SWIM im Neiße-Einzugsgebiet um den Einfluss von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt abzuschätzen. Ihre Untersuchungen machen deutlich, dass je nach Datenlage (hier räumliche Auflösung der Bodeninformation) zwar am Gebietsauslass sehr ähnliche Ergebnisse erzielt werden, in der Fläche sind die Unterschiede jedoch sehr groß. Sollen daher auf der Teileinzugsgebietsskala valide Aussagen gemacht werden, muss die Bodeninformation einen ausreichenden Detaillierungsgrad aufweisen. Herr Hausmann (RWTH Aachen) stellt einige Ergebnisse aus einem grenzüberschreitenden EU-Projekt zur Anpassung der Maas an die Folgen des Klimawandels vor. Für das Teileinzugsgebiet der Eifel-Rur ergaben sich konsistente Aussagen. Allerdings wurden im Gesamtgebiet teilweise sehr unterschiedliche Klimaänderungsfaktoren ermittelt, was die Simulation für die Maas selbst sehr unsicher macht. Die Ausgaben von Klimamodellen sind oft deutlich mit einem Bias behaftet. Daher werden sehr unterschiedliche Verfahren der Bias-Korrektur eingesetzt. Herr Dr. Ehret (Karlsruher Institut für Technologie) kritisierte in seinem Beitrag, dass viele der eingesetzten Verfahren weder konsistent noch universell sind. So erhöht eine Bias-Korrektur zwar die Übereinstimmung von Simulation und Beobachtung, doch wird eine physikalische Erklärung meist nicht geliefert. Die systematische Analyse des Bias in Klimasimulationen muss zu Verbesserungen in der Modellstruktur selbst und/oder Parametrisierung führen. Denn nur physikalisch konsistente Datensätze sind für eine valide Projektion ohne Einschränkung geeignet.

Literatur

- FENICIA, F., D. KAVETSKI & H.H.G. SAVENIJE (2011): Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling: 1. Motivation and theoretical development. *Water Resour. Res.*, 47, W11510, doi:10.1029/2010WR010174
- GUTJAHR, O. & G. HEINEMANN (2013): Comparing precipitation bias correction methods for high-resolution regional climate simulations using COSMO-CLM – Effects on extreme values and climate change signal (Posterbeitrag), in diesem Band.
- HELLEBRAND, H., LEY, R. & M. CASPER (2013): Catchment classification by means of hydrological models, in diesem Band.
- MEISSNER, D., KLEIN, B. & D. LISNIAK (2013): Kombination hydrologischer Modellansätze in der operationellen Wasserstandsvorhersage am Beispiel des Moseleinzugsgebietes (Posterbeitrag), in diesem Band.
- MILLY, P.C.D., BETANCOURT, J., FALKENMARK, M., HIRSCH, R.M., KUNDZEWICZ, Z.W., LETTENMAIER, D.P. & R. J. STOUFFER (2008): Stationarity Is Dead: Whither Water Management, *Science* 319:573-574.

Validierung der Berechnung strahlungsklimatischer Parameter im Rahmen von Wasserhaushaltsberechnungen

Hartwig Vietinghoff, Norbert Demuth, Robert Jüpner

Zusammenfassung

Im Rahmen wasserhaushaltlicher Modellierungen sind bei Betrachtung längerer Zeiträume Differenzen zwischen berechneten und gemessenen Bilanzgrößen zu verzeichnen. Neben der Gebietsparametrisierung und der Regionalisierung meteorologischer Größen stellen auch die Methoden der Messung und Berechnung wesentlicher Eingangsgrößen eine Ursache für diese Abweichungen dar. Dies betrifft vor allem auch die Globalstrahlung, die als energetischer Input von großer Bedeutung für die Verdunstung und deren Berechnung ist, für die Mehrzahl der meteorologischen Stationen aber bis heute aus der Sonnenscheindauer abzuleiten ist.

Es werden verschiedene Methoden der Ableitung der Globalstrahlung bewertet, systematische Abweichungen der berechneten von den gemessenen Werten quantifiziert sowie die Entstehung und Fortpflanzung der Fehler in der Berechnung der Evapotranspiration betrachtet. Grundlage sind die Daten der meteorologischen Beobachtungen an verschiedenen Stationen des DWD in Südwestdeutschland sowie der Station der Technischen Universität Kaiserslautern.

1. Einleitung

In der Wasserhaushaltsmodellierung, wie sie in Rheinland-Pfalz vor allem mit dem Programmsystem LARSIM (LUDWIG & BREMICKER [eds.], 2006) durchgeführt wird, treten bei Betrachtung längerer Zeiträume Differenzen zwischen gemessenen und berechneten Elementen der Wasserbilanz auf. Eine mögliche Ursache dieser Abweichungen liegt in der Ableitung der Globalstrahlung aus der Sonnenscheindauer, die für viele Stationen bis heute noch in Ersatz fehlender Strahlungsmessungen durchzuführen ist.

In vorliegender Untersuchung, die auf Veranlassung des Landesamtes für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz vorgelegt wird, sind die aus der Ableitung der Globalstrahlung aus der Sonnenscheindauer resultierenden Abweichungen von gemessenen Werten, wie auch die Auswirkungen abweichender Ergebnisse auf die Verdunstungsberechnung zu quantifizieren. Darüber hinaus sind Sensitivitätsbetrachtungen mit dem Ziel der nachfolgenden Verbesserung der Anpassungsgüte durchzuführen.

2. Datengrundlagen und Ansätze der Berechnung der Globalstrahlung

Neben den Beobachtungsdaten der Station des Fachgebietes Wasserbau und Wasserwirtschaft der TU Kaiserslautern (49°25' N, 7°45' E, ca. 275 m ü. NN; Reihe 04/2010-05/2012) standen die Reihen der täglichen Sonnenscheindauern und Globalstrahlungen an der Station Trier-Petrisberg (49°44' N, 06°39' E, 265 m ü NN) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) (01.01.2002 – 31.12.2011) zur Verfügung (DWD 06.07.12).

Durch das LUWG wurden zusätzliche DWD-Daten (2004-06/2008) der Stationen:

- Mannheim (49°30' N, 08°33' E, 96 m ü NN),

- Gießen (50°36' N, 08°39' E, 203 m ü. NN),
- Geisenheim (49°59' N, 07°57' E, 110 m ü NN) und
- Saarbrücken (49°13' N, 07°07' E, 320 m ü. NN) übermittelt.

Aufgrund des vergleichsweise großen instrumentellen Aufwandes der Messung der strahlungsklimatischen Größen liegen Globalstrahlungsmessungen immer noch von nur von relativ wenigen meteorologischen Stationen vor. Der DWD betreibt aktuell deutschlandweit 117 Stationen mit Strahlungsmessungen einschließlich der Globalstrahlung. Bei Fehlen der Messungen müssen Berechnungen auf Grundlage anderer Parameter herangezogen werden. Dabei werden in der Regel regressionsanalytisch bestimmte Ableitungen aus der Sonnenscheindauer in der von ÅNGSTRÖM (1924) entwickelten und von PRESCOTT (1940) sowie einer Vielzahl weiterer Bearbeiter modifizierten Grundform angewandt. Auch Ableitungen der Globalstrahlung aus dem Bedeckungsgrad sind möglich, diese erbringen in der Regel aber schlechtere Anpassungen im Vergleich zu den vorgenannten Methoden (z. B. IZIOMON & MAYER 2002).

Folgende Gleichungen zur Ableitung der Globalstrahlung aus der Sonnenscheindauer werden betrachtet:

- Der in LARSIM verwendete Ansatz (LUDWIG & BREMICKER [eds.], 2006, GERLINGER 2008):

$$(1) \quad RG = RA2 * \left(\eta * \left(a + \frac{b \cdot SD}{N} \right) + c * (1 - \eta) \right)$$

mit: η ... Faktor, 0 für Tage mit $SD = 0$, sonst 1
 a, b, c ... empirische Faktoren ($a = 0,24$, $b = 0,55$ [Sommer] bzw. $b = 0,50$ [Winter], $c = 0,15$),
 SD ... gemessene Sonnenscheindauer,
 N ... Tageslänge.

- Der im DVWK-Merkblatt 238 (1996) und von anderen Autoren (z. B. FOKEN 2006) empfohlene Ansatz:

$$(2) \quad RGJ = Rex * \left(0,19 + 0,55 * \frac{SD}{SD_{max}} \right)$$

mit: Rex extraterrestrische Strahlung und
 SD_{max} maximale Sonnenscheindauer.

Die Auswirkungen unterschiedlicher Ergebnisse der Globalstrahlungsberechnung auf wasserhaushaltliche Bilanzierungen werden unter Verwendung der Methoden von TURC (1961) und PENMAN-WENDLING (WENDLING et al. 1991) betrachtet.

3. Ergebnisse Globalstrahlungsberechnungen

Die Berechnung der Globalstrahlung aus der Sonnenscheindauer ist robust, allerdings zeigen die Messwerte eine Streuung, die nur zum Teil mit den Berechnungen dargestellt wer-

den können. Der Informationsgehalt der Sonnenscheindauer als Grundlage der Globalstrahlungsberechnung ist eingeschränkt, da die tatsächlichen Strahlungsverhältnisse nur im Sinne einer komplementären Aussage (Unter-/ Überschreitung des Schwellenwertes) erfasst werden. Die erheblich größere Variabilität der atmosphärischen Bedingungen wird vernachlässigt.

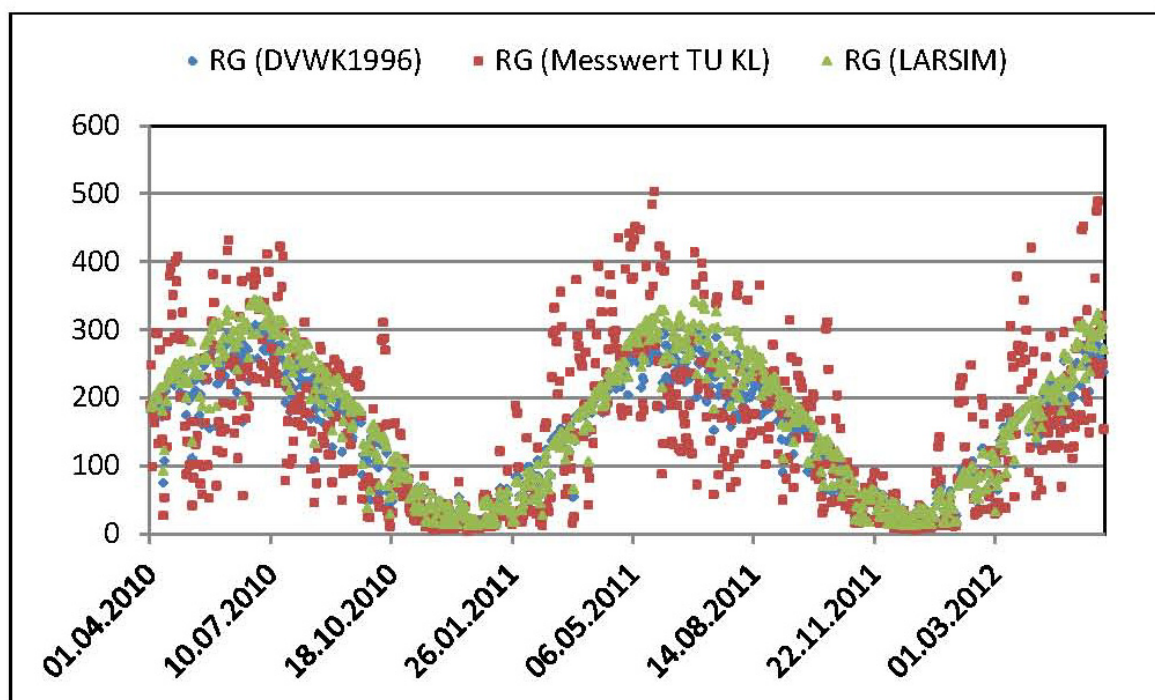


Abb. 1: Globalstrahlung Messungen vs. berechnete Werte – Station TU Kaiserslautern

In der Akkumulation zu mittleren monatlichen Strahlungsflüssen ergeben sich für die gemessenen und berechneten Globalstrahlungen folgende Zusammenhänge:

Die berechneten Strahlungswerte weichen von den Messwerten insbesondere im hydrologischen Sommerhalbjahr signifikant ab. Dabei werden mit dem LARSIM-Ansatz zu hohe Werte (im Mittel der 5 Stationen und der Monate des hydrologischen Sommerhalbjahres ca. 6,2 %), mit der DVWK-Anpassung zu geringe Werte (ca. -7,8 %) berechnet. Der LARSIM-Ansatz zeigt eine engere Anpassung an die Messwerte. Lediglich für die Station Gießen zeigt die Berechnung mit der DVWK-Gleichung eine bessere Kalibrierung. Die winterlichen Werte zeigen auf geringerem Niveau deutlich kleinere Abweichungen. Dabei resultieren aus der Berechnung mit dem DVWK-Ansatz zum Teil Überschätzungen der Globalstrahlung.

Tab. 1: Berechnete Globalstrahlung vs. Messwerte – Mittel hydrologische Sommerhalbjahre

Station	$R_{G(DVWK)}$	$R_{G(LARSIM)}$	RG Messwert
Trier-Petrisberg	161,7 (-8,9 %)	185,3 (+6,25 %)	174,4
Mannheim	168,3 (-7,7 %)	192,6 (+6,7 %)	180,5
Gießen	162 (-3,0 %)	185,8 (+11,2 %)	167,1
Geisenheim	164,8 (-10 %)	189 (+3,2 %)	183
Saarbrücken	164,9 (-9,5 %)	188,8 (+3,5 %)	182,4

Die saisonale Differenzierung wird exemplarisch für die Station Trier-Petrisberg dargestellt (Abbildung 2).

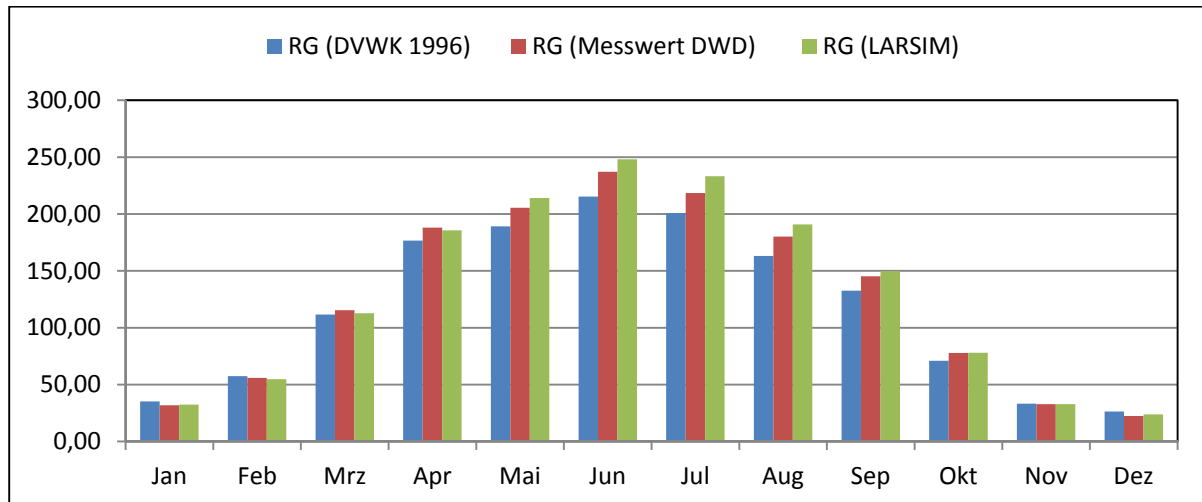


Abb. 2: Mittlere Globalstrahlung (W/m^2) (Monatsmittel) – Messungen vs. berechnete Werte – Station Trier-Petrisberg (2002-2011)

4. Auswirkungen auf die Verdunstung

Die Insolation der Sonne ist der energetische Antrieb der Verdunstung. Insofern ist ein deutlicher Einfluss systematisch abweichender Globalstrahlungswerte auf wasserhaushaltliche Berechnungen zu erwarten. Um die Größenordnung der Beeinflussungen der abgeleiteten Verdunstungshöhen zu ermitteln, werden längere Reihen der berechneten und gemessenen Globalstrahlungen in verschiedenen Ansätzen der Verdunstungsermittlung berücksichtigt.

In der Berechnung der potentielle Evapotranspiration nach TURC (1961) ergeben sich für die Reihen der genannten Stationen im mittleren hydrologischen Sommerhalbjahr folgende Ergebnisse:

Bei der Berechnung mit LARSIM-Globalstrahlung tritt eine Überschätzung der potentiellen Verdunstung gegenüber der Berechnung mit den gemessenen Strahlungswerten von 2,5 bis über 10 % auf. Dies entspricht einer um bis zu 50 mm erhöhten potentiellen Verdunstung im hydrologischen Sommerhalbjahr.

Bei Einbeziehung der mit dem DVWK-Ansatz berechneten Globalstrahlungen werden dagegen um -2,5 bis -9,1 % niedrigere Werte im Vergleich zur Ableitung aus den Messwerten berechnet.

Die Unterschiede zwischen den Verdunstungen aus den berechneten Werten der Globalstrahlung sind beträchtlich (11,4 – 12,7 % der Summen der Messwerte) und relativ einheitlich.

Tab. 2: Potentielle Evapotranspiration n. Turc 1961 (hydrol. Sommer, in mm), berechnet mit variablen Globalstrahlungen (abgeleitete und Messwerte)

Station	PET _{TURC(RGDVWK)}	PET _{TURC(RGLARSIM)}	PET _{TURC(RGMesswert)}
Trier-Petrisberg	480 (-7,2 %)	539 (+4,2 %)	517
Mannheim	527 (-5,9 %)	593 (+5,9 %)	560
Gießen	476 (-2,5 %)	538 (+10,2 %)	488
Geisenheim	509 (-9,1 %)	574 (+2,5 %)	560
Saarbrücken	481 (-8,4 %)	543 (+3,4 %)	525

In der Berechnung der potentiellen Verdunstung nach PENMAN-WENDLING (WENDLING et al. 1991) ergibt sich ein vergleichbares Resultat.

Tab. 3: Potentielle Evapotranspiration nach PENMAN-WENDLING (hydrol. Sommer, in mm), berechnet mit variablen Globalstrahlungen

Station	PET _{TURC(RGDVWK)}	PET _{TURC(RGLARSIM)}	PET _{TURC(RGMesswert)}
Trier-Petrisberg	498 (-7,5 %)	557 (+3,5 %)	538
Mannheim	547 (-5,5 %)	626 (+8,1 %)	579
Gießen	482 (-2,5 %)	541 (+9,5 %)	494
Geisenheim	529 (-8,5 %)	584 (+1,0 %)	578
Saarbrücken	514 (-8,2 %)	576 (+2,9 %)	560

Die potentielle Evapotranspiration sowohl nach TURC (1961) als auch nach PENMAN-WENDLING kennzeichnet die Gesamt-Verdunstung von kurzgeschorenen Grasbeständen bei ständig ausreichender Wasserversorgung.

Bei Annahme einer im Sommerhalbjahr jeweils über längere Zeiträume eingeschränkten Wasserversorgung über den Bodenwasserhaushalt ist von einer deutlich geringeren Verdunstung auszugehen. Geht man allerdings von höheren Bestandsdichten und –höhen der Vegetation aus, so sind auch erheblich höhere absolute Verdunstungsraten im Vergleich zu den Grasnarben in den oben genannten Ansätzen zu veranschlagen. Dies betrifft insbesondere Flächen mit ungestresster Verdunstung (z. B. Auwälder, Feuchtgebiete).

Insgesamt erscheint somit die Größenordnung der Überschätzung der flächenhaften Verdunstung bei Berechnung mit nach LARSIM-Ansatz abgeleiteten Globalstrahlungen um 30 – 50 mm im hydrologischen Sommerhalbjahr realistisch.

5. Ursachen der Abweichungen

Eine direkte Ermittlung der Ursachen der Abweichungen der berechneten von den gemessenen Werten ist nicht möglich. Im Vergleich der beiden hier einbezogenen Gleichungen (LARSIM – Ansatz, DVWK 1996) lassen sich allerdings erste Ansatzpunkte finden. Die nachfolgenden Betrachtungen basieren dabei auf Berechnungen mit den Koordinaten der Station Trier (extraterrestrische Strahlung, Tageslänge) und den Reihen der meteorologischen Beobachtungen an gleichem Orte.

Die regressionsanalytisch kalibrierten Gleichungen (1, 2) weisen im jeweiligen linearen Ansatz unterschiedliche Faktoren auf. So gehen für Tage mit Sonnenscheindauern > 0 durch

den Faktor a beim LARSIM-Ansatz mindestens 24 % der extraterrestrischen Strahlung, beim DVWK-Verfahren mindestens 19 % in die berechnete tägliche Globalstrahlung ein. Die winterliche Reduktion des Faktors b in Gleichung 1 auf 0,5 reduziert den Unterschied in diesem Zeitraum.

Die Strahlungssumme am Rand der Atmosphäre wird mit abweichenden Ansätzen berechnet. Es ergeben sich daraus etwas höhere Werte im LARSIM-Ansatz im Vergleich zur DVWK-Berechnung für den Zeitraum Mai – Mitte September und geringfügig niedrigere Werte im Zeitraum Dezember – März. Die maximale Abweichung von ca. $21,5 \text{ W/m}^2$ im Sommer (um den 15.07.) prägt durch die höheren relativen Sonnenscheindauern das Ergebnis letztlich stärker, im Vergleich zu den geringeren winterlichen Abweichungen (max. 15 W/m^2 um den 20.02.).

Unterschiedliche Berechnungsverfahren der Tageslängen verursachen über die relative Sonnenscheindauer Abweichungen in den kalkulierten Globalstrahlungen. Im Frühjahr resultieren beim LARSIM-Ansatz aus etwas kürzeren Tageslängen (Abweichungen max. $-0,39 \text{ h}$ bzw. ca. -23 min in der letzten Aprildekade) höhere relative Sonnenscheindauern und damit höhere Globalstrahlungen, im Herbst kehrt sich das Verhältnis (Abweichungen max. $0,32 \text{ h}$ bzw. ca. 14 min in der letzten Septemberdekade) um.

An Tagen ohne Sonnenschein ($SD = 0$) errechnet sich die Globalstrahlung im DVWK-Ansatz mit 19 % der Strahlungssumme am Rand der Atmosphäre, während aus dem im LARSIM Ansatz (1) zusätzlich eingefügten Term für trübe Tage 15 % der extraterrestrischen Strahlung als errechnete Globalstrahlung resultieren.

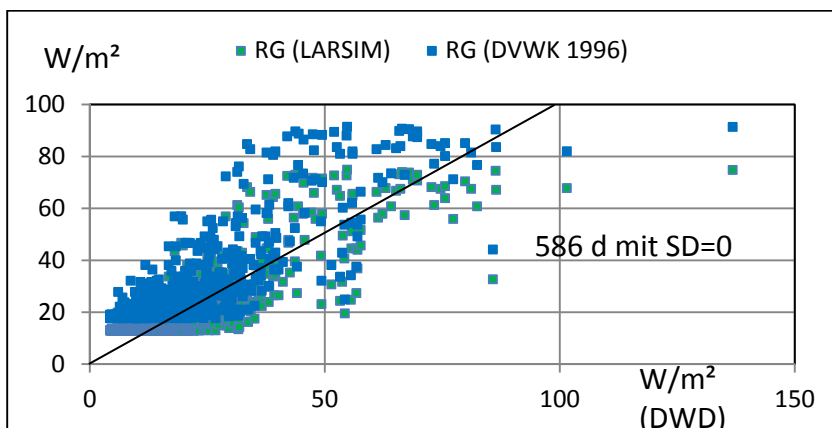


Abb. 3: Berechnung der Globalstrahlung an trüben Tagen ($SD=0$) – Station Trier - P.

Es zeigt sich allerdings, dass die niedrigeren errechneten Globalstrahlungen bei LARSIM eine bessere Anpassung an die gemessenen Werte für trübe Tage ermöglichen.

Nach Betrachtung der Einzelelemente beider Gleichungen und der aus diesen resultierenden Abweichungen der berechneten Globalstrahlungen stellt sich die Frage, wie sich diese Einzelabweichungen, die zum Teil gegenläufig wirken, in der Gesamtdifferenz und im saisonalen Verlauf anteilig widerspiegeln. Für die Reihe der Beobachtungen und Kalkulationen für die Station Trier-Petrisberg (2002-2011, ohne Fehlwerte) wurde dies durch iterative Berechnung der Tageswerte ermittelt und nach Akkumulation zu Monatssummen

der anteiligen und gesamten Abweichungen des mittleren Strahlungsflusses (Abb. 4) dargestellt.

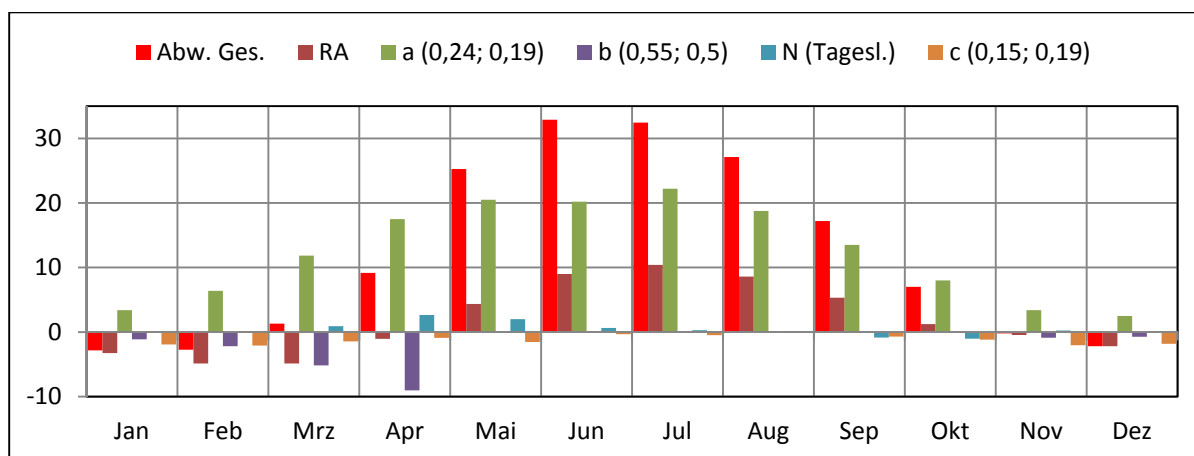


Abb. 4: Globalstrahlungsberechnung - absolute und anteilige Abweichungen nach Ursachen

Es wird deutlich, dass die Abweichungen zwischen den Resultaten beider Gleichungen im Sommerhalbjahr wesentlich durch den Faktor a und die unterschiedliche Berechnung der extraterrestrischen Strahlung verursacht werden. Die absolute winterliche Abweichung bleibt relativ gering. Bei einem geringeren Niveau (R_A , SD) ist dies durch eine teilweise vorhandene Kompensation der anteiligen Abweichungen zu erklären.

Relevant sind allerdings weniger die Abweichungen, die aus der Anwendung verschiedener Methoden der Berechnung resultieren. Maßgeblich ist die Minimierung der Differenzen der berechneten zu den gemessenen Werten.

Es ergibt sich aus den Ergebnissen der vorangegangenen Betrachtungen, dass eine Optimierung der Berechnungsmethodik vor allem durch Kalibrierung und regionale Differenzierungen der Gleichungen erreicht werden kann. Eine Überprüfung und Optimierung der Berechnungsalgorithmen für die extraterrestrische Strahlung und die Tageslängen kann nur sekundär zur Verbesserung der Anpassung beitragen.

6. Kalibrierung

Auf Grundlage der vorhandenen Datensätze kann eine Nachkalibrierung des in LARSIM verwendeten Ansatzes der Globalstrahlungsberechnung vorgenommen werden. Wie bereits ausgeführt, erscheint das nur für den Ansatz der Tage mit direkter Sonneneinstrahlung notwendig, der Term für Tage ohne Sonnenschein bleibt daher in den nachfolgenden Gleichungen unberücksichtigt.

Die Kalibrierung erfolgt auch vor dem Hintergrund folgender Fragestellungen:

Ist eine regionale Differenzierung notwendig oder bietet ein mittlerer Ansatz für größere Gebiete eine hinreichend gute Anpassung? Ist es sinnvoll zwischen Sommer- und Winterhalbjahr zu differenzieren?

Tab. 4: Kalibrierungsfunktionen - Stationen und Gesamt (Tage mit SD > 0)

(3) Trier-P.:	$R_g = RA * \left(0,248 + 0,499 * \frac{SD}{N}\right); r = 0,95$
(4) Mannheim:	$R_g = RA * \left(0,235 + 0,509 * \frac{SD}{N}\right); r = 0,95$
(5) Gießen:	$R_g = RA * \left(0,226 + 0,490 * \frac{SD}{N}\right); r = 0,931$
(6) Geisenheim:	$R_g = RA * \left(0,243 + 0,524 * \frac{SD}{N}\right); r = 0,954$
(7) Saarbrücken:	$R_g = RA * \left(0,243 + 0,508 * \frac{SD}{N}\right); r = 0,931$
(8) Gesamt:	$R_g = RA * \left(0,238 + 0,509 * \frac{SD}{N}\right); r = 0,943$

Die Unterschiede zwischen den Faktoren a und b der jeweiligen stationsbezogenen Sommer- und Wintergleichungen sind relativ gering (a: 0,01-0,05; b: 0,05-0,22) und zeigen nur geringe Abweichungen zu den Faktoren der dazugehörigen Ganzjahresgleichungen. Insofern scheint eine saisonale Differenzierung weniger sinnvoll zu sein.

Bei Betrachtung des gesamten Datensatzes (alle Stationen 2004-06/2008) ergibt sich eine Funktion, die nur geringfügig vom LARSIM-Ansatz für den Winter abweicht. Eine Nachkalibrierung macht insofern Sinn, dass mit regional unterschiedlichen Funktionen ohne saisonale Veränderungen gerechnet wird. Die Anwendung der Gleichungen 3 – 7 würde für die Stationen die mittlere Abweichung der berechneten von den gemessenen Werten im hydrologischen Sommerhalbjahr von 3,2 bis 11,2 % (Tabelle 1) auf jeweils etwa 0,1 – 1,2 % (Saarbrücken -0,1 %, Mannheim 1,2 %) reduzieren. Entsprechend würden sich Fehler in der Verdunstungsberechnung für diesen Zeitraum reduzieren.

Als stationsbezogene (Trier-Petrisberg) bzw. regionale Kalibrierung für das Trierer Gebiet resultiert:

$$(9) \quad R_g(NE) = RA * \left(\eta * \left(0,248 + 0,499 * \frac{SD}{N} \right) + 0,15 * (1 - \eta) \right)$$

Die sommerlichen Überschätzungen lassen sich im Weiteren dadurch vermindern, dass vor allem die oftmals zu hohen Ergebnisse der Ableitungen bei langen Sonnenscheindauern vermindert werden:

$$(10) \quad R_{gkor} = R_g(NE) * 0,985 \text{ (bei } SD_{rel} > 0,8 \text{ in den Monaten Juni, Juli und August).}$$

Die Abminderung um einen 1,5-prozentigen Anteil der extraterrestrischen Strahlung ergibt sich dabei nur bedingt aus der für diese Rahmenbedingungen (Station Trier-P., Wertepaare aus den Monaten Juni-August, $SD_{rel} > 0,8$) zu berechnenden Regression:

$$(11) \quad R_g(NE) = RA * \left(0,299 + 0,407 * \frac{SD}{N} \right); r = 0,681$$

In der Anwendung der Gleichungen 9 und 10 im Vergleich zum unveränderten LARSIM-Ansatz sowie den Messwerten ergibt sich das in Abbildung 5 dargestellte Ergebnis.

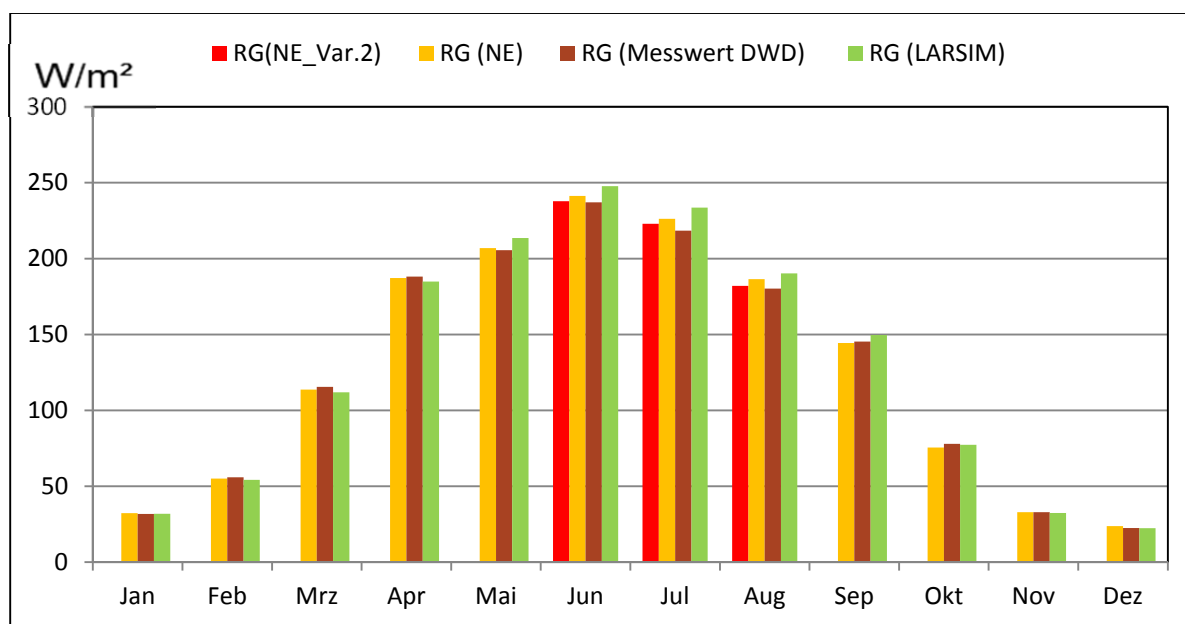


Abb. 5: Messwerte (Monatsmittel) der Globalstrahlung vs. versch. Schätzfunktionen

Mit diesem praktischen Ansatz ist eine Reduktion der mittleren Abweichungen für das Sommerhalbjahr auf etwa 0,5 % möglich.

6. Literatur

- ÄNGSTRÖM, A. (1924): Solar and terrestrial radiation. Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc. 50: 121-125.
- FOKEN, T. (2006): Angewandte Meteorologie – Mikrometeorologische Methoden. Springer, 2. Auflage.
- HINZPETER, H. (1959): Vergleichende Prüfung von Formeln zur Berechnung von Globalstrahlungssummen. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B 9: 60-72.
- IZIMON, M.G. & MAYER, H. (2001): Performance of solar radiation models – a case study. Agricultural and forest meteorology 110, 1-11.
- IZIMON, M.G. & MAYER, H. (2002): Assessment of some global solar radiation parameterizations. Journal of atmospheric and solar-terrestrial Physics 64, 1631-1643.
- KASTEN, F. (1983): Parametrisierung der Globalstrahlung durch Bedeckungsgrad und Trübungsfaktor. Annalen der Meteorologie 20, 49-50.
- LUDWIG, K. & BREMICKER, M. (eds., 2006): The Water Balance Model LARSIM – Design, Content and Applications. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Bd. 22.
- MUNEER, T., YOUNES, S. & MUNAWWAR, S. (2007): Discourses on solar radiation modeling. Renewable and sustainable Energy Reviews 11, 551-602.

Hochwasservorhersage mit den Niederschlags-Ensembleprognosen COSMO-LEPS - ein Praxistest für die Emscher

Gordon Horn, Georg Johann, Adrian Treis

Zusammenfassung

Zur Unterstützung der Hochwasserbewältigung betreibt die Emschergenossenschaft ein Hochwasservorhersagesystem (HOWIS-EG) im Online-Betrieb. Für verlässliche Hochwasservorhersagen ist die Qualität der Niederschlagsprognosen als Modelleingangsgrößen ein entscheidender Parameter. Das HOWIS-EG verwendet deshalb neben deterministischen Wetterprognoseprodukten auch das Ensemble-Vorhersagesystem COSMO-LEPS (Limited-area Ensemble Prediction System) in Form von 16 gleich wahrscheinlichen Ensembleprognosen als Modelleingangsgröße.

Zur Untersuchung der Güte des COSMO-LEPS Produkts im Hinblick auf die Qualität der Hochwasservorhersage werden für den Zeitraum von 2006 bis 2011 an zwei Pegeln im Emschergebiet die zehn höchsten Hochwasserereignisse ausgewählt.

Diese Ereignisse werden mit dem COSMO-LEPS Produkt sowie mit dem deterministischen Kürzestfristmodell COSMO-DE offline nachsimuliert. Die Simulationsergebnisse werden unter Verwendung verschiedener Gütekriterien mit den gemessenen Ganglinien verglichen.

Von ausgewählten Ensemblevorhersagen wird die Niederschlagsverteilung der einzelnen Ensemblemitglieder im Einzugsgebiet untersucht. Dabei wird neben der räumlichen Verteilung auch die Niederschlagssumme mit Radar-Niederschlagsmessungen gegenübergestellt.

Das Ziel der Untersuchung ist, die praktische Anwendbarkeit der Ensembleprognosen im Emschergebiet festzustellen. Dabei hat sich gezeigt, dass die Ensemble-Berechnung rein qualitativ als Orientierung für möglich eintretende Abflussverhältnisse in Form einer Unsicherheitsanalyse herangezogen werden kann. Zur Ergänzung der deterministischen Vorhersage erzielt das 0,75-Quantil des COSMO-LEPS Produkts nutzbare Ergebnisse. Die Tendenz geht allerdings dahin, dass die Ereignisse eher unter- als überschätzt werden. Der Hochwasserscheitel wird überwiegend zeitlich zu spät vorausgesagt. Die bisherige Erfahrung in der Praxis hat also gezeigt, dass die 16 Ensemble-Vorhersagen nicht alle gleich wahrscheinlich sind.

1. Einführung

Das Emschergebiet zeichnet sich mit seiner hohen Besiedlungsdichte durch eine hohe Vulnerabilität gegenüber Hochwasserereignissen aus. Dabei führt die seit über 100 Jahren zunehmende Flächenversiegelung weiterhin zur Verschärfung der Abflussverhältnisse. Hinzu kommt, dass infolge des Steinkohlebergbaus gefährliche potenzielle Überschwemmungsgebiete mit großen Wassertiefen entstanden sind. Das Hochwassermanagement für diese Gebiete gehört zu den zentralen, gesetzlich definierten Aufgaben der Emschergenossenschaft (GRÜN & JOHANN 2012). Ein wesentlicher Bestandteil des Hochwassermanagementkonzepts ist die Hochwasservorhersage zur Unterstützung der Hochwasserbewältigung. Die Emschergenossenschaft betreibt dazu ein Hochwasservorhersagesystem (HOWIS-EG) im Online-Betrieb (JOHANN et al. 2009).

Die Grundlage dafür bildet ein hydrologisches Gebietsmodell vom Typ NASIM, welches zur automatischen Hochwasservorhersage an die Vorhersageplattform Delft-FEWS gekoppelt ist. Um verlässliche modellbasierte Hochwasservorhersagen treffen zu können, ist die Qualität der Niederschlagsprognosen als Modelleingangsgröße essentiell. Aus diesem Grund wird vom HOWIS-EG neben den deterministischen Wetterprognoseprodukten (z.B. GME, COSMO-EU, COSMO-DE) auch das probabilistische Ensemble-Vorhersagesystem COSMO-LEPS (Limited-area Ensemble Prediction System) eingesetzt. Dieses umfasst ein Ensemble von 16 gleich wahrscheinliche Prognosen. Die Vorhersageprodukte werden vom Deutschen Wetterdienst über eine Kooperationsvereinbarung zur Verfügung gestellt (TREIS & KRÜSKEN 2011).

In der vorliegenden Untersuchung wird die Güte des COSMO-LEPS Produkts für die Hochwasservorhersage im Emschergebiet anhand der zehn höchsten Hochwasserereignisse, im Zeitraum von 2006 bis 2011 durch eine Offline-Simulation an zwei Pegeln, bestimmt.

2. Vorhersageprodukte

Bei den numerischen Wettervorhersagemodellen des DWD findet eine Unterscheidung zwischen den deterministischen und den probabilistischen Ensemble-Vorhersagen statt.

Die Unterscheidung ist darin begründet, dass aufgrund des chaotischen Verhaltens der Atmosphäre den immer genauer werdenden Vorhersagemodellen Grenzen gesetzt sind. Diese machen sich besonders in den nicht ausreichenden Kenntnissen von Anfangszustand, Randwerten, der hohen Nichtlinearität der Modellgleichungen aber auch einer unzureichend räumlichen Auflösung der Modellgitter bemerkbar (DWD 2010).

Während bei deterministischen Modellen bei jedem Vorhersagelauf genau ein Datensatz bereitgestellt wird, umfassen die Ensemble-Vorhersagen für jeden Prognosezeitpunkt mehrere einzelne Vorhersagen, welche alle mit einer gleichen Wahrscheinlichkeit eintreten können.

Bei deterministischen Vorhersagen wird der Anwender mit genau einer Vorhersage konfrontiert, welche für ihn in diesem Moment als Wahrheit anzusehen ist. Bei Ensemble-Vorhersagen ist die Möglichkeit gegeben, mehrere gleich wahrscheinliche Prognose-Zustände zu betrachten und als Unsicherheitsanalyse mit in die Entscheidung einzubeziehen. Bei den hier analysierten COSMO-LEPS Daten handelt es sich um ein physikalisch basiertes Ensemblesystem, welches durch verschiedene Anfangs- und Randbedingungen berechnet wird (MONTANI et al. 2010). Dem gegenübergestellt wird das Kurzzeitmodell COSMO-DE als deterministisches Vergleichsprodukt der konvektiven Skala. Beide Vorhersageprodukte werden folgend kurz vorgestellt.

COSMO-LEPS

Beim COSMO-LEPS Produkt handelt es sich um ein Ensemble-Vorhersagesystem, welches bei jedem Vorhersagelauf aus 16 gleich wahrscheinlichen Realisationen (Member) besteht und einmal am Tag (01:00 Uhr MEZ) bereitgestellt wird. Mit einer Vorhersagezeit von 132 Stunden ist es den Mittelfrist-Modellen zuzuordnen. Die Daten besitzen eine zeitliche Auflösung von drei Stunden und weisen eine horizontale Gitterweite von rund 7 km auf 40 verschiedenen vertikalen Ebenen auf. Basierend auf dem „Super-Ensemble“ des europäischen

Zentrums für mittelfristige Wettervorhersagen (EZMW), werden über eine Cluster-Analyse fünf Gruppen mit ähnlichen Vorhersagen gebildet. Über weitere Verfahrensschritte, wie MONTANI et al. (2010), werden aus einem Superensemble aus 153 Vorhersagen Gruppen ähnlicher Vorhersagen gebildet und daraus 16 repräsentative Member für das COSMO-LEPS Produkts ausgewählt.

COSMO-DE

Das deterministische Kurzzeitmodell COSMO-DE liefert täglich acht Vorhersagen mit einer zeitlichen Auflösung von drei Stunden (beginnend ab 01:00 Uhr MEZ). Die Vorhersagezeit beträgt jeweils 21 Stunden mit einer horizontalen Gitterweite von 2,8 km auf 50 vertikalen Ebenen. Aufgrund der hohen horizontalen Auflösung kann die atmosphärische Konvektion im mesoskaligen Bereich explizit repräsentiert werden. Die Randdatenversorgung wird über das niedriger aufgelöste Kurzfristmodell COSMO-EU sichergestellt (BALDAUF et al 2011).

3. Methodik der Gütebestimmung

Um in einem Praxistest die Güte der Niederschlags-Ensembleprognosen für die Hochwasserbewältigung im Emschergebiet beurteilen zu können, müssen Randbedingungen sowie Untersuchungsumfang genau definiert werden.

Über den Untersuchungszeitraum von fünf Jahren (Dezember 2006 bis November 2011) werden anhand gemessener Pegelganglinien die zehn höchsten Hochwasserereignisse ausgewählt. Betrachtet werden die Pegel Kläranlage Herne-Nord (327 km²) und Oberhausen Königstraße (773 km²) des Emscherhauptlaufs.

Für die Offline-Simulationen wird das HOWIS-EG im selben Umfang verwendet, wie im Online-Betrieb. Die Simulationen werden auf Grundlage des hydrologischen Gebietsmodells vom Typ NASIM als Grobmodell mit 95 Teileinzugsgebieten durchgeführt. Der Datenimport der Niederschlagsdaten sowie die Interpolation der Niederschläge auf die Flächen der einzelnen Teilgebiete finden über die Vorhersageplattform Delft-FEWS statt. Mithilfe eines FEWS-NASIM-Adapters werden die Vorhersagedaten automatisch auf die erforderliche Rechenschrittweite von fünf Minuten interpoliert und den einzelnen Teilgebieten zugeordnet. Die Auswertung der Daten im Anschluss an die NASIM-Simulation erfolgt wiederum direkt mit der Hilfe von FEWS (TREIS & KRÜSKEN 2011).

Für die Durchführbarkeit von ereignisspezifischen Simulationen mit den jeweiligen Vorhersageprodukten wird zunächst über den gesamten Zeitraum eine Langzeitsimulation mit terrestrischen Niederschlagsmessdaten vorgenommen. Somit ist zu jedem Vorhersagezeitpunkt T_0 für die anschließende Simulation sichergestellt, dass im Modell entsprechende Anfangsbedingungen vorgefunden werden.

Für jedes der zehn Ereignisse werden sowohl Simulationen mit dem COSMO-LEPS als auch dem COSMO-DE Produkt durchgeführt. Die Anzahl der Simulationen, also auch die Anzahl der verwendeten Vorhersagen, richtet sich dabei nach Umfang und Dauer des betrachteten Hochwasserereignisses sowie des verwendeten Produkts. Dabei wird sowohl sichergestellt, dass sich die erste zur Untersuchung herangezogene Vorhersage in ausreichendem zeitlichen Abstand zur betrachteten Hochwasserwelle, als auch T_0 (also der Beginn der Vorher-

sage) der letzten verwendeten Vorhersage sich am Ende des abfallenden Astes der gemessenen Pegelganglinie befindet. Somit kann die Entwicklung des Ereignisses über die gesamte Dauer erfasst werden.

Für jeden Vorhersagelauf (bezogen auf die COSMO-LEPS Daten für die Member jedes Vorhersagelaufs) werden kontinuierlich über den Zeitraum (Rechenschrittweite NASIM $T_i = 5$ Min) verschiedene Gütekriterien berechnet und zur Auswertung herangezogen. Der BIAS (statistische Verzerrung) beschreibt dabei die mittlere Differenz zwischen Messung und Simulation). Der Volumenfehler bezieht sich auf den gleichen Abweichungsfehler wie die BIAS-Berechnung, allerdings wird das Ergebnis in Prozent angegeben. Der RMSE (Root Mean Squared Error) errechnet sich aus der Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung. Der NS-Koeffizient stellt die Varianz der Messung geteilt durch die Varianz der Simulation dar und kann zur Beurteilung der Vorhersagegüte eines Modells insbesondere für Spitzenabflüsse herangezogen werden. Neben der mathematischen Beurteilung der Vorhersagen wird auch eine optische Einschätzung von simulierter Ganglinie zu gemessener Pegelganglinie vorgenommen.

Wie in Kapitel 4 nähergehend erläutert wird, werden für die Untersuchung der COSMO-LEPS Daten weitergehend Quantilberechnungen für die einzelnen Vorhersageläufe durchgeführt, in denen die Informationsvielfalt der einzelnen Member statistisch zusammengefasst wird. Zur weitergehenden Beurteilung der Ensembledaten wird von ausgewählten Vorhersagen die Niederschlagsverteilung der einzelnen Member im Einzugsgebiet untersucht. Dabei werden die räumliche Verteilung und die Niederschlagssumme, Radarniederschlagsmessungen gegenübergestellt.

Abschließend wird ein Vergleich der Abflussmaxima simulierter zu gemessener Pegelganglinie vorgenommen, bei welchem der Einfluss von Sommer- und Winterhalbjahr Berücksichtigung findet.

4. Ergebnisse

Die Ergebnisse der in Kapitel 3 genannten Untersuchungsmethodik sollen nun an ausgewählten Beispielen näher erläutert werden. Betrachtet wird das Hochwasserereignis vom 17.08.2012 am Pegel Oberhausen Königstraße mit einem gemessenen Maximalabfluss von rund 130 m³/s. Für das Ereignis werden sieben Vorhersagen des COSMO-LEPS Produkts zur Simulation herangezogen, beginnend zum Vorhersagezeitpunkt T_0 am 12.08.2010 um 14 Uhr MESZ. Für das deterministische Vergleichsprodukt COSMO-DE werden 40 verschiedene Vorhersageläufe berechnet, beginnend am 14.08.2010 02:00 Uhr MESZ.

Durch die Verwendung des COSMO-LEPS Produkts über einen Zeitraum von sieben Tagen ergeben sich insgesamt 112 voneinander unabhängige Member, welche jeweils zum Zeitpunkt der entsprechenden Vorhersage als gleich wahrscheinlich anzunehmen sind. In Abbildung 1 sind die Member von zwei Vorhersageläufen dargestellt. Deutlich zu erkennen ist die große Spannbreite im Bezug auf Eintreffen und Höhe der prognostizierten Hochwasserwelle. Dies spiegelt sich auch bei Betrachtung der berechneten Güteparameter wider. So schwankt z.B. der RMSE der einzelnen Member des Vorhersagelaufs vom 16.08.2010 in einem Bereich von 16,9 bis 37,1 m³/s, die NSE liegt zwischen -0,23 bis 0,73.

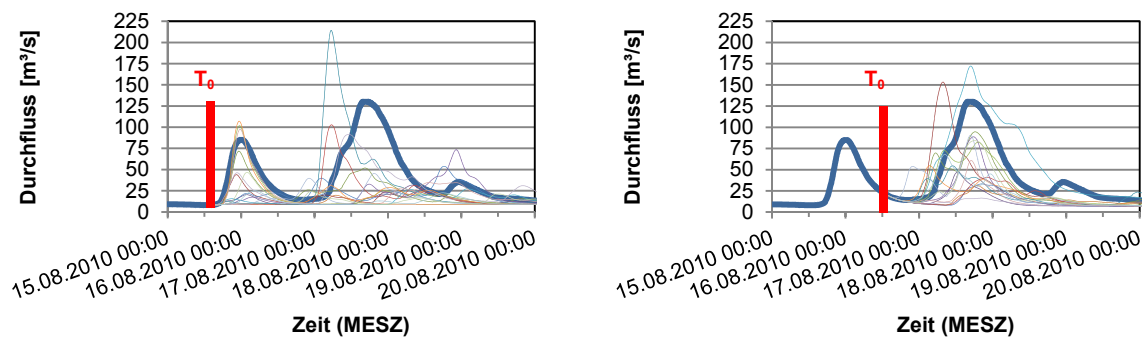


Abb. 1: Simulation mit COSMO-LEPS Daten, Darstellung aller 16 Member sowie der gemessenen Pegelganglinie (blau), T_0 15.08.2010 14:00 MESZ (links) und T_0 16.08.2010 14:00 MESZ (rechts). Pegel Oberhausen Königstraße

Sowohl bei visueller Betrachtung der simulierten Ganglinien als auch bei Auswertung der berechneten Güteparameter wird der Anwender mit schwer zu überschaubaren Informationsmengen konfrontiert, welche im anstehenden Hochwasserfall interpretiert werden muss. Darüber hinaus ist die Streuung der 16 Member bedeutend (siehe dazu Abbildung 2). Die Abbildung 2 zeigt die niedrigsten und höchsten vorhergesagten sowie die gemessenen Hochwasserscheitel für die 10 Hochwasserereignisse.

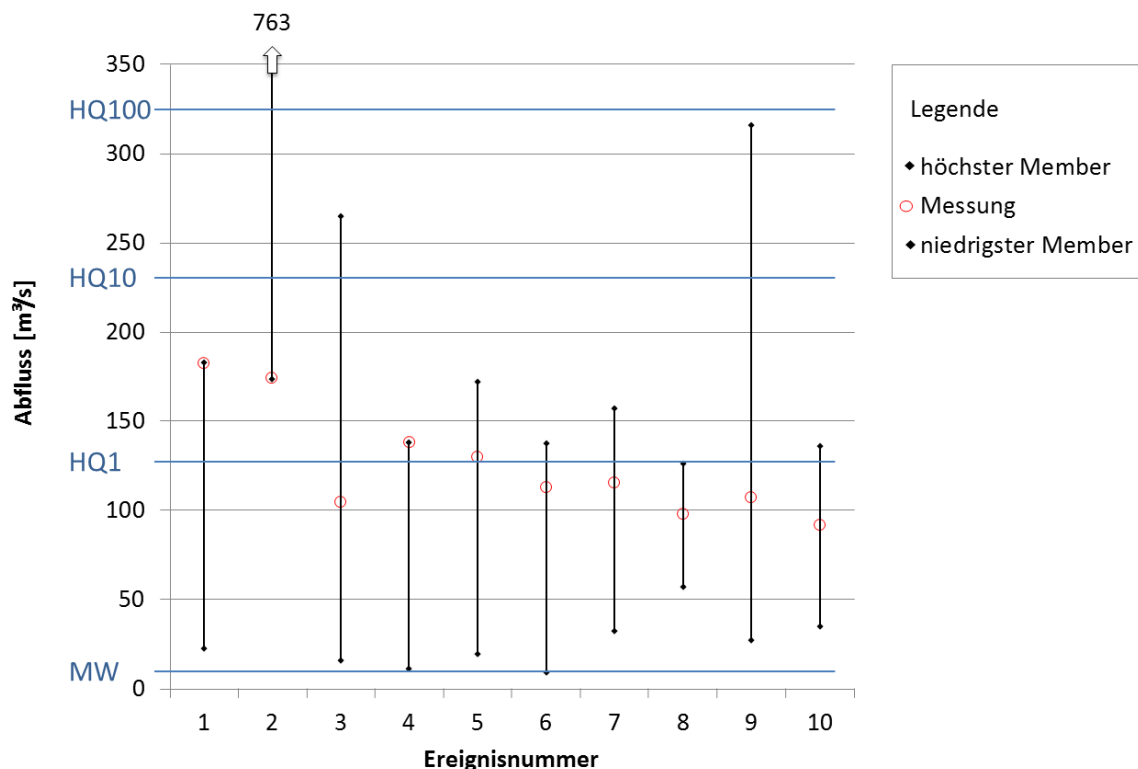


Abb. 2: Niedrigste und höchste mit COSMO-LEPS vorhergesagte Hochwasserscheitel und Hochwasserscheitelmessung für die 10 höchsten Hochwasserereignisse von Dez. 2006 bis Nov. 2011 am Pegel Oberhausen Königstraße

In diesem Fall kann eine statistische Auswertung der Informationen durch Quantilbetrachtung der Member herangezogen werden (HYDROTEC 2010). Eine Untersuchung wird für die Quantile $Q(0,75)$, $Q(0,67)$, $Q(0,33)$, $Q(0,25)$ sowie den Median durchgeführt. Wobei die Quantile keinem der 16 bestehenden Member entsprechen, sondern als zusätzlicher Simulationslauf anzusehen sind. Das jeweilige Quantil für jeden Simulationsschritt T_i wird aus dem gesamten Wertebereich aller Member zu diesem Zeitpunkt bestimmt. Das Quantil $Q(0,75)$ z.B. weist somit zum Zeitpunkt T_i einen Abflusswert auf, welcher zu diesem Zeitpunkt von 75% der Member unterschritten wird, aber nicht zwingend auch direkt einem der 16 Ursprungs-Member zuzuordnen ist.

Im Hinblick auf alle zehn ausgewählten Ereignisse zeigt sich, dass das 0,75-Quantil der COSMO-LEPS Daten, zumindest im Ansatz, nutzbare Ergebnisse liefert. Abbildung 3 zeigt exemplarisch den Vergleich der Quantile am Pegel Oberhausen für 90 Vorhersagen über den Gesamtzeitraum. Die Abfluss-Vorhersage des 0,75-Quantils kann die beste Vorhersagegüte im Vergleich zu den anderen Quantilen bereitstellen. Höhere Quantile bringen eine große Überschätzung der gemessenen Hochwasserwelle und sind deshalb hier nicht dargestellt. Der Schwellwert für den NSE wurde bewusst niedrig gewählt, da weniger das Volumen, sondern der Ereignisscheitel von Interesse und ein frühzeitiges Signal für das Eintreten hoher Abflüsse wichtiger ist, als ein Verpassen eines Ereignisses.

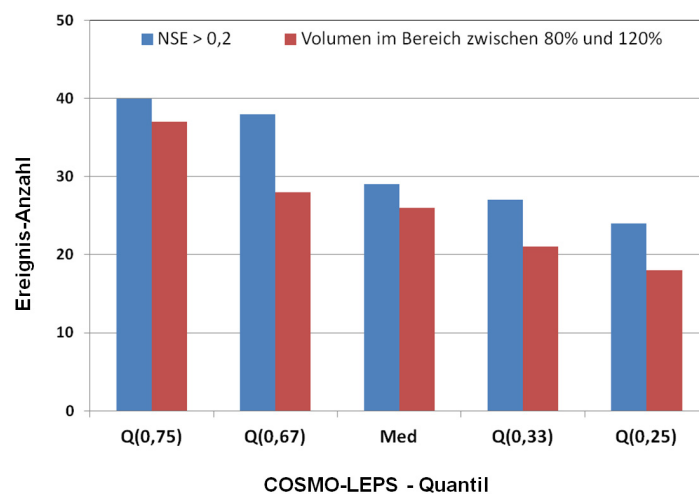


Abb. 3: Quantilbetrachtung am Pegel Oberhausen Königstraße für 90 Abfluss-Vorhersagen. In Blau: Anzahl der Ereignisse mit einem $NSE > 0,2$; in Rot: Anzahl der Ereignisse, deren vorhergesagtes Volumen $\pm 20\%$ von der gemessenen Welle abweicht

In Abbildung 4 sind die Quantil-Läufe $Q(0,75)$ der sieben betrachteten Ensemblevorhersagen vom Hochwasserereignis vom 17.08.2010 (oben), sowie von acht Ensemblevorhersagen vom Starkregenereignis vom 26.07.2008 (unten) für den Pegel Oberhausen Königstraße dargestellt.

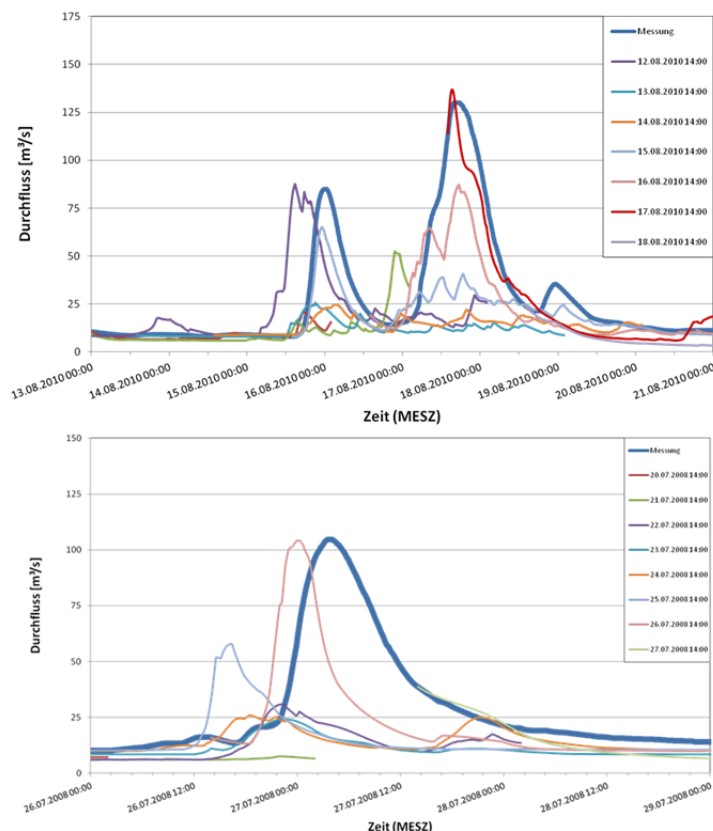


Abb. 4: 0,75-Quantilbetrachtung am Pegel Oberhausen Königstraße: 7 COSMO-LEPS Vorhersagen des Ereignisses vom 15.08.2010 (oben) und 8 COSMO-LEPS Vorhersagen des Ereignisses vom 26.07.2008 (unten)

Den 0,75-Quantilen der COSMO-LEPS Vorhersagen des Hochwasserereignisses vom 17.08.2010 in Abbildung 3 sowie den einzelnen Ensembles in Abbildung 1 werden die Vorhersageläufe des deterministischen COSMO-DE Produkts gegenübergestellt. Aufgrund der Vergleichbarkeit mit Abbildung 1 werden hier ebenfalls nur die Simulationen betrachtet, welche im selben Zeitraum wie die beiden COSMO-LEPS Ensembles vorhergesagt werden. In Abbildung 5 wird deutlich, dass sowohl das 0,75-Quantil als auch die einzelnen Ensembles der Vorhersagegüte des deterministischen Produkts nicht standhalten können. Wird die Vorhersage zu Beginn der ersten Hochwasserwelle als Ausreißer gewertet, so bietet das COSMO-DE Produkt eine insgesamt sehr solide Prognose der wirklich eingetretenen Abflusszustände. Die in der Strichstärke hervorgehobenen Linien kennzeichnen die simulierten Ganglinien mit einer qualitativ zufriedenstellenden Genauigkeit (SE von mehr als 0,7).

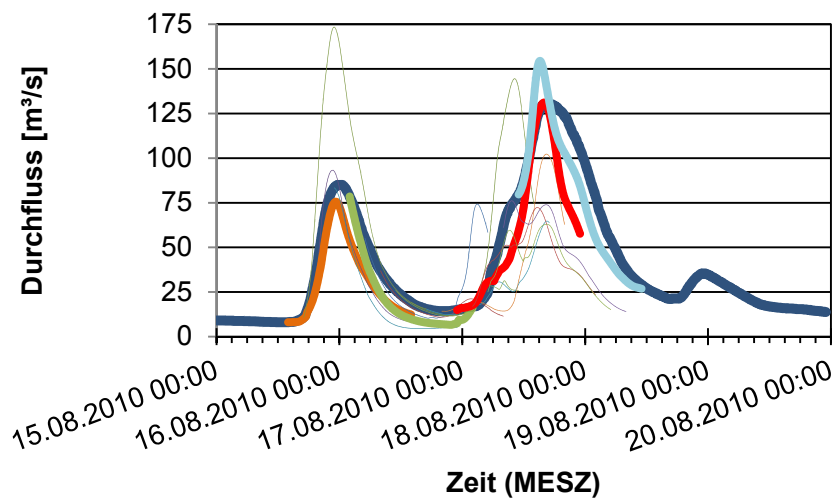


Abb. 5: Vorhersageläufe des COSMO-DE Produkts über einen Zeitraum von 48 h, beginnend mit T_0 am 15.08.2010 14:00 Uhr, gemessene Pegelganglinie (blau), Vorhersagen mit NSE größer als 0,72 in Strichstärke hervorgehoben. Pegel Oberhausen Königstraße

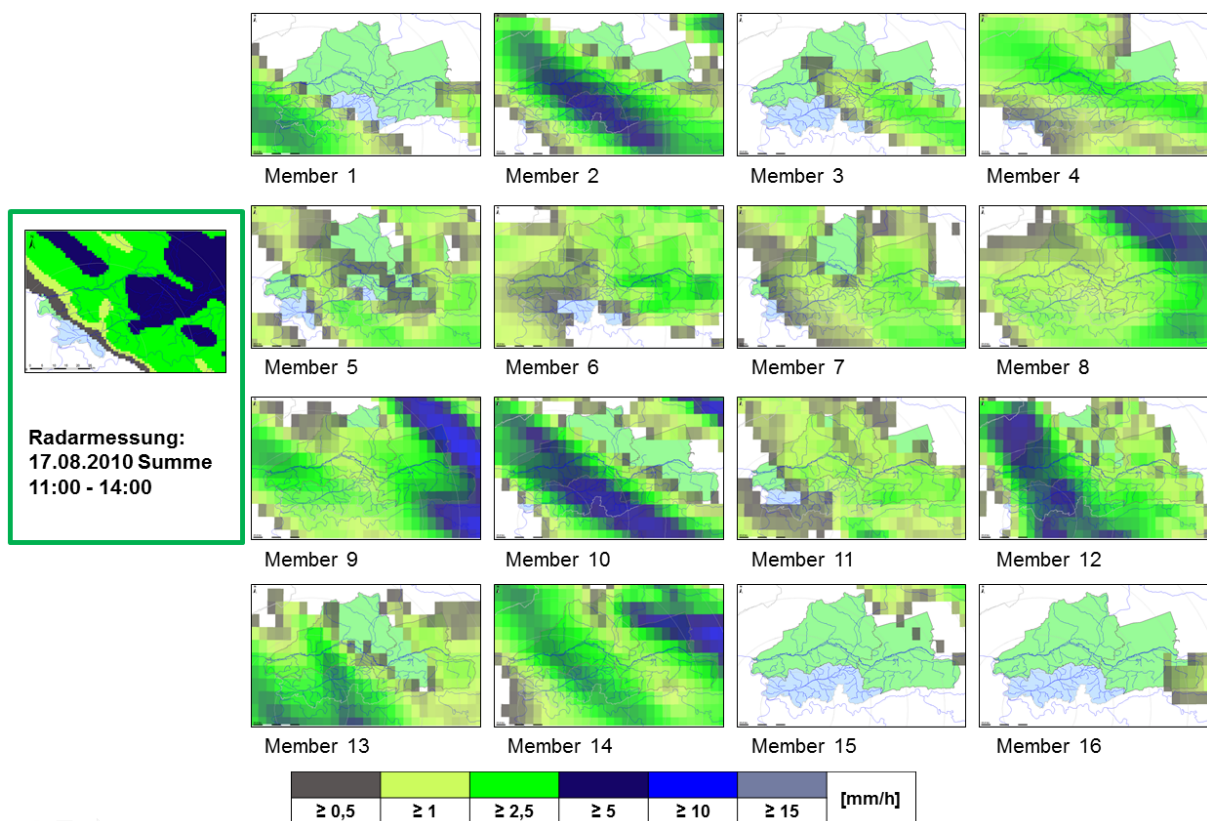


Abb. 6: räumliche Verteilung des Niederschlags im Emscher- und Lippegebiet (4.100 km²), dargestellt sind die 16 Member der COSMO-LEPS Vorhersage vom 16.08.2010 für den 3h-Zeitraum am 17.08.2010 von 11:00 Uhr – 14:00 Uhr, sowie Radarmessung (DX-Produkt) im gleichen Zeitraum (links)

Niederschlagsverteilung

Weiterhin wird die Niederschlagsverteilung ausgewählter Ensemblevorhersagen im Einzugsgebiet untersucht. Erneut wird die Ensemblevorhersage vom 16.08.2010 14:00 Uhr herangezogen. Abbildung 6 zeigt die räumliche Verteilung des Niederschlags über dem Emschergebiet zum Zeitpunkt T_i 17.08.2010 um 14:00 Uhr. Dargestellt sind sowohl die 16 Ensemble-Member des 3-stündigen Vorhersageschrittes, als auch Radarbilder von Niederschlagsmessungen des RW- (auf Stundenbasis angeeichtes Radarprodukt) und DX-Produkts (lokales Radarprodukt des Radars Essen) über den gleichen Zeitraum.

Hier ist ebenfalls die große Variabilität zwischen den einzelnen Ensemblemitgliedern zu erkennen. Sowohl die vorhergesagte Menge des Niederschlags als auch die räumliche Verteilung sind im Vergleich zu den Radar-Niederschlagsmessungen nur bei einigen Mitgliedern annähernd passend. Dies wird ebenfalls bei Betrachtung der Niederschlagssummen deutlich. Diese sind in Abbildung 7 über die Dauer der COSMO-LEPS Vorhersage von 132 Stunden im Einzugsgebiet der Emscher dargestellt. Neben den beiden Radarprodukten und den 16 Ensemblemitgliedern sind dort auch die Summen des 0,75-Quantils sowie die von terrestrischen Niederschlagsdaten aufgeführt.

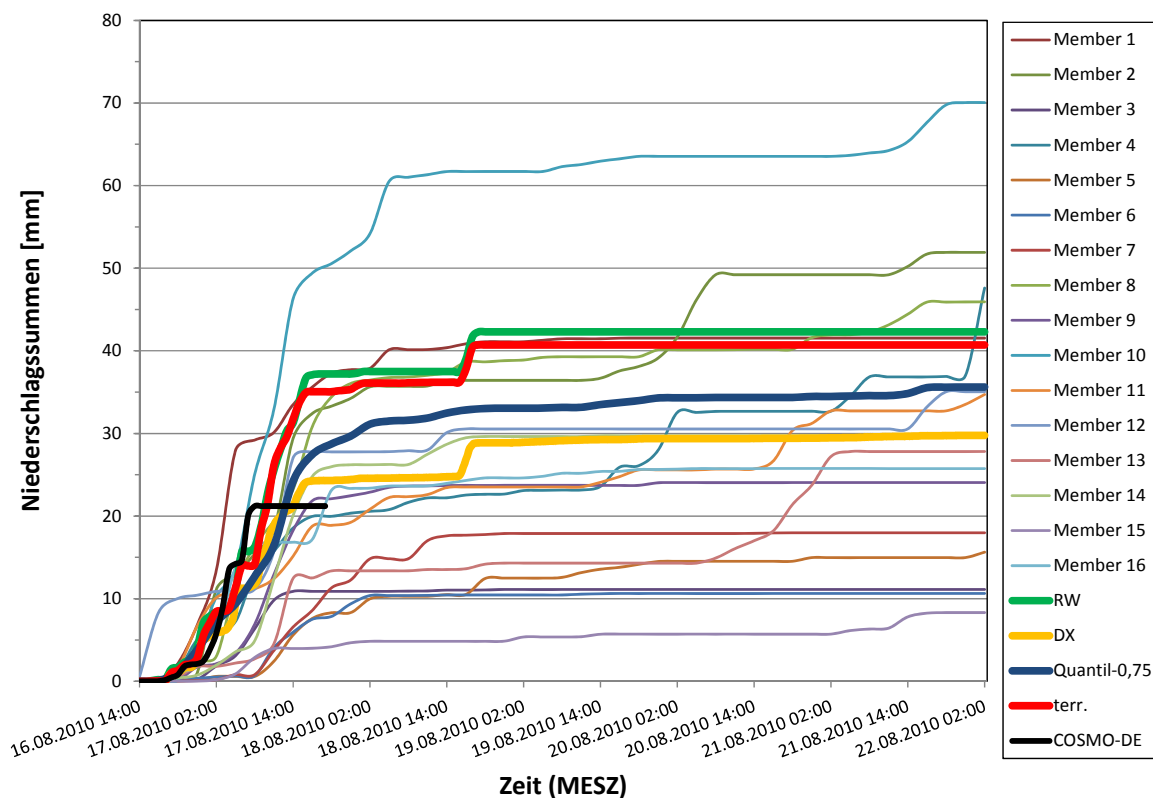


Abb. 7: Niederschlagssummen der Ensemblemitglieder, des 0,75-Quantils, des COSMO-DE Produktes vom 16.08. (14.00 Uhr), des RW- und DX-Produkts sowie von terrestrischen Niederschlagsdaten im Emschergebiet.

Abflussmaxima

Die Gegenüberstellung von gemessenen zu simulierten Abflussmaxima soll zeigen, ob es saisonale Schwankungen bezüglich der Güte der COSMO-LEPS Vorhersagen gibt und ob sich aufgrund der unterschiedlichen Lage der Pegel Tendenzen ausmachen lassen, wie sich die simulierten Abflussganglinien mit Fortschreiten der Hochwasserwelle im Einzugsgebiet verändern. Betrachtet werden hier die simulierten Maxima des 0,75-Quantils.

In Abbildung 8 wird die prozentuale Abweichung der simulierten Maximalabflüsse vom gemessenen Maximum am Pegel dem zeitlichen Versatz des Eintrittszeitpunkts gegenübergestellt. Insgesamt lässt sich die Tendenz feststellen, dass eher eine Unterschätzung der Maxima generiert wird, als das weitläufig überschätzt wird. Auffällig ist, dass alle Ereignisse im Winter zeitlich zu spät vorausgesagt werden. Allerdings sind die Schwankungen im Sommer wesentlich höher, sodass der größte zeitliche Versatz (15 Stunden zu spät und 3,5 Stunden zu früh), von einem Sommerereignis ausgeht. Insgesamt lässt sich somit sagen, dass in den meisten Fällen der Hochwasserscheitel zu spät vorausgesagt wird, im Mittel rund 4,5 Stunden. Auch lässt sich feststellen, dass die Schwankungen am Pegel Oberhausen-Königstraße eine größere Spannweite haben, als die des Pegels Kläranlage Herne-Nord. Eine saisonale Tendenz bezüglich einer Unter- oder Überschätzung lässt sich nicht feststellen.

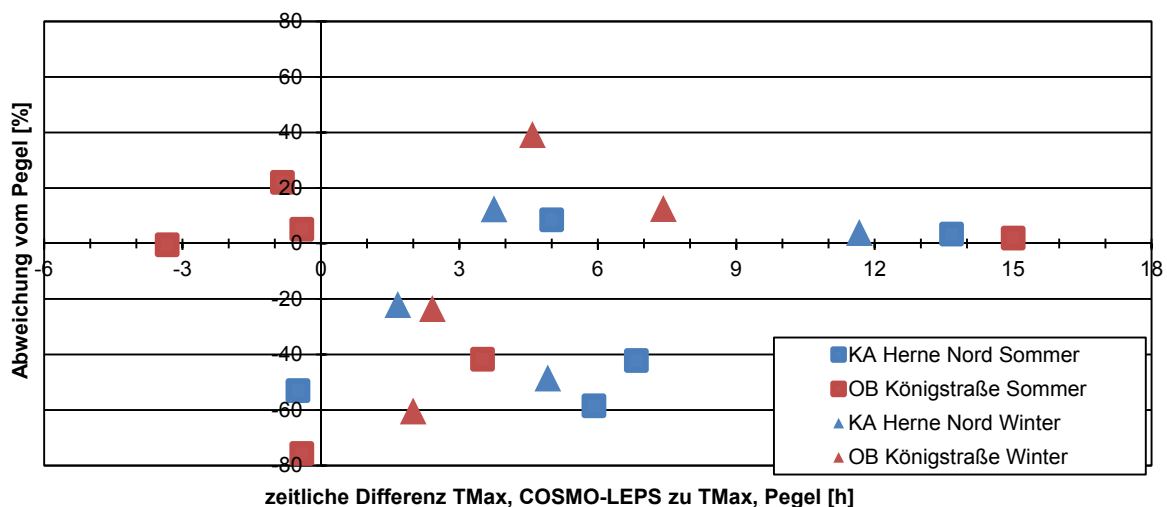


Abb. 8: Abweichung der Hochwasserscheitel der simulierten COSMO-LEPS Ganglinien (0.75 Quantil des Ensembles) zur Messung bezogen auf die zeitliche Differenz der Hochwasserscheitel von Pegel und Simulation

In Abbildung 9 wird die prozentuale Abweichung der Maxima der zeitlichen Differenz gegenübergestellt, welche der Vorhersagelauf, in dem sich das simulierte Maximum befindet, zum eigentlichen Eintreffen des Hochwasserscheitels aufweist. Somit lässt sich ausmachen, wie viele Stunden vor Eintreten der Hochwasserwelle das COSMO-LEPS Produkt ebenfalls in einer Vorhersage ein Maximum vorausgesagt hat. Anzumerken ist, dass alle simulierten Maxima, welche annähernd einen realistischen Wert generieren, sich erst in dem Vorhersage-

lauf befinden, welcher sich zeitlich gesehen am nächsten zu dem eingetroffenen Maximum befindet.

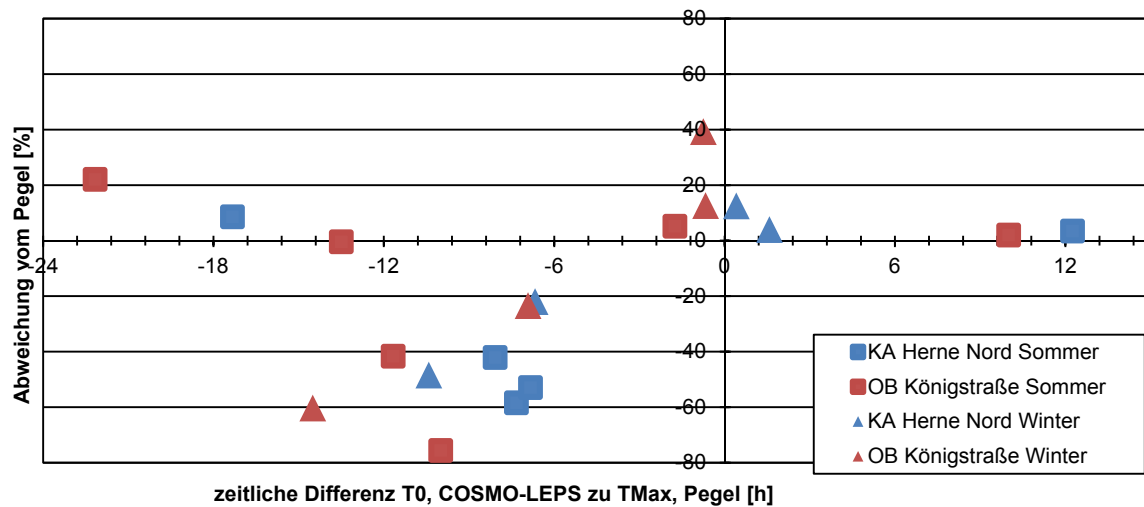


Abb. 9: Abweichung der Hochwasserscheitel der simulierten COSMO-LEPS Ganglinien zur Messung bezogen auf die zeitliche Differenz von Vorhersagezeitpunkt zum Zeitpunkt des Hochwasserscheitels am Pegel

Obwohl es sich bei den COSMO-LEPS Daten um ein Mittelfrist-Modell mit einem Vorhersagezeitraum von 132 Stunden handelt, wird die höchste Güte erst in den Modellläufen erreicht, bei denen sich der Vorhersagezeitpunkt maximal 22 Stunden vor Eintreten der gemessenen Hochwasserwelle befindet. Über alle betrachteten Ereignisse gemittelt bedeutet dies, dass ein vorhergesagtes Hochwassermaximum erst durch eine Vorhersage generiert wird, bei der sich der Vorhersagezeitpunkt im Schnitt sechs Stunden vor Eintreten des eigentlichen Hochwasserscheitels befindet. Wird das simulierte Maximum erst in einem Modelllauf erreicht, bei dem sich der Vorhersagezeitpunkt bereits nach dem gemessenen Maximum befindet, tritt in keinem der Fälle eine Unterschätzung des Ereignisses ein.

5. Fazit und Ausblick

Der Praxistest mit den COSMO-LEPS Daten im Emschergebiet zeigt, dass die Ensemble-Berechnung rein qualitativ als Orientierung für möglich eintretende Abflussverhältnisse in Form einer Unsicherheitsanalyse herangezogen werden kann.

Bei Betrachtung eines Vorhersagelaufs zeigen sich große Unterschiede im Hinblick auf die räumliche Verteilung sowie die Niederschlagssummen der 16 Ensembleprognosen. Dies spiegelt sich auch bei der Untersuchung der simulierten Abflussganglinien auf Basis von Ensemblemitgliedern wider, welche eine große Spannbreite in Bezug auf Eintreffen und Höhe der Hochwasserwelle aufweisen.

Zur Ergänzung der deterministischen Vorhersage erzielt das 0,75-Quantil des COSMO-LEPS Produkts nutzbare Ergebnisse. Die Tendenz geht allerdings dahin, dass die Ereignisse eher unter- als überschätzt werden. Der Hochwasserscheitel wird überwiegend zeitlich zu spät vorausgesagt. Die bisherige Erfahrung in der Praxis hat also gezeigt, dass die 16 Ensemble-Vorhersagen nicht alle gleich wahrscheinlich sind.

Die höchste Güte des COSMO-LEPS Produkts wird in den Modellläufen erreicht, bei denen sich der Vorhersagezeitpunkt maximal 22 Stunden vor Eintreten der gemessenen Hochwasserwelle befindet, was den Nutzen der COSMO-LEPS Daten als eigentliches Mittelfrist-Modell relativiert.

Mittlerweile werden im operationellen Betrieb auch die Ensembleberechnungen des COSMO-DE Produktes (COSMO-DE EPS) mit einer räumlichen Auflösung von 2,8 km und einer Anzahl von 20 Einzelmitgliedern bereitgestellt. Die Verwendung dieser Kurzfrist-Ensembles im Rahmen des Hochwasserdienstes wird Gegenstand weiterer Untersuchungen sein.

Literatur

- BALDAUF, M. (2011): Kurze Beschreibung des Modells Kurzzeit COSMO-DE (LMK) und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.
- DWD (2010): Numerische Wettervorhersage am DWD. Schulung der Wasserverbände NRW am 29. März 2010, Deutscher Wetterdienst.
- GRÜN, E. & G. JOHANN (2012): Hochwassermanagement im urbanen Umfeld. In: Hochwasserschutz - eine Daueraufgabe: 42. Internationales Wasserbausymposium, Aachen (IWASA). <http://www.iww.rwth-aachen.de/de/menue/iwasa/iwasa2012.html>.
- HYDROTEC (2010): Konfigurationsdokumentation Hochwasservorhersagesystem Lippe/Emscher Release 1. Aachen.
- JOHANN, G.; OTT, B. & A. TREIS (2009): Einfluss von terrestrisch gemessenen und radarbasierten Niederschlagsdaten auf die Qualität der Hochwasservorhersage. In: Korrespondenz Wasserwirtschaft 2009 (2) Nr.9, pp.487-493.
- MONTANI, A. et al. (2010): Seven years of activity in the field of mesoscale ensemble forecasting by the COSMO-LEPS system: main achievements and open challenges. Consortium for Small-Scale Modelling, Technical Report No. 19, Bologna.
- TREIS, A. & B. KRÜSKEN (2011): Vorhersageplattform FEWS der Wasserverbände NRW im operationellen Einsatz. Deutscher Wetterdienst, Offenbach.

Simulation der Schneedecke im Böhmerwaldökosystem als Grundlage für Wildtierforschung und- management

Beate Klöcking, Marco Heurich, Michael Weber, Christoph Schiefer

Zusammenfassung

Mit dem hydrologischen Modell ArcEGMO erfolgte die Simulation der räumlichen und zeitlichen Verteilung der Schneehöhe in einem 3444 km² großen grenzübergreifenden Wandergebiet von Wildtieren im Böhmerwaldökosystem. Dafür wurden das hier implementierte vereinfachte Energiebilanzverfahren zur Abbildung der Schneemenge um einen robusten Ansatz zur Modellierung der Schneehöhe erweitert. Der Vergleich der Simulationswerte mit täglichen Schneemesswerten an 45 meteorologischen Stationen im Zeitraum 1980-2008 ergab eine gute Übereinstimmung. Im Mittel lagen die Abweichungen unter 10 cm (RSME 1,4 bis 26,4 cm), so dass die Ergebnisse im Rahmen des Wildtiermanagements genutzt werden können.

1. Einleitung

Die möglichst genaue Abbildung der Schneedeckendynamik ist einerseits ein wichtiger Teilaspekt der Hydrologie, aber auch für andere Fragestellungen von großer Bedeutung. So wird z.B. das Wandergebiet von Wildtieren im Winter von der aktuellen Ausdehnung und Beschaffenheit der Schneedecke beeinflusst, was wiederum für die Ergreifung von Schutzmaßnahmen für diese Tiere entscheidend ist.

Aufgrund der Zunahme der menschlichen Bevölkerung und der immer weiter fortschreitenden Kultivierung bislang ungenutzter Landschaften wurde in den letzten Jahrzehnten weltweit ein dramatisches Artensterben ausgelöst, das weit über die bisher in der Erdgeschichte beobachtete Aussterbewellen hinausgeht (WILSON 1997). Um den Artenschwund zu stoppen, wurden verschiedene Ansätze entwickelt, dabei haben sich u.a. gut gemanagte Großschutzgebiete, wie Nationalparke, als erfolgreiches Konzept bewährt (RODRIGUES et al. 2004; CHAPE et al. 2005). Allerdings lassen sich mit Schutzgebieten nicht alle Probleme lösen. So sind Schutzgebiete in dicht besiedelten Räumen meist zu klein, um Populationen von Tieren mit großen Streifgebieten auf Dauer vom Aussterben bewahren zu können. Schutzgebiete mit einer ausgeprägten Saisonalität können diesen Tieren keinen ganzjährig abgeschlossenen Lebensraum bieten. In Mitteleuropa sind das insbesondere Schutzgebiete in den Alpen und den höheren Mittelgebirgen. Das Verhalten und die Habitatwahl der Tiere werden in diesen Gebieten im Winter vor allem durch niedrige Temperaturen sowie die Höhe und Beschaffenheit der Schneedecke beeinflusst (MYSTERUD et al. 1997). Dabei wirkt die Schneedecke auf verschiedene Weise. Die Nahrungsverfügbarkeit wird reduziert, da viele Nahrungspflanzen nicht mehr oder nur mit großem Aufwand erreicht werden können (PARKER et al. 1984, MYSTERUD et al. 1997). Rehe und Hirsche können sich nur noch langsam und mit hohem Energieaufwand fortbewegen (PARKER et al. 1984). Das Prädationsrisiko ist erhöht, weil sich Raubtiere wie z.B. der Luchs aufgrund ihres geringeren Bodendrucks oft noch auf der Schneedecke bewegen können, während ihre Beutetiere einsinken (CEDERLUND & LINDSTRÖM, 1983, HOLLAND et al. 1998). Dies hat zur Folge, dass die Tiere ihre Fortbewegung reduzieren und Standorte mit geringerer Schneehöhe aufsuchen, wie bei-

spielsweise steile süd- bis westexponierte Hänge. Eine weitere Anpassungsstrategie ist die saisonale Wanderung. Dabei wandern die Tiere nach den ersten Schneefällen in die Täler, und kommen erst im Frühling wieder in ihre Sommerhabitate in den Hochlagen zurück (z.B. MYSTERUD 1999, LUCCARINI et al. 2006, CAGNACCI et al. 2011).

Je nach Wildtierart schwanken die Schwellenwerte für die noch tolerierte Schneedecke in Abhängigkeit von der Brusthöhe der Tiere, die bei Rehen zwischen 50 bis 60 cm und bei Rothirschen zwischen 70 und 85 cm liegt. PARKER et al. (1984) stellen fest, dass der Energieaufwand für die Fortbewegung bei einer Einsinktiefe von 60 % der Brusthöhe um 100 % zunimmt, was bei Rehen und Rothirschen einer Schneehöhe von 30 bis 50 cm entspricht.

Ein Beispiel für ein Schutzgebiet mit einer ausgeprägten Saisonalität stellt der Nationalpark Bayerischer Wald dar. Aufgrund seiner Ausformung und Höhenlage kann er den hier vorkommenden großen Säugetierarten nicht ganzjährig Lebensraum bieten. Eine wesentliche Voraussetzung für den Erhalt dieser Arten ist es deshalb, ihnen auch Raum außerhalb der Schutzgebiete zur Verfügung zu stellen. Basis dafür sind Kenntnisse über die räumliche und zeitliche Dynamik der Schneedecke inner- und außerhalb des Schutzgebietes. Ziel dieser Arbeit war es deshalb, ein großflächiges Schneemodell mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung für das Böhmerwaldökosystem zu entwickeln, mit dem sich die Schneehöhen hinreichend genau abschätzen lassen.

2. Untersuchungsgebiet

Das Böhmerwaldökosystem ist das größte unzerschnittene und streng geschützte Waldgebiet Mitteleuropas. Es umfasst auf deutscher Seite den Nationalpark Bayerischer Wald (240 km²) im Naturpark Bayerischer Wald (3.070 km²) und auf tschechischer Seite den Nationalpark Šumava (690 km²) im Landschaftsschutzgebiet Šumava mit einer Flächengröße von 1.000 km² (Abbildung 1). Aufgrund der geringen Bevölkerungsdichte und der naturräumlichen Bedingungen hat die Region eine herausragende Bedeutung für den Schutz von Großtierarten und spielt eine zentrale Rolle im Paneuropäischen Ökologischen Verbundsystem (HEURICH et al. 2011). Innerhalb des Böhmerwaldökosystems wurde bei Berücksichtigung der derzeit bekannten Hauptwanderrouen der Großwildarten ein 3444 km² großes Untersuchungsgebiet ausgewiesen. Dieses umfasst Höhenbereiche von 325 bis 1456 m ü. N.N. Der Grenzkamm, der sich vom Großen Osser im Norden über den Großen Arber, Großen Rachel und Lusen bis zum Dreisessel im Süden zieht, bildet die mitteleuropäischen Wasserscheide von Donau und Elbe (NOACK 1979, ELLING 1987) und stellt gleichzeitig auch eine Klimascheide dar, was sich in den westseitig höheren Niederschlagsmengen widerspiegelt.

Klimatisch lässt sich das Untersuchungsgebiet in die Zone der gemäßigten Breiten einordnen. Charakteristisch ist die Grenzlage im Bereich des Westwindgürtels der planetaren Zirkulation und kontinentaler Einflüsse aus Südosten. Die Nord-Süd-Ausrichtung des Mittelgebirges verstärkt die Grenzlage zusätzlich. Von besonderer Bedeutung für die Schneedecke ist der Einfluss des kalten europäischen Hochdruckgebiets, dem das Untersuchungsgebiet im Winter häufiger ausgesetzt ist als westlichen, maritimen Einflüssen. Der Wechsel zwischen maritimen und kontinentalen Einflüssen sowie der Einfluss adriatischer Tiefdruckgebiete bedingen einen großen Schneereichtum. Neben den großklimatischen Bedingungen sind reliefbedingte mikroklimatischen Besonderheiten zu beachten. Dazu zählen Luv-Lee-

Effekte, die sich auf die Niederschlagsverteilung auswirken, und Kaltluftstau in den Tallagen. Die Hanglagen sind hingegen stärkerer Insolation ausgesetzt und dadurch wärmer. In den Hochlagen nimmt die Temperatur wieder ab.

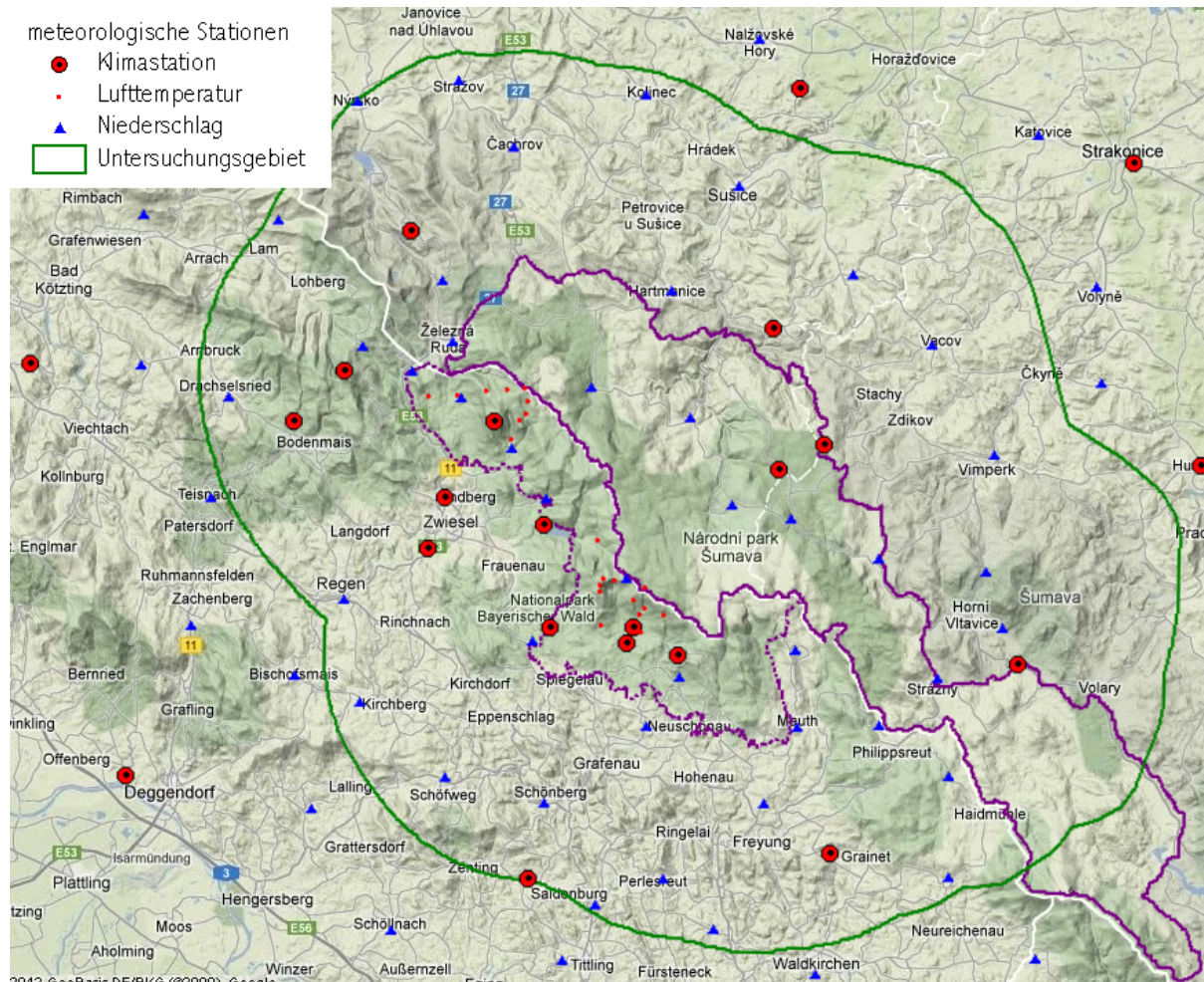


Abb. 1: Untersuchungsgebiet im Böhmerwaldökosystem Deutschland/Tschechien mit den verwendeten meteorologischen Stationen

3. Simulation

Die Simulation erfolgte mit dem GIS-gestützten, hydrologischen Modellierungssystem ArcEGMO (BECKER et al. 2002, PFÜTZNER 2003). Dieses erlaubt die flächendifferenzierte, zeitlich hoch aufgelöste Modellierung des Gebietswasserhaushalt und der Gewässerabflüsse auf Basis meteorologischer Eingangsgrößen und unter Berücksichtigung der Gebietseigenschaften. ArcEGMO beinhaltet eine umfangreiche Modulbibliothek, die es gestattet, je nach Aufgabenstellung, Bearbeitungsmaßstab und Datenverfügbarkeit die geeigneten Module anforderungsgerecht zu einem Gesamtmodell zusammenzusetzen.

In dieser Studie wurde mit einer räumlichen Auflösung von 100 x 100 m in Tagesschrittweite gearbeitet. Die Vegetation und Landnutzung wurde entsprechend der CORINE Land Cover 2000 im Maßstab 1:100.000 erfasst (<http://www.eea.europa.eu>). Als Höhenmodell diente das SRTM-Höhenmodell mit einer Auflösung von 90 m für Europa (FARR & KOBRICK 2000).

Die Simulation der meteorologischen Bedingungen erfolgte auf der Basis der täglichen Zeitreihen von 19 Klima- und 62 Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes (DWD) und des Tschechischen Hydrometeorologischen Dienstes (CHMI) sowie allen verfügbaren meteorologischen Zeitreihen an 24 weiteren Beobachtungsstationen im Gebiet des Nationalparks Bayerischer Wald (Abbildung 1). Alle täglichen Niederschlagswerte der Niederschlagsstationen des DWD und des CHMI wurden nach RICHTER (1995) korrigiert. Dabei wurde von einer stark geschützten Lage ausgegangen. Die täglichen Niederschläge an den Klimastationen wurden mit Ausnahme der beiden Hochlagenstationen Großer Arber und Großer Falkenstein nicht korrigiert. Für diese erfolgte eine Korrektur bei Annahme einer freien Stationslage. Bei Datenlücken wurden die fehlenden Werte anhand von Nachbarschaftsbeziehungen bei Berücksichtigung der Höhenunterschiede interpoliert.

4. Schneemodelle in ArcEGMO

Die Modellierung der Schneedynamik konnte bislang mit empirischen Verfahren in Abhängigkeit von der Lufttemperatur (WEISE & WENDLING 1974 oder KNAUF 1980 in Kombination mit einem Schmelzsetzungsverfahren nach BERTLE 1966) bzw. mit dem Ansatz nach KOITZSCH & GÜNTHER (1990) auf der Basis der vereinfachten Energiebilanzgleichung erfolgen. Diese Ansätze genügen den meisten hydrologischen Fragestellungen im Rahmen der Einzugsgebietsmodellierung. Vorangegangene Untersuchungen im Bayerischen Wald (KLÖCKING et al. 2005) zeigten, dass die beiden Temperatur-Index-Verfahren auf der Basis der Tagesmitteltemperatur die in dieser kalten Region häufig primär strahlungsinduzierten Schmelzprozesse nicht adäquat widerspiegeln können. Vor allem in schneereichen Wintern werden Schneemenge und -dauer deutlich überschätzt. Das vereinfachte Energiebilanzverfahren nach KOITZSCH & GÜNTHER (1990) erbrachte bessere Ergebnisse, wobei es auch hier zu einer Überschätzung der Schneemengen in schneereichen Wintern kommt.

Für das Wildtiermanagement werden neben Aussagen zur Dauer der Schneeperiode und des in der Schneedecke gespeicherten Wassers auch Informationen zur Schneehöhe benötigt. Die Modellierung der aktuellen Schneehöhe erfordert die Berücksichtigung der Dichte der einzelnen Schneesichten. Da diese durch Metamorphose (aufbauende-, abbauende-, und Schmelzmetamorphose, s. u. a. GRAY & MALE 1981) einer ständigen Veränderung unterliegen, wäre für ihre Modellierung die geschlossene Abbildung der Energiebilanz des Systems Atmosphäre - Vegetation - Schneedecke - Boden erforderlich. Entsprechende Modellansätze gibt es zwar (z. B. FLERCHINGER 2000), diese stellen jedoch hohe Anforderungen an die Eingangsdaten (Strahlung, Temperaturen an den Grenzschichten, Bestandeseigenschaften, etc.). Auf Einzugsgebietsebene stehen i. A. nur stationsbezogene Messreihen der wichtigsten meteorologischen Kenngrößen in täglicher Auflösung zur Verfügung. Insbesondere im Mittelgebirgsraum kann allein schon deren Regionalisierung aufgrund der geringen Stationsdichte und der heterogenen Topographie oftmals nicht hinreichend genau erfolgen. Da außerdem Boden- und Bestandeseigenschaften wesentlich den Energiehaushalt beeinflussen, diese aber ebenfalls nur annähernd abgebildet werden können, erscheint die Nutzung eines solchen Modellansatzes auf dieser Maßstabsebene nicht praktikabel.

In den alternativ genutzten, konzeptionellen Einschicht-Schneemodellen werden Metamorphoseprozesse entweder vernachlässigt oder sehr vereinfacht wiedergegeben (vgl. DING-

MAN 1994). Hier charakterisiert die aktuelle Schneedichte den Umbildungsgrad einer Schneedecke (z.B. FUCHS 2005, SCHULLA 1997, MARTINEC et al. 1994, BRAUN 1985). Die Neuschneedichte ist zumeist eine Eingabegröße oder wird in Abhängigkeit von der Lufttemperatur berechnet. Hierfür wurden anhand von Beobachtungen verschiedene Ansätze abgeleitet (GOODISON et al. 1981, KUCHMENT et al. 1983, JONES et al. 2001, MEISTER 1985). Die Schneesetzung wird häufig allein in Abhängigkeit von der Dauer der Schneeperiode berücksichtigt (z.B. in HERPERTZ 2001 nach dem Ansatz von MARTINEC et al. 1994). In Anlehnung an diese Ansätze wurde das in ArcEGMO integrierte vereinfachte Energiebilanzverfahren nach KOITZSCH & GÜNTHER (1990) um ein Schneedichtemodul erweitert und mit dem erweiterten Schmelzsetzungsverfahren nach BERTLE (1966) und KNAUF (1980) kombiniert. Eine Unterteilung der Schneedecke in Schichten erfolgt nicht, es wird jedoch pro Zeitschritt zwischen Alt- und Neuschnee unterschieden. In Abhängigkeit von der Lufttemperatur werden Akkumulations- und Schmelzperioden betrachtet.

Akkumulationsphase (Lufttemperatur $\leq T_{\text{akk}}^G$):

Bei vorhandener Altschneedecke wird zuerst deren Dichte aus dem Verhältnis der Schneemenge S (als Wasseräquivalent in mm) und der Schneehöhe h berechnet.

$$\rho_s = \max\left(\rho_{\min}, \frac{\rho_w}{h} S\right) \quad \text{mit} \quad \rho_{\min} = \max(10; 60 \cdot \ln S + 120) \quad (1)$$

ρ_s Schneedichte [kg m^{-3}]
 $\rho_{\min}$ minimale Schneedichte [kg m^{-3}]
 ρ_w Dichte von Wasser [1000 kg m^{-3}]
 S Wasseräquivalent der Schneedecke [mm]
 h Schneehöhe [mm]

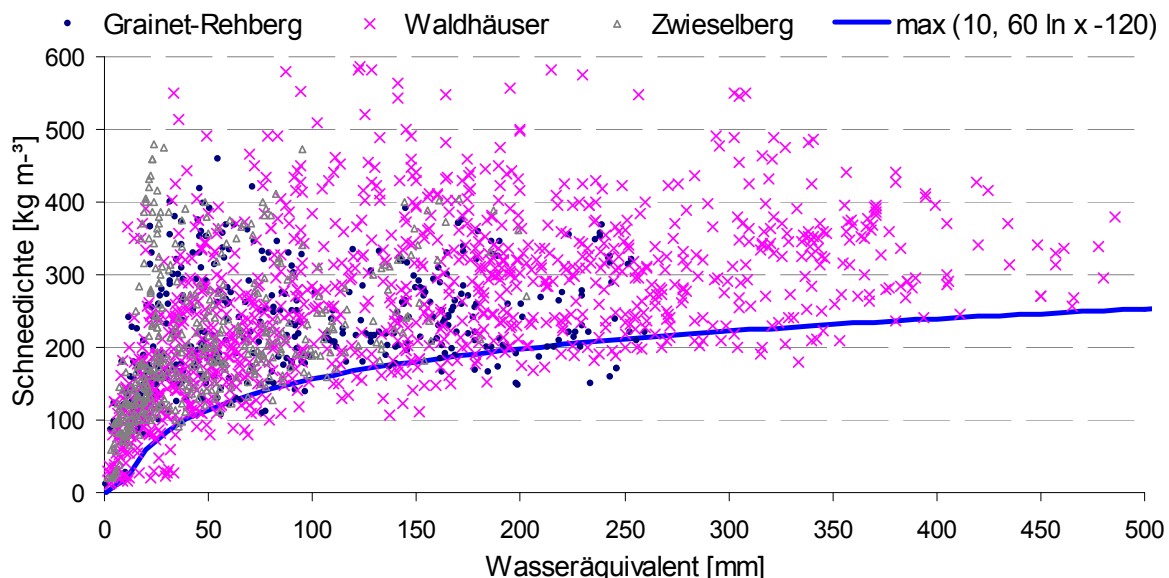


Abb. 2: Verhältnis zwischen Schneedichte und Schneemenge als Wasseräquivalent.

Der Grenzwert $\rho_{\min}$ wurde durch die Auswertung der langjährig verfügbaren Schneemesswerte des DWD und der Nationalparkverwaltung (NPV) Bayerischer Wald an den Stationen

Waldhäuser, Grainet-Rehberg und Zwieselberg bestimmt. Die Analyse dieser Daten zur Höhe und dem Wasseräquivalent der Schneedecke ergab keinen eindeutigen Zusammenhang zwischen der Dauer der jeweiligen Schneedeckenperiode und der aktuellen Schneedichte (als Verhältnis aus Schneemenge und –höhe). Jedoch zeigte sich, dass ein von der Schneemenge abhängiger minimaler Dichtewert nur selten unterschritten wird (Abbildung 2). In der Schneedecke gespeichertes flüssiges Wasser kann wieder gefrieren. Die dabei freiwerdende latente Wärme verzögert die weitere Abkühlung der Schneedecke, so dass je nach Menge des freien Wassers und Grad der Abkühlung der Umgebungstemperatur innerhalb eines Zeitschrittes nicht die gesamte Menge kristallisieren kann. Da der Wärmehaushalt der Schneedecke nicht simuliert wird, kann dieser Phasenübergang nur grob quantifiziert werden.

$$\Delta S_{\text{fest}} = \min(S_g, S_{\text{flüssig}}) \quad (2)$$

S_g Grenzwert für das Wiedergefrieren des freien Wassers in der Schneedecke [mm]

Bei Schneefall erhöht dieser das Wasseräquivalent S_{fest} . Die entsprechende Änderung der Schneehöhen Δh hängt von der aktuellen Neuschneedichte ρ_{D0} ab. Diese wird in Abhängigkeit von der Lufttemperatur nach dem empirischen Ansatz von MEISTER (1985) berechnet.

$$\Delta h = \frac{\rho_w N}{\rho_{D0}} \quad \text{mit} \quad \rho_{D0} = (545 \cdot (5 - T_L)^{-1,15} + 50) / 10 \quad (3)$$

ρ_{D0} Neuschneedichte [kg m^{-3}]
 ρ_w Dichte von Wasser [1000 kg m^{-3}]
 N Niederschlag [mm]
 h Schneehöhe [mm]
 T_L mittlere Lufttemperatur am Tag des Schneefalls [$^{\circ}\text{C}$]

Die aktuelle Schneemenge ergibt sich aus der Summe von Altschneemenge und dem Bestandesniederschlag PO abzüglich der aktuellen Sublimation.

$$S(t) = S(t-\Delta t) + PO(t) - E_{\text{snow}}(t) \quad (4)$$

S Schneemenge [mm Wasseräquivalent]
 PO Bestandesniederschlag (=Niederschlag-Interzeption) [mm/d]
 E_{snow} Sublimation [mm/d]

Schmelzphase (Lufttemperatur $> T^{\text{G}}_{\text{melt}}$):

Die Schmelzrate M wird nach einem vereinfachten Energiebilanzverfahren KOITZSCH & GÜNTHER (1990) berechnet. Berücksichtigt werden die Strahlungsbilanz, der konvektive Wärmeübergang, der Wärmeeintrag mit dem Niederschlag sowie die latente Schmelzwärme. Die Strahlungsbilanz der Schneeoberfläche wird aus der kurzwelligen Komponente mit einer Albedo von 0.5 für Altschnee und der langwelligen Komponente bei wolkenlosem Himmel (BRUTSAERT 1975) berechnet. Vernachlässigt wird die Wärmezufuhr aus dem Boden an die Schneedecke.

Änderung der Schneehöhe h durch Schneeschmelze:

$$\Delta h^{\text{melt}} = - \frac{\rho_w M}{\rho_s} \quad (5)$$

ρ_s Schneedichte [kg m^{-3}]
 ρ_w Dichte von Wasser [1000 kg m^{-3}]
 M Schmelzrate [mm/d]

Niederschlag und Schmelzwasser erhöhen den Anteil des freien Wassers in der Schneedecke. Die dadurch bewirkte Setzung der Schneedecke und der Abfluss des freien Wassers aus der Schneedecke werden mit dem Schmelzsetzungsverfahren nach BERTLE (1966) berechnet. Hierbei wird ein empirischer Zusammenhang zwischen der anfänglichen Schneehöhe und der Menge des zugeführten freien Wassers angenommen. Die neue Schneehöhe ergibt sich zu:

$$h = \frac{P_H}{100} (h - \Delta h^{\text{melt}}) \quad \text{mit} \quad P_H = 147,4 - 47,4 \frac{S_{\text{fest}} + S_{\text{flüssig}}}{S_{\text{fest}}} \quad (6)$$

h Schneehöhe [mm]
 P_H Schneehöhe in Prozent der Ausgangshöhe
 S_{fest} Wasseräquivalent des Trockenschnees (Menge des gefrorenen Wassers in der Schneedecke) [mm]
 $S_{\text{flüssig}}$ Menge des freien Wassers in der Schneedecke [mm]

In Abhängigkeit von der sich aus der neuen Schneehöhe und dem Wasseräquivalent ergebenden Schneedichte ρ_s (Gleichung 1) berechnet sich der Abfluss des freien Wassers SW aus der Schneedecke nach KNAUF (1980):

$$SW = \begin{cases} \min \left(S_{\text{flüssig}}, S_{\text{flüssig}} \left(1 - \exp \left(- \frac{\rho_s}{\rho_{\text{krit}}} \right)^4 \right) \right) & \Leftrightarrow \rho_s < \rho_{\text{krit}} \\ \min \left(S_{\text{flüssig}}, \frac{\rho_{\text{krit}} h}{\rho_w} \right) & \Leftrightarrow \rho_s \geq \rho_{\text{krit}} \end{cases} \quad (7)$$

ρ_s Schneedichte [kg m^{-3}]
 ρ_{krit} kritische Schneedichte [kg m^{-3}]
 ρ_w Dichte von Wasser [1000 kg m^{-3}]
 $S_{\text{flüssig}}$ Menge des freien Wassers in der Schneedecke [mm]
 h Schneehöhe [mm]

Die für den Schneedeckenabfluss kritische Schneedichte liegt zwischen 400 und 450 kg/m^3 . Ab diesem Schwellenbereich ist die Retentionskapazität einer Schneedecke soweit herabgesetzt, dass es bei freiem Wasser in der Schneedecke zu einer spontanen Wasserabgabe kommt (vgl. KNAUF 1980).

5. Ergebnisse

Die Überprüfung der Güte der Schneemodellierung erfolgte durch den Vergleich der simulierten Schneehöhen mit den Beobachtungswerten an 21 Messstationen des DWD und 24 Stationen des CHMI im Untersuchungsgebiet für den Zeitraum 09/1980 -12/2008. Unter Berücksichtigung der Wasser- und Klimascheide wurde dabei zwischen West- (Bayerischer Wald) und Ostteil (Böhmerwald) unterschieden. Alle Schneepegel mit Daten über mehr als 10 Jahren wurden den vier Höhenklassen Tallage (300 - 700 m ü. NN), untere Hanglage (700 - 900 m ü. NN), obere Hanglage (900 - 1100 m ü. NN) und Hochlage (1100 - 1500 m ü. NN) nach

ELLING et al. (1987) zugeordnet (Abbildung 3). Tabelle 1 enthält die an diesen Stationen beobachteten Schneehöhen und Schneedeckendauern (Anzahl der Tage und erster schneefreier Tag im Frühjahr) als mittlere Werte für den Zeitraum 1981-2008 und die einzelnen Klassen. Da die Werte je nach Stationslage auch innerhalb einer Höhenklasse stark schwanken, wurden anstelle der Mittelwerte die Quartile dargestellt.

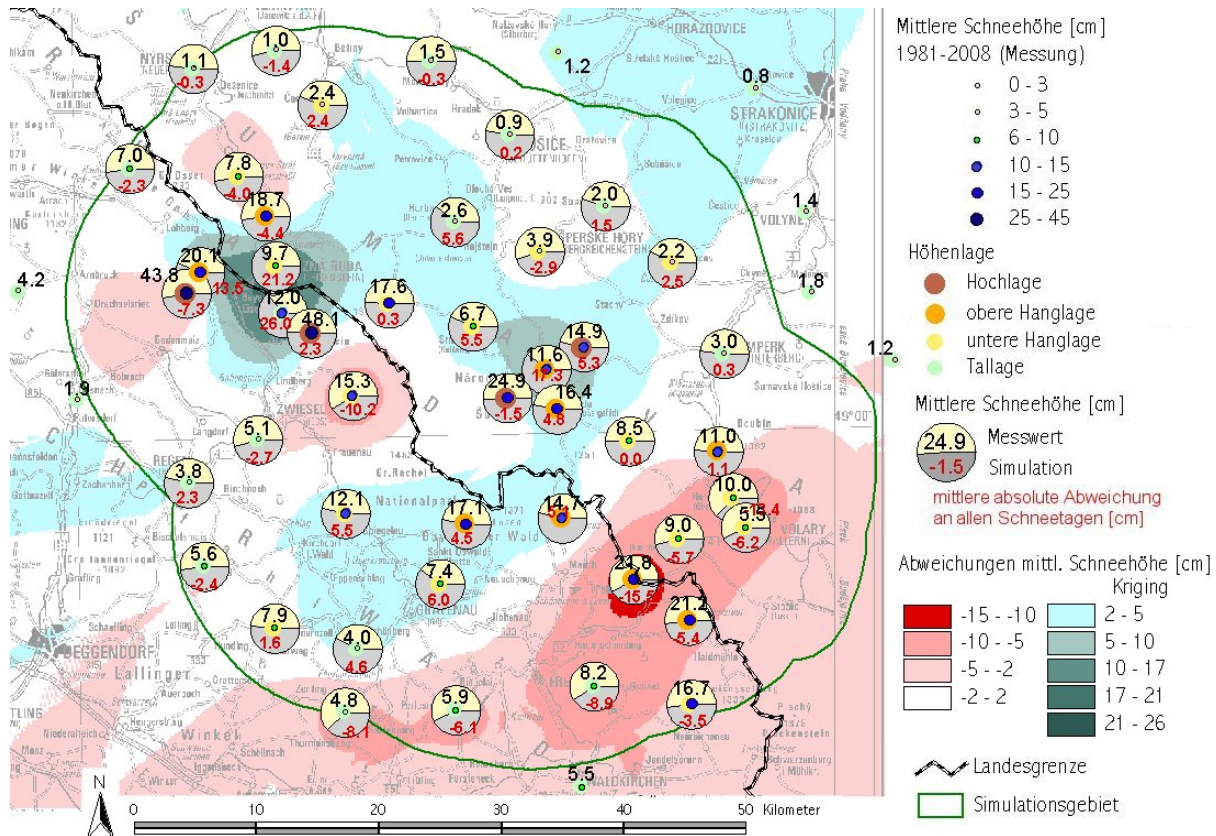


Abb. 3: Schneehöhe (Jahresmittel 1981-2008) an den Schneepegeln des DWD und CHMI im Untersuchungsgebiet und Vergleich mit den simulierten Werten, räumliche Fehlerverteilung (mittlere absolute Abweichung an allen Schneetagen)

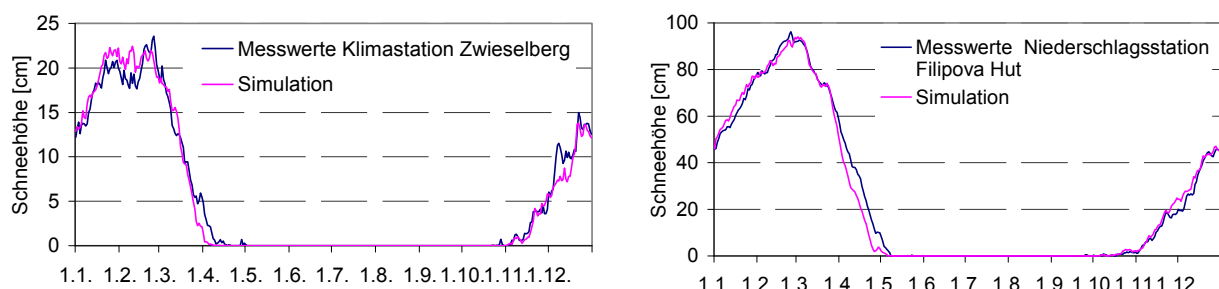


Abb. 4: Jahresgang der Schneehöhe (1981-2008), Simulation und Messung in Zwieselberg (Tallage, BRD links) und Filipova Hut (Hochlage, ČR, rechts)

Aus dem langjährigen innerjährlichen Gang der beobachteten und der simulierten Schneehöhen (Abbildung 4) wurden für jede Station die mittlere Schneedeckendauer mit Beginn und

Ende ermittelt. Die Abschätzung der Simulationsgüte erfolgte hinsichtlich der Abweichungen der täglich simulierten von den beobachteten Schneehöhen auf der Basis des „root mean square errors“ RMSE, des mittleren absoluten Fehlers bei Einbeziehung aller Tage (aF) bzw. nur der Schneetage (aF_s), sowie des mittleren relativen Fehlers rF für die Schneetage. Die Simulationsergebnisse und die erzielten Gütewerte sind in Tabelle 1 enthalten.

Tab. 1: Vergleich der beobachteten (obs) und simulierten (sim) Schneehöhen (SH), Schneedeckendauer (t), Termine der Schneefreiheit (SF) und der Simulationsgütekriterien RMSE, absoluter Fehler aF und relativen Fehler rF insgesamt und an allen Schneetagen (s) für den Zeitraum 09/1980-12/2008 als Mittelwert (MW) bzw. Quartile Q0-Q4, n: Anzahl der Pegel

Lage	n		SH _{obs} [cm]	SH _{sim} [cm]	t _{obs} [d]	t _{sim} [d]	SF _{obs}	SF _{sim}	RMSE [cm]	aF [cm]	aF _s [cm]	rF _s
Bayern												
Hochlage	2	MW	43.8	38.2	265	249	11. Juni	27. Mai	26.4	-3.85	-7.3	0
obere Hanglage	5	Q0	14.7	16	206	188	6. Mai	23. Apr.	12.8	-5.7	-15.5	-0.22
		Q1	17.1	17	207	191	6. Mai	24. Apr.	13.3	-2.1	-5.4	-0.11
		Q2	20.1	19	210	194	8. Mai	25. Apr.	17.2	1.7	4.5	0.01
		Q3	21.2	19.2	214	196	8. Mai	4. Mai	17.7	2.1	5.1	0.41
		Q4	21.8	25.6	217	219	8. Mai	13. Mai	18.5	5.5	13.5	0.41
untere Hanglage	5	Q0	7.4	8.6	173	171	17. Apr.	18. Apr.	7	-3.6	-10.2	-0.31
		Q1	7.9	10.8	181	174	18. Apr.	18. Apr.	9.6	-1.2	-3.5	-0.04
		Q2	12.1	11.1	185	178	20. Apr.	21. Apr.	10.4	0.5	1.6	0
		Q3	15.3	14	190	179	23. Apr.	22. Apr.	11.8	1.9	5.5	0.13
		Q4	16.7	15.5	211	192	6. Mai	4. Mai	13	2.1	6.0	0.43
Tallage	9	Q0	3.8	2.9	158	150	2. Apr.	2. Apr.	2.7	-2.5	-8.9	-0.4
		Q1	4.8	4.4	164	161	4. Apr.	5. Apr.	5.8	-1.4	-6.1	-0.24
		Q2	5.6	5.2	170	163	15. Apr.	10. Apr.	6.4	-0.5	-2.4	-0.19
		Q3	7	5.7	179	170	17. Apr.	18. Apr.	6.9	0.6	2.3	0.13
		Q4	12	21.5	189	214	26. Apr.	12. Mai	22.6	9.4	26.0	1.54
Tschechien												
Hochlage	2	MW	19.9	20.8	229	210	9. Mai	5. Mai	14.7	0.8	1.9	0.26
obere Hanglage	4	Q0	11.0	11.6	187	198	25. Apr.	25. Apr.	5.7	-1.7	-4.4	-0.07
		Q1	11.5	15.7	197	202	25. Apr.	1. Mai	11.5	0.0	-0.3	0.16
		Q2	14.0	17.8	205	204	1. Mai	4. Mai	13.8	1.3	2.9	0.28
		Q3	17.0	18.6	212	206	6. Mai	4. Mai	14.3	3.2	7.9	0.54
		Q4	18.7	18.7	218	208	6. Mai	6. Mai	14.4	6.9	17.3	1.24
untere Hanglage	11	Q0	2.2	3.0	185	169	18. Apr.	9. Apr.	4.5	-4.2	-13.4	-0.44
		Q1	4.7	3.7	189	174	21. Apr.	10. Apr.	6.9	-1.2	-4.8	-0.18
		Q2	7.8	6.8	194	177	24. Apr.	18. Apr.	8.6	0.1	0.0	0.11
		Q3	9.4	8.8	200	189	25. Apr.	24. Apr.	11.0	0.7	2.5	0.39
		Q4	17.6	18.6	212	213	7. Mai	10. Mai	20.2	7.5	21.2	1.32
Tallage	7	Q0	0.9	0.9	155	153	19. Mrz.	22. Mrz.	1.4	-0.1	-1.4	-0.08
		Q1	1.1	1.1	162	155	31. Mrz.	23. Mrz.	2.5	0.0	-0.3	-0.01
		Q2	1.5	1.5	176	157	2. Apr.	23. Mrz.	2.8	0.1	0.2	0.02
		Q3	2.3	2.8	184	173	18. Apr.	9. Apr.	3.7	0.3	0.9	0.16
		Q4	3.0	4.1	196	177	25. Apr.	10. Apr.	6.6	1.5	5.6	0.50

Für fast alle Schneepegel konnte eine gute Anpassung der beobachteten Schneehöhen und deren innerjährliche Verteilung durch die Modellierung erzielt werden. Insbesondere wurde der Beginn der Schneedeckenzeit, aber auch einzelner Schneeperioden mit hoher Genauigkeit simuliert. Das Abschmelzen der Schneedecke erfolgt im Modell zumeist etwas zu schnell. Je nach Standort liegt deshalb das simulierte Ende der Schneedeckenzeit um bis zu 17 Tage vor dem beobachteten Termin. Hier zeigen sich die Grenzen dieses auf Tageswerten basierenden Modells. Es reagiert hochsensitiv auf den zu kalibrierenden Parameter T^G als Grenze zwischen Schmelz- und Akkumulationsphase. Wurde dieser separat für die einzelnen Messreihen bestimmt, so konnte eine deutlich bessere Anpassung als auf der Basis eines Parameterwertes für das ganze Untersuchungsgebiet erzielt werden. Das weist einerseits auf den lokal unterschiedlich ausgeprägten Tagesgang von Lufttemperatur und Globalstrahlung (Mikoklima) hin, und verdeutlicht andererseits die Unsicherheit der räumlichen Abbildung der Witterung auf der Basis der vorhandenen Stationsdaten. So werden im Umkreis des Großen Arbers (1456 m. ü. NN) die Lufttemperaturen scheinbar deutlich unterschätzt, was zu einer Überschätzung der Schneemengen an den, der „Unteren Hanglage“ bzw. „Tallage“ zugeordneten, Niederschlagsstationen Zelezná Ruda und Zwieseler Waldhaus führt. Das andere Extrem ist im Südostbereich des Untersuchungsgebietes zu beobachten (Abbildung 3). Die hier festgestellte Unterschätzung von Schneemenge und Dauer ist mit großer Wahrscheinlichkeit auf eine Unterschätzung der Niederschläge in diesem Bereich zurückzuführen, wie hydrologische Modelluntersuchungen für das Einzugsgebiet der Ilz (SPRENGER et al. 2012) nahe legen.

Insgesamt stimmt jedoch die simulierte räumliche Verteilung der Schneehöhen gut mit den beobachteten Werten überein, soweit das anhand des bestehenden Netzes der Beobachtungsstationen bewertbar ist (Abbildung 5). Bei der Nutzung dieser Ergebnisse sollten die angesprochenen Unsicherheiten in ihrer räumlichen Ausprägung (Abbildung 3) berücksichtigt werden.

6. Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Untersuchungen zeigen, dass durch ein Einschicht-Schneemodell auf der Basis der vereinfachten Energiebilanzgleichung Höhe und Dauer der Schneedecke im Böhmerwald hinreichend genau als Grundlage für das Wildtiermanagement simuliert werden können. Die oben diskutierten Unsicherheiten innerhalb der Abschmelzperiode können dabei zumeist vernachlässigt werden, da dann die Schneehöhen unterhalb des für die Rehe kritischen Schwellenwertes von 30 cm liegen. Vorteil dieser Herangehensweise ist die Beschränkung auf allgemein verfügbare Eingangsdaten, wie tägliche meteorologische Daten. Als problematisch hat sich bei dieser Zeitschrittweite die Bestimmung des Modellparameters der Grenztemperatur zur Unterscheidung zwischen Akkumulations- und Schmelzphase herausgestellt. Gerade im Frühjahr genügt die Verwendung der Tagesmitteltemperatur nur eingeschränkt den Anforderungen. Erschwerend kommen die Ungenauigkeiten bei der Regionalisierung der meteorologischen stationsbasierten Eingangsdaten hinzu. Aufgrund des grobmaschigen Stationsnetzes ist hier mit großen lokalen Ungenauigkeiten zu rechnen.

Es ist nicht zu erwarten, dass in Zukunft zeitlich und räumlich höher auflösende meteorologische Daten für diese Grenzregion verfügbar sein werden. Deshalb ist geplant, die Zeit-

schrittweise der Schneesimulation intern zu verringern und diesen Ansatz an den hoch aufgelösten Messdaten des Einzugsgebietes „Große Ohe“ im Kerngebiet des Nationalparks Bayerischer Wald (s. KLÖCKING et al. 2005) zu testen.

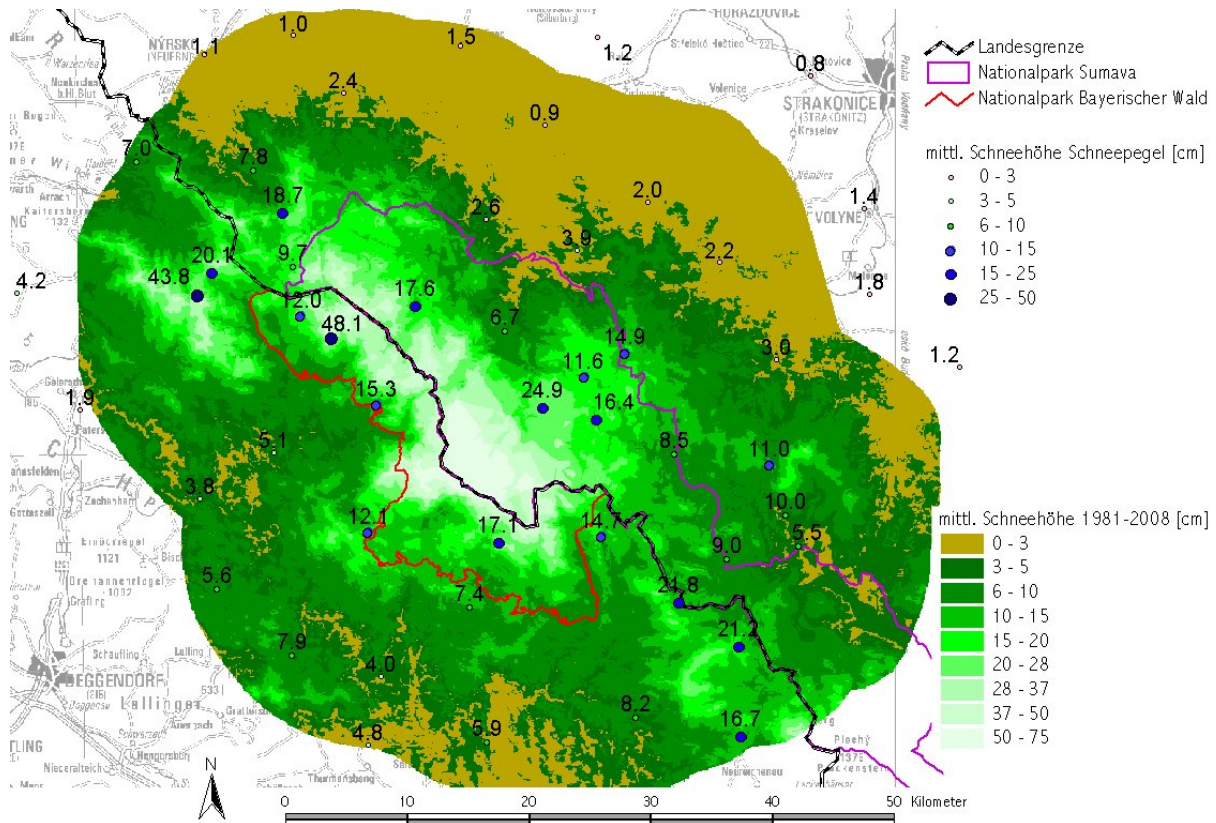


Abb. 5: Flächendeckend simulierte und an den Schneepegeln beobachtete Schneehöhen (Mittel 1981-2008)

Literatur

- BECKER, A., B. KLÖCKING, W. LAHMER & B. PFÜTZNER (2002): The Hydrological Modelling System ArcEGMO. In: Mathematical Models of Large Watershed Hydrology (Eds.: Singh, V.P. & D.K. Frevert). Water Resources Publications, Littleton/Colorado, 321-384. ISBN 1-887201-34.
- BERTLE, F.A. (1966): Effect of Snow-Compaction on Runoff from Rain and Snow. Bureau of Reclamation, Engineering Monograph, Washington.
- BRAUN, L.N. (1985): Simulation of Snowmelt-runoff in Lowland and Lower Alpine Regions of Switzerland. Zürcher Geographische Schriften, Heft 21. ETH Zürich.
- BRUTSAERT, W., (1975): On a derivable formula for long wave radiation from clear skies. Water Resources Research, 11, 742-744.
- CAGNACCI, F. et al. (2011): Partial migration in roe deer: migratory and resident tactics are end points of a behavioural gradient determined by ecological factors. Oikos 120 (12) 1790–1802.
- CEDERLUND, G. & E. LINDSTROËM (1983): Effects of severe winters and fox predation on roe deer mortality. Acta Theriol. 287: 129-145.
- CHAPE, S. et al. (2005): Measuring the extent and effectiveness of protected areas as an indicator for meeting global biodiversity targets. Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences 360(1454): 443-455.
- DINGMAN, S.L. (1994): Physical Hydrology. Macmillan, New York.

- ELLING, W., E. BAUER, G. KLEMM & H. KOCH (1987): Klima und Böden. Waldstandorte. Nationalpark Bayerischer Wald, Heft 1. Schriftenreihe des Bayerischen Staatsministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten. Grafenau. 255 S.
- FARR, T.G. & M. KOBRICK (2000): Shuttle Radar Topography Mission produces a wealth of data, Amer. Geophys. Union Eos, V. 81, P. 583-585.
- FLERCHINGER, G.N. (2000): The Simultaneous Heat and Water (SHAW) Model: Technical Documentation, Northwest Watershed Research Center, USDA Agricultural Research Service, Boise, Idaho, Technical Report NWRC 2000-09.
- FUCHS, M. (2005): Auswirkungen möglicher Klimaänderungen auf die Hydrologie verschiedener Regionen Österreichs, Dissertation an der Universität für Bodenkultur Wien, 229 S.
- GOODISON, B.E., H.L. FERGUSON & G.A. MCKAY (1981): Measurement and data analysis. In: Gray, D.M., Male, D.H. (Eds.), Handbook of Snow, Pergamon Press, Toronto, 191-274.
- GRAY, D.M. & D.H. MALE (eds.), (1981): Handbook of Snow, Principles, processes, management & use. Pergamon Press, Toronto, 776 p.
- HERPERTZ, D. (2001): Schneehydrologische Modellierung im Mittelgebirgsraum, Diss. Chemisch - Geowissenschaftliche Fakultät der Friedrich-Schiller-Universität Jena, 231 S.
- HEURICH, M., F. BAIERL, S. GÜNTHER & K. F. SINNER (2011): Management and conservation of large mammals in the Bavarian Forest National Park. Silva Gabreta, 17(1), 1-18.
- HOLAND, Ø., MYSTERUD, A., WANNAG, A. & J.D.C. LINNELL (1998). Roe deer in northern environments: physiology and behaviour. The European roe deer: the biology of success, 117-137.
- JONES, H.G., J.W. POMEROY, D.A. WALKER & R.W. HOHAM (2001): Snow ecology, An Interdisciplinary Examination of Snow-Covered Ecosystems, Cambridge University Press, 378 p.
- KLÖCKING, B., R. SCHWARZE, B. BEUDERT, F. SUCKOW, P. LASCH, F. BADECK & B. PFÜTZNER (2005): Auswirkungen des Borkenkäferbefalls auf den Wasser- und Stoffhaushalt zweier Gewässereinzugsgebiete im Nationalpark Bayerischer Wald, Schriftenreihe „Wasserhaushalt und Stoffbilanzen im naturnahen Einzugsgebiet der Großen Ohe“, Bd. 8, ISSN 0937-0056.
- KNAUF, D. (1980): Die Berechnung des Abflusses aus einer Schneedecke. In: Schriftenreihe des DVWK, Heft 46: Analyse und Berechnung oberirdischer Abflüsse. DVWK, Bonn.
- KUCHMENT, L.S., V.N. DEMIDOV & Y.G. MOTOVILOV (1983): River runoff formation (physically-based models). Nauka: Moscow; 216. (In Russian).
- LUCCARINI, S., L. MAURI, S. CIUTI, P. LAMBERTI & M. APOLLONIO (2006): Red deer (*Cervus elaphus*) spatial use in the Italian Alps: home range patterns, seasonal migrations, and effects of snow and winter feeding. *Ethology Ecology & Evolution*, 18(2), 127-145.
- MARTINEC, J., A. RANGO & R. ROBERTS (1994): Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual (Updated Edition 1994, Version 3.2; ed. M.F. Baumgartner). Geographica Bernensia P29, Bern.
- MEISTER, R. (1985): Density of new snow and its dependence on air temperature and wind. *Zürcher Geogr. Schriften*, 23, 73-79.
- MYSTERUD, A. et al. (1997): Effects of snow depth on food and habitat selection by roe deer *Capreolus capreolus* along an altitudinal gradient in south-central Norway. *Wildlife Biology* 3 (1): 27-33.
- NOACK, E.-M. (1979): Witterung und Klima im Nationalpark Bayerischer Wald. In: Nationalpark Bayerischer Wald, Heft 5. Schriftenreihe des Bayerischen Staatsministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten. München. 132 S.
- PARKER, K.L., C. T. ROBBINS & T. A. HANLEY (1984): Energy expenditure for locomotion by mule deer and elk. *Journal of Wildlife Management* 48: 474-488.
- PFÜTZNER, B. (Ed., 2003): Modelldokumentation ArcEGMO. <http://www.arcegmo.de>, ISBN 3-00-011190-5.

- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen Wetterdienstes Nr. 194, 93 Seiten, Offenbach am Main 1995.
- RODRIGUES, A.S.L. et al. (2004): Effectiveness of the global protected area network in representing species diversity. *Nature* 428(6983): 640-643.
- SCHULLA, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. Zürcher Geographische Schriften 69, ETH Zürich.
- SPRENGER, W. et al. (2012): Fallstudie Ilz – Auswirkungen des Klimawandels auf den Grundwasserhaushalt und die Wasserversorgung im Bayerischen Wald (in Vorbereitung), KLIWA-Berichte.
- WEISE, K. & U. WENDLING (1974): Zur Berechnung des Bodenfeuchteverlaufs aus meteorologischen und bodenphysikalischen Größen. *Archiv für Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde*, 18/2 und 3, 145-155.
- WILSON, E.O. (1997): Der Wert der Vielfalt: Die Bedrohung des Artenreichtums und das Überleben des Menschen. Piper-Verlag.

Möglichkeiten und Grenzen der Schneesimulation mit dem Hochwasservorhersagemodell LARSIM

Ingo Haag, Manfred Bremicker

Zusammenfassung

Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM beinhaltet unterschiedlich komplexe Verfahren zur Schneesimulation, die modular kombiniert werden können und eine Anpassung an die Datenlage bzw. die Fragestellung ermöglichen. In der Hochwasservorhersage wird häufig ein physikalisch fundiertes Verfahren zur Berechnung der vollständigen Energiebilanz der Schneedecke angewandt. Durch die Kombination dieses Energiebilanzverfahrens mit einer detaillierten Simulation der Setzung und Reifung der Schneedecke kann die tatsächliche Schneedynamik zumeist gut nachvollzogen werden. Derzeit wird die erreichbare Genauigkeit bei der Schneesimulation in Wasserhaushaltsmodellen vor allem durch die zeitliche Variabilität der Grenztemperatur für den Übergang von Regen zu Schneefall begrenzt. Dieser Problematik wird bei der operationellen Hochwasservorhersage in Baden-Württemberg durch die explizite Berücksichtigung der aus der Grenztemperatur resultierenden Unsicherheit und durch die bedarfsweise Assimilation unabhängiger Schneemessdaten erfolgreich begegnet.

1. Einführung

Die Speicherung von Niederschlag als Schnee und die spätere Schmelze haben häufig maßgeblichen Einfluss auf den jahreszeitlichen Gang des Abflusses sowie auf die Bodenfeuchte und die Abflussbildung insbesondere im Frühjahr. Vor allem in nival und nivo-pluvial geprägten Einzugsgebieten sind auch bedeutende Hochwasser häufig schneebeeinflusst. Die adäquate Simulation der Schneedynamik ist daher ein unverzichtbarer Bestandteil von Wasserhaushalts- und Hochwasservorhersagemodellen. In dem für langfristige Wasserhaushaltssimulationen und die Hochwasservorhersage genutzten Modell LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model) stehen daher mehrere, modular einsetzbare Verfahren zur Schneesimulation zur Verfügung. Nachfolgend werden zunächst die Möglichkeiten der Schneesimulation mit LARSIM verdeutlicht, indem ein Überblick über die verfügbaren Verfahren gegeben und ein häufig verwendeter Energiebilanzansatz detailliert beschrieben wird. Hierauf aufbauend wird auf die Grenzen der Schneesimulation und die Ansätze zu deren Überwindung eingegangen.

2. Schneesimulation mit LARSIM

2.1 Räumliche Auflösung der Schneesimulation

Mit LARSIM erfolgt die Simulation des terrestrischen Wasserkreislaufs räumlich getrennt für einzelne Teileinzugsgebiete bzw. Rasterelemente (BREMICKER 2000). Die Größe dieser sogenannten Teilgebiete (TGB) kann je nach Erfordernissen, Datenverfügbarkeit und Aufgabenstellung variiert werden. In der Hochwasservorhersage werden häufig rasterbasierte LARSIM-Modelle mit einer räumlichen Teilgebietsauflösung von $1 \times 1 \text{ km}^2$ eingesetzt (HAAG & BREMICKER 2010). Die TGB sind intern nochmals in einheitliche Landnutzungs-Boden-Kompartimente (LBK) unterteilt, die als Hydrological Response Units aufgefasst werden kön-

nen (vgl. BEVEN 2012). Die Modellierung des Schneespeichers erfolgt in LARSIM getrennt für die einzelnen LBK. Zusätzlich kann optional auch die Höhenzonierung innerhalb der TGB berücksichtigt werden (LUCE et al. 2011), sodass die Schneesimulation innerhalb eines TGB landnutzungs- und höhenspezifisch erfolgt.

2.2 Überblick über die Verfahren zur Schneesimulation

Bei der Modellierung der Schneedynamik können grundsätzlich die drei Aspekte Akkumulation, Energiebilanz sowie Setzung mit tatsächlicher Schmelze unterschieden werden. Hinsichtlich der Schneeakkumulation wird in LARSIM entsprechend SFB81 (1980) davon ausgegangen, dass der Niederschlag als Regen fällt, wenn die (bodennahe) Lufttemperatur größer als eine bestimmte Grenztemperatur ist. Unterschreitet die Lufttemperatur während des Niederschlags diese Grenztemperatur, wird von Schneefall und Schneeakkumulation ausgegangen. Die Grenztemperatur kann als Kalibriergröße vorgegeben werden. Ein allmählicher Übergang von Schnee zu Regen wird dabei nicht berücksichtigt (Abbildung 1).

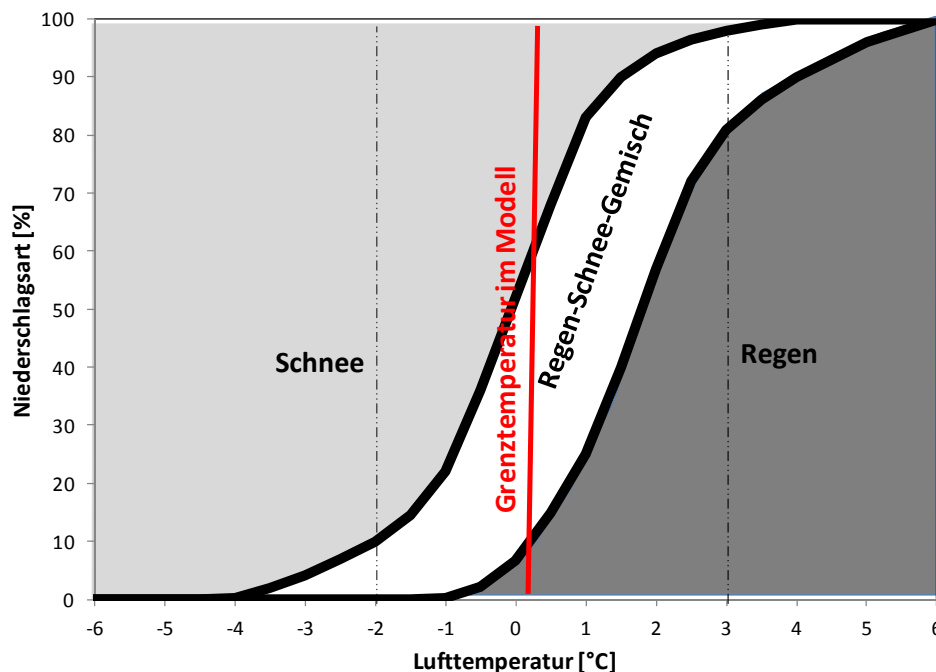


Abb. 1: Reale langjährige Zusammensetzung des Niederschlags aus Schnee, Regen und Regen-Schnee-Gemisch an der Klimastation Hohenpeißenberg in Abhängigkeit von der Lufttemperatur (aus SFB81 (1980), verändert) und beispielhafte Modell-Grenztemperatur.

Sobald eine Schneedecke liegt, hängt ihre weitere Entwicklung von der Energiebilanz sowie von der Setzung (Metamorphose, interne Retention von Schmelzwasser) ab (z.B. BRAUN 1985, TARBOTON & LUCE 1996). Der Detaillierungsgrad, mit dem diese Prozesse simuliert werden, müssen bzw. können, hängt von der Fragestellung, der raum-zeitlichen Auflösung und der Datenverfügbarkeit ab. Um dem Rechnung zu tragen, stehen in LARSIM mehrere, modular einsetzbare Verfahren unterschiedlicher Komplexität zur Berechnung der Energiebilanz sowie der Setzung und Schmelze von Schneedecken zur Verfügung. Tabelle 1 gibt einen Überblick über diese Verfahren und deren Kombinationsmöglichkeiten.

Tab. 1: Kombinationsmöglichkeit der in LARSIM verfügbaren Berechnungsansätze für Energiebilanz sowie Setzung und Schmelze der Schneedecke

		Setzung und Schmelze		
		ohne	Bertle-Verfahren	UEB-Retention
Energiebilanz	Grad-Tag-Verfahren	X	X	
	Knauf vereinfacht	X	X	
	Knauf erweitert	X	X	
	Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model UEB	X		X
	Vollständige Energiebilanz (mit Zusatzoptionen)	X	X	X

Die verfügbaren Energiebilanzansätze repräsentieren dabei unterschiedlich starke Vereinfachungen der vollständigen Energiebilanz der Schneedecke, die in Abbildung 2 schematisch dargestellt ist. Bei dem sehr weit verbreiteten Grad-Tag-Verfahren wird die Lufttemperatur als alleiniges integrales Maß für die Energiebilanz der Schneedecke verwendet. Folglich wird nur die Lufttemperatur als Eingangsgröße benötigt. In LARSIM ist das Verfahren so umgesetzt, dass der Anwender die Möglichkeit hat, zwischen zwei Optionen zu wählen: Entweder wird nur die Energiebilanz über das Grad-Tag-Verfahren berechnet, während die daraus resultierende Setzung und tatsächliche Schmelze getrennt mit dem Bertle-Verfahren berechnet werden. Oder die tatsächliche Schmelze resultiert unmittelbar aus dem Grad-Tag-Verfahren.

Die beiden Knauf-Verfahren basieren auf den Arbeiten von KNAUF (1980) zur Berechnung des Abflusses aus Schneedecken. Beim vereinfachten Knauf-Ansatz gehen der Bodenwärmestrom (w_{bodn}) als konstanter Wert, der Energieeintrag durch flüssigen Niederschlag (w_{nied}) sowie der Strom fühlbarer Wärme (w_{sense}) in die Energiebilanz ein. Dabei ist w_{sense} jedoch als integrales Maß für alle anderen Austauschvorgänge mit der Atmosphäre anzusehen. Für das vereinfachte Knauf-Verfahren wird neben Niederschlag und Lufttemperatur die Windgeschwindigkeit als dritte meteorologische Eingangsgröße benötigt.

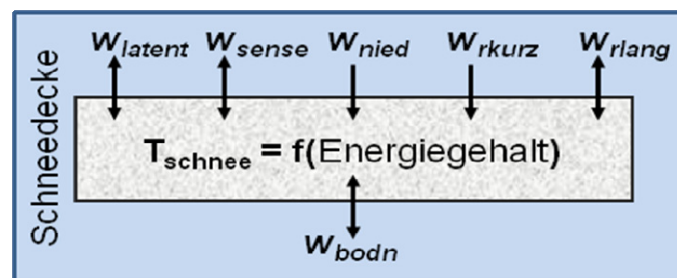


Abb. 2: Schematische Darstellung der Energiebilanz einer Schneedecke (w: Wärmeströme).

Im erweiterten Knauf-Verfahren werden zusätzlich der Strom latenter Wärme (w_{latent}) sowie die kurzweilige Strahlungsbilanz (w_{kurz}) explizit berücksichtigt. Als zusätzliche meteorologische Eingangsgrößen werden daher die Luftfeuchtigkeit sowie die Globalstrahlung oder die Sonnenscheindauer benötigt. Bei beiden Knauf-Verfahren kann die Setzung der Schneedecke vernachlässigt werden, sodass die Schmelze unmittelbar aus der Energiebilanz resultiert, oder das Bertle-Verfahren kann zur expliziten Berechnung der Setzung verwendet werden.

Alternativ zu den Knauf-Verfahren kann eine Modifikation des Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB) verwendet werden (TARBOTON & LUCE 1996). Bei diesem Verfahren wird die vollständige Energiebilanz gemäß Abbildung 2 berücksichtigt. Hierfür werden dieselben meteorologischen Eingangsgrößen wie für das erweiterte Knauf-Verfahren benötigt. Bei diesem Ansatz wird der Zustand der Schneedecke ausschließlich auf Grundlage ihres Wasseräquivalents und ihres Energiegehalts beschrieben. Daher kann das UEB nicht mit dem Bertle-Verfahren zur Berechnung der Setzung kombiniert werden. Vielmehr werden die Setzung und der Schmelzwasseranfall an der Basis der Schneedecke mithilfe einer Rückhaltefunktion und eines vereinfachten Darcy-Ansatzes berechnet (TARBOTON & LUCE 1996).

Darüber hinaus kann ein vollständiger Energiebilanzansatz auch in Verbindung mit dem Bertle-Verfahren oder ohne gesonderte Berücksichtigung der Setzung angewandt werden (HAAG 2006). Dieser bei der operationellen Hochwasservorhersage häufig verwendete Energiebilanzansatz wird zusammen mit den dafür verfügbaren Zusatzoptionen im folgenden Abschnitt detailliert beschrieben.

Das in KNAUF (1980) im Detail erläuterte Setzungsberechnungsverfahren nach BERTLE (1966) berücksichtigt die relevanten Setzungsvorgänge wie Kompaktion, Umkristallisation und Retention von flüssigem Wasser explizit. Als interne Schneezustandsgrößen resultieren aus diesem Verfahren daher neben dem Wasseräquivalent explizite Angaben zum Gehalt flüssigen Wassers, zur Schneedichte und zur resultierenden Schneehöhe. Schneesimulationen unter Verwendung des Bertle-Verfahrens können daher z.B. auch anhand von Schneehöhen validiert werden.

2.3 Berechnung der vollständigen Energiebilanz

Mit LARSIM kann die in Abbildung 2 schematisch dargestellte Energiebilanz der Schneedecke unter expliziter Berücksichtigung aller Energieströme berechnet werden. Die infolge des turbulenten Stroms latenter Wärme resultierende Sublimation, Verdunstung oder Kondensation an der Schneeoberfläche wird auch in der Wasserbilanz berücksichtigt. Der Energiegehalt der Schneedecke sowie die daraus resultierende Schneetemperatur und ihre Rückkopplung mit den Energieströmen werden explizit berechnet. Zudem wird der Einfluss der Vegetationsbedeckung vereinfacht abgebildet (HAAG 2006).

Die durch flüssigen Niederschlag eingetragene Wärme (w_{nied}) berechnet sich aus der Niederschlagsmenge, der Temperatur des Niederschlags und der Wärmekapazität flüssigen Wassers. Der Bodenwärmestrom (w_{bodn}) kann in LARSIM als konstanter Wert vorgegeben oder dynamisch berechnet werden. Die grundlegende Konzeption der dynamischen Berechnung

des Bodenwärmestroms ist in Abbildung 3 skizziert (HAAG 2006): Die mittlere Temperatur und der Anteil gefrorenen Bodenwassers einer Bodensäule der Mächtigkeit $2z$ werden durch deren Energiegehalt definiert. Die mittlere Temperatur der Bodensäule entspricht dabei zugleich der Bodentemperatur in der Tiefe z . Der Bodenwärmestrom ergibt sich aus dem Temperaturgradienten zwischen der Bodenoberfläche (T_0) und der Tiefe z (T_z). Für die Energiebilanz des Kontrollvolumens der Mächtigkeit $2z$ wird zudem berücksichtigt, dass das Bodenwasser gefrieren und tauen kann und ein jahreszeitlich variabler Wärmestrom aus tieferen Bodenschichten (w_{tief}) vorliegt.

Unter der plausiblen Annahme einer näherungsweise konstanten Wärmeleitfähigkeit des Bodens λ_{bodn} wird der Bodenwärmestrom unter Anwendung des 1. Fick'schen Gesetzes wie folgt berechnet (HAAG 2006):

$$w_{\text{bodn}} = \lambda_{\text{bodn}} \cdot \frac{T_0 - T_z}{z}$$

Wenn Schnee liegt, wird die Temperatur an der Bodenoberfläche (T_0) der mittleren Temperatur der Schneedecke (T_{schnee}) gleichgesetzt. Wenn keine Schneedecke vorhanden ist, wird T_0 der Lufttemperatur gleich gesetzt, was gemäß RANKIEN et al. (2004) als gute Näherung gelten kann. Das dargestellte Verfahren erlaubt zudem die Berechnung der Bodengefrorenis und der oberflächennahen Bodentemperatur (T_z), was unter anderem die Validierung des Ansatzes anhand von Bodentemperaturmessungen erlaubt (HAAG 2006). Abbildung 4 verdeutlicht anhand einer Station auf der Schwäbischen Alb beispielhaft, dass die mit dem Ansatz simulierten Bodentemperaturen gut mit Messwerten in Bodentiefen zwischen 5 cm und 20 cm korrespondieren. Folglich können auch die berechneten Bodenwärmeströme als realistisch angesehen werden.

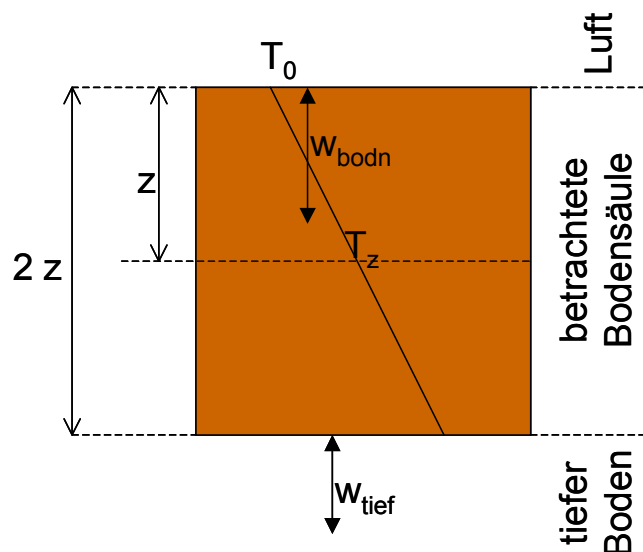


Abb. 3: Konzeption zur dynamischen Berechnung des Bodenwärmestroms

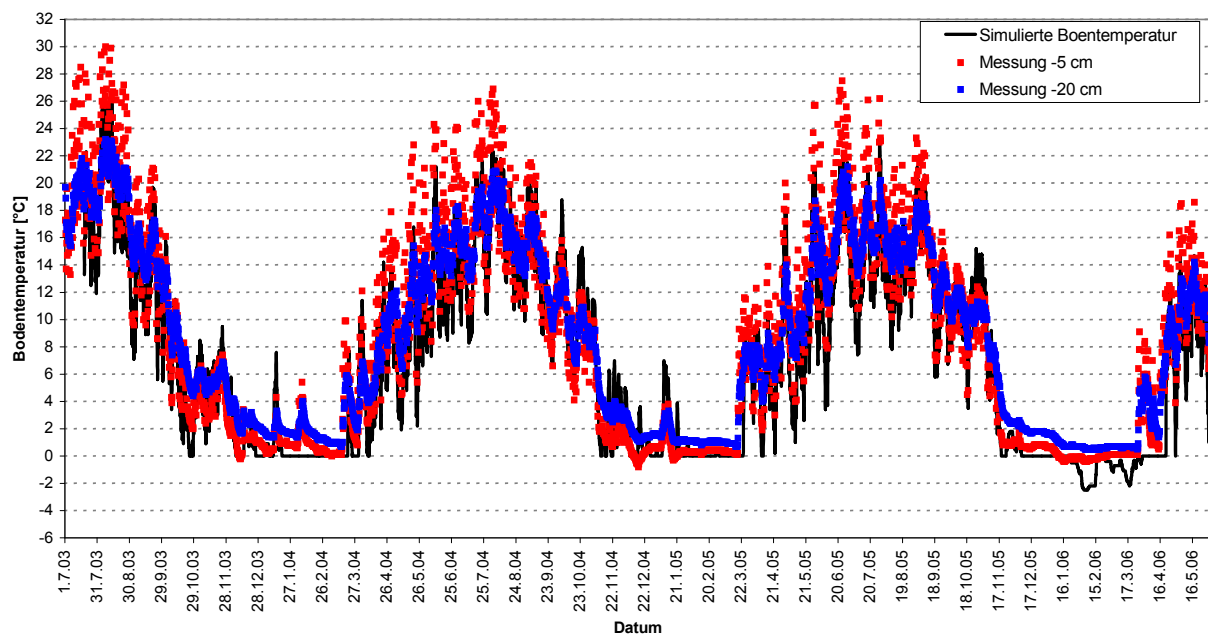


Abb. 4: Vergleich zwischen simulierter Bodentemperatur T_z und Messungen bei Klippeneck.

Die kurzwellige Strahlungsbilanz (w_{kurz}) ergibt sich aus der eingehenden Globalstrahlung (R_{kurz}) und der Albedo der Schneedecke (α):

$$w_{\text{kurz}} = (1 - \alpha) \cdot R_{\text{kurz}}$$

Die Albedo der Schneedecke kann dabei entweder als zeitlich konstanter Kalibrierparameter vorgegeben werden oder zeitlich dynamisch als Funktion der Alterung der Schneeoberfläche berechnet werden. Die aktuelle Albedo der Schneedecke ergibt sich dabei aus der Albedo von Neuschnee (α_0) und einem dimensionslosen Schneealter (τ), das die Alterung der Schneedecke infolge Wasserdampfdiffusion, Schmelzen und Wiedergefrierens und Staubdeposition berücksichtigt (TARBOTON & LUCE 1996, HAAG 2006):

$$\alpha = \alpha_0 \left(1 - 0,35 \cdot \frac{\tau}{1 + \tau} \right)$$

Die langwellige Strahlungsbilanz (w_{lang}) ergibt sich aus der Differenz zwischen der atmosphärischen Gegenstrahlung (R_{Latm}) und der Wärmestrahlung der Schneedecke (R_{Lschnee}):

$$w_{\text{lang}} = R_{\text{Latm}} - R_{\text{Lschnee}}$$

Die Wärmestrahlung der Schneedecke wird mit dem Stefan-Boltzmann-Gesetz als Funktion der Schneetemperatur (T_{schnee}) unter Berücksichtigung der Stefan-Boltzmann-Konstanten (σ) berechnet. Dabei kann davon ausgegangen werden, dass Schnee im relevanten langwelligen Bereich wie ein schwarzer Strahler wirkt (HAAG 2006):

$$R_{Lschnee} = \sigma \cdot (T_{schnee} + 273,15)^4$$

Die Temperatur der Schneedecke wird dabei als Funktion ihres Energieinhalts dynamisch berechnet. Optional kann für die Berechnung der Wärmestrahlung der Schneedecke anstelle der aus dem Energiegehalt resultierenden mittleren Temperatur auch die realistisch abgeschätzte Oberflächentemperatur der Schneedecke verwendet werden (siehe unten).

Die atmosphärische Gegenstrahlung wird in LARSIM mit dem Ansatz nach BRUTSAERT (1975) für klaren Himmel unter zusätzlicher Berücksichtigung des Bewölkungsgrades berechnet. Dabei werden die aktuelle Lufttemperatur (T_{Luft}), der aktuelle Wasserdampfdruck (e) und der Wolkenbedeckungsgrad (n/N) berücksichtigt:

$$R_{Latm} = 1,28 \cdot \sigma \cdot (T_{Luft} + 273,15)^4 \cdot \left(\frac{e}{T_{Luft} + 273,15} \right)^{1/7} \cdot \left(1 + 0,22 \cdot \left(\frac{n}{N} \right)^2 \right)$$

Die Ströme fühlbarer und latenter Wärme werden mit aerodynamischen Ansätzen berechnet. Die Gradienten ergeben sich aus den Differenzen zwischen Lufttemperatur (T_{Luft}) und Schneetemperatur (T_{schnee}) bzw. Wasserdampfdruck in der Luft (e) und Sättigungsdampfdruck an der Schneeoberfläche ($e_{sat,schnee}$). Der für beide turbulenten Wärmeströme verwendete Übergangskoeffizient wird aus einem windunabhängigen Parameter (f_0) und dem Produkt eines zweiten Parameters (f_1) mit der Windgeschwindigkeit (v) berechnet. Beim Strom latenter Wärme muss zur Umrechnung in Wärmeeinheiten zusätzlich der Kehrwert der Psychrometerkonstanten über Schnee und Eis (β) berücksichtigt werden:

$$w_{sense} = (f_0 + f_1 \cdot v) \cdot (T_{Luft} - T_{schnee})$$

$$w_{latent} = (f_0 + f_1 \cdot v) \cdot ((e - e_{sat,schnee}) \cdot \beta)$$

Wie bei der Wärmestrahlung der Schneedecke kann auch bei den turbulenten Wärmeströmen anstelle der mittleren Schneetemperatur optional eine realistisch abgeschätzte Temperatur an der Schneeoberfläche verwendet werden. Die grundsätzliche Überlegung, die der Abschätzung der Oberflächentemperatur zugrunde liegt, ist in Abbildung 5 schematisch dargestellt (HAAG 2006): Wird die Schneedecke über die Oberfläche erwärmt, so muss die Schneeoberfläche eine höhere Temperatur (T_{oberfl}) aufweisen als tiefer liegende Schneeschichten, sodass Wärme in die Schneedecke hineingeleitet wird. Kühlt die Schneedecke über die Oberfläche ab, muss die Oberflächentemperatur (T_{oberfl}) hingegen geringer sein, als die Temperatur tiefer liegender Schneeschichten. In beiden Fällen muss die Wärmeleitung nahe der Schneeoberfläche im Gleichgewicht mit der Summe der Wärmeaustauschprozesse stehen. Nimmt man vereinfachend an, dass sich das Tiefenprofil der Schneetemperatur nahe der Oberfläche durch einen linearen Gradienten annähern lässt und die mittlere Temperatur der Schneedecke (T_{schnee}) als untere Randbedingung angesetzt werden kann, so lässt sich

die Wärmeleitung (w_{oberfl}) in einer oberflächennahen Schicht mithilfe der effektiven Wärmeleitfähigkeit des Schnees (K_{schnee}) wie folgt abschätzen (HAAG 2006):

$$w_{\text{oberfl}} = K_{\text{schnee}} \cdot (T_{\text{oberfl}} - T_{\text{schnee}})$$

Gleichzeitig entspricht w_{oberfl} der Summe der Wärmeströme zwischen Schneedecke und Atmosphäre (Abbildung 2), wobei w_{rlang} , w_{sense} und w_{latent} wiederum von T_{oberfl} abhängen. Daher lässt sich die Oberflächentemperatur mit folgender impliziten Gleichung ausdrücken:

$$T_{\text{oberfl}} = T_{\text{schnee}} + \frac{w_{\text{nied}} + w_{\text{rkurz}} + w_{\text{rlang}}(T_{\text{oberfl}}) + w_{\text{sense}}(T_{\text{oberfl}}) + w_{\text{latent}}(T_{\text{oberfl}})}{K_{\text{schnee}}}$$

Zur Abschätzung der Temperatur an der Schneeoberfläche wird diese nichtlineare implizite Gleichung mit einer modifizierten Gradientenmethode iterativ gelöst. Die so ermittelte Oberflächentemperatur kann anstelle der mittleren Schneetemperatur zur Berechnung der kurzwelligen Strahlungsbilanz, des fühlbaren und des latenten Wärmestroms verwendet werden. Maßgebliche Unterschiede ergeben sich vor allem bei mächtigen Schneedecken, in denen ausgeprägte interne Temperaturgradienten auftreten können.

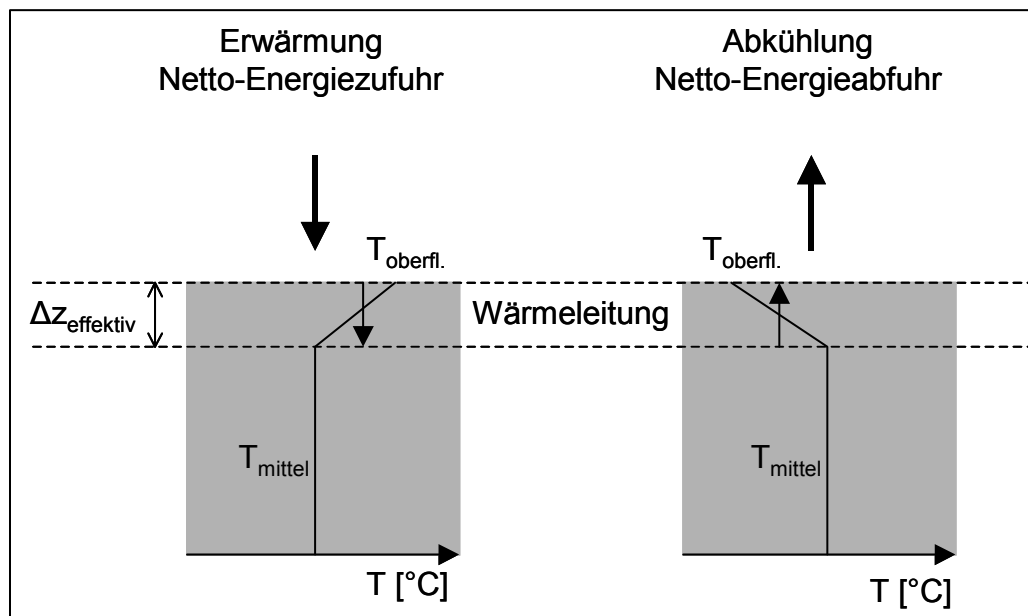


Abb. 5: Schematische Darstellung der Gleichgewichtsannahme, die der Abschätzung der Schneeoberflächentemperatur (T_{oberfl}) zugrunde liegt.

Über die dargestellten Aspekte hinaus wird bei der Berechnung der vollständigen Energiebilanz berücksichtigt, dass die Strahlungskomponenten sowie die windabhängigen turbulenten Wärmeströme durch Waldbestände signifikant beeinflusst werden (z.B. KOIVUSALO & KOKKONEN 2002, HARDY et al. 2004). Hierzu werden einfache Beziehungen zwischen dem Blattflächenindex und der Reduktion von Windgeschwindigkeit und Globalstrahlung in

Waldbeständen verwendet, die auf der Grundlage von Literaturwerten abgeleitet wurden. Bei der langwelligen Strahlungsbilanz für Waldbestände wird neben der Abschattung auch die Wärmestrahlung der Bäume vereinfacht abgebildet (HAAG 2006).

3. Grenzen der Schneesimulation und Lösungsansätze

Wie oben erläutert, bietet LARSIM bei entsprechender Datenlage die Möglichkeit, die Schneedecke hinsichtlich ihrer Energiebilanz sowie der Metamorphose, Setzung und Retention flüssigen Wassers physikalisch detailliert zu simulieren. Kritisch für die korrekte Simulation der Schneedeckenentwicklung ist jedoch die korrekte Wahl der Grenztemperatur für den Übergang von Schnee zu Regen (T_{gr} , vgl. Abbildung 1). Abbildung 6 verdeutlicht am Beispiel einer Schneemessstation, dass die Entwicklung der Schneedecke mithilfe der in LARSIM implementierten Routinen im Allgemeinen gut nachvollzogen werden kann. Im vorliegenden Fall ergeben sich für eine (zeitlich konstante) $T_{gr} = 0^{\circ}\text{C}$ gute Übereinstimmungen zwischen simuliertem und gemessenem Schneewasseräquivalent, die sich in der weiteren Folge auch in guten Simulationsergebnissen für den Abfluss widerspiegeln (vgl. HAAG et al. 2012).

Abbildung 6 veranschaulicht darüber hinaus, dass die Simulationsergebnisse äußerst sensitiv auf die Wahl von T_{gr} reagieren. Bereits eine Variation von T_{gr} im Bereich zwischen -1°C und $+1^{\circ}\text{C}$ führt zu massiven Unterschieden in den Simulationsergebnissen. Dabei ist zu beachten, dass T_{gr} in der Realität an einem Ort zwischen etwa -2°C und $+3^{\circ}\text{C}$ schwanken kann (Abbildung 1). Zudem ist die Grenztemperatur offenkundig wetterlagenabhängig und kann daher auch kurzfristig zeitlich schwanken. Aufgrund dieser zeitlichen Variabilität von T_{gr} kann die Dynamik der Schneedecke mit einer zeitlich konstanten Grenztemperatur nicht in allen Situationen gleich gut nachvollzogen werden (MORETTI et al. 2011). Bei langfristigen Simulationen des Wasserhaushalts, die z.B. im Zusammenhang mit Fragen des Klimawandels durchgeführt werden, gleichen sich mögliche Fehleinschätzungen der Grenztemperatur im langjährigen Mittel zumeist aus, sodass im statistischen Sinne belastbare Auswertungen trotzdem möglich sind. Für solche Fragestellungen ist es daher entscheidend, eine im zeitlichen Mittel korrekte Grenztemperatur vorzugeben.

Für die winterliche Hochwasservorhersage ist es hingegen von entscheidender Bedeutung, die aktuell gültige Grenztemperatur korrekt zu wählen, um zu verlässlichen Vorhersagen zu gelangen. Wie das Beispiel von Anfang Dezember 2010 in Abbildung 6 verdeutlicht, muss hier kurzfristig korrekt entschieden werden, ob der Niederschlag als Schnee oder als Regen fällt: Bei einer Simulation mit $T_{gr} = +1^{\circ}\text{C}$ wären zwischen dem 7.12. und dem 11.12.2010 ca. 40 mm Niederschlag als Schnee zwischengespeichert worden. In der Realität fiel dieser Niederschlag hingegen als Regen, sodass zusammen mit der zuvor vorhandenen Schneedecke ca. 50 mm zum Abfluss gelangten, was mit $T_{gr} = 0^{\circ}\text{C}$ gut nachvollzogen wurde. Die in dieser Situation resultierende mögliche Fehleinschätzung ist ausschließlich auf die Wahl von T_{gr} zurückzuführen (HAAG et al. 2012).

Eine wetterlagenbedingte Fehleinschätzung von T_{gr} kann auch dazu führen, dass die Entwicklung der Schneedecke langfristig falsch eingeschätzt wird. So hätte bei einer Simulation mit $T_{gr} = +1^{\circ}\text{C}$ das Schneewasseräquivalent im Beispiel von Abbildung 6 Anfang Januar 2011 anstelle von real 40 mm bei 110 mm gelegen. Dadurch wäre das Hochwasser, das auf die Schneeschmelze folgte, massiv überschätzt worden. Mit einer Grenztemperatur von 0°C

konnte die langfristige Schneedynamik im vorliegenden Fall hingegen gut nachvollzogen werden (MORETTI et al. 2011, HAAG et al. 2012).

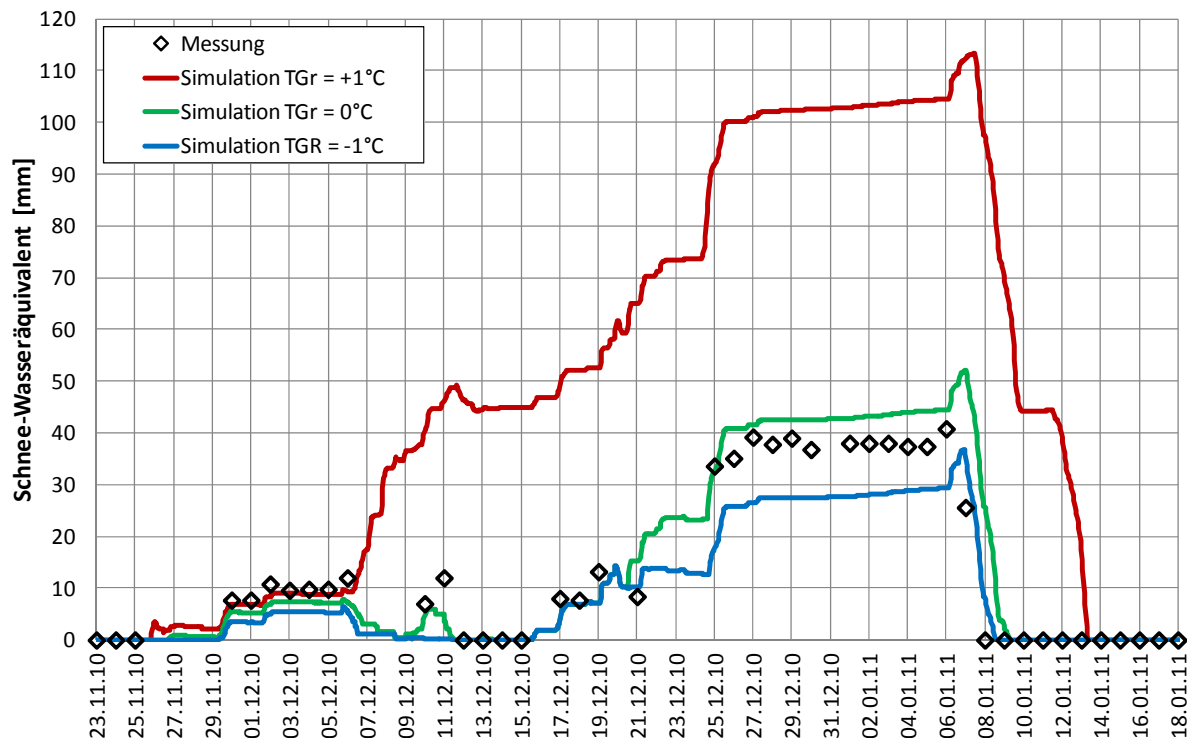


Abb. 6: Simulierte und gemessene Schnee-Wasseräquivalente bei Bad-Mergentheim.

Zusätzlich ist zu bedenken, dass in anderen Wintern (mit anderen Wetterlagen) die Schneedynamik mit $T_{gr} = +1^{\circ}\text{C}$ wesentlich besser nachvollzogen wurde als mit $T_{gr} = 0^{\circ}\text{C}$ (z.B. HAAG 2006). Die dargestellten Beispiele verdeutlichen somit, dass der exakten Simulation der Schneedynamik vor allem durch die zeitliche Variabilität der Grenztemperatur Grenzen gesetzt sind.

An der Hochwasservorhersagezentrale (HVZ) der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg wird den Problemen bei der Schneesimulation mit zwei Verfahren begegnet. Zum einen wird die mögliche Auswirkung der unsicheren Grenztemperatur auf die Unsicherheit der Abflussvorhersagen seit 2011 kontinuierlich abgeschätzt. Hierzu werden drei parallele Vorhersageläufe mit Grenztemperaturen zwischen -1°C und $+1^{\circ}\text{C}$ berechnet und HVZ-intern ausgewertet. Hierdurch können kritische Situationen identifiziert werden, in denen deutlich unterschiedliche (Hochwasser-) Vorhersagen vorliegen, je nachdem, ob der aktuelle Niederschlag als Regen oder Schnee fällt. Zum anderen wurde bereits 2007 ein spezielles System entwickelt und eingeführt, das es erlaubt, die in den Wintermonaten operationell simulierte Schneedecke (Mächtigkeit und Ausdehnung) mit regionalisierten Messdaten und Satellitenauswertungen zu vergleichen. Bei signifikanten Differenzen können die LARSIM-internen Schneezustände bedarfsweise anhand der Messdaten nachgeführt werden. Mit diesem Vorgehen wird sichergestellt, dass die langfristige Entwicklung der Schneedecke in den operationellen Modellen gut abgebildet ist (HAAG et al. 2012).

Darüber hinaus gibt es weitere Ansätze, um die aus der Grenztemperatur resultierenden Unsicherheiten bei der Schneesimulation zukünftig zu verringern. Zum einen könnte der scharfe Übergang von Regen zu Schnee durch einen allmählichen Übergang mit einem Gemisch aus variablen Anteilen an Schnee und Regen ersetzt werden. Allerdings werden hierdurch die grundsätzlichen Probleme der zeitlichen Variabilität nicht beseitigt. Zum anderen könnte anstelle der bodennahen Lufttemperatur die Lufttemperatur in höheren Luftschichten als Maßstab für den Aggregatzustand des Niederschlags herangezogen werden. Hierfür ist jedoch die Verfügbarkeit entsprechender Daten (z.B. auch für historische Langzeitsimulationen) kritisch.

4. Schlussfolgerungen

Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM ermöglicht eine an die Fragestellung und die Datenlage angepasste Simulation der Schneedynamik. Bei ausreichender Datenverfügbarkeit können die relevanten Schneeprozesse physikalisch basiert und detailliert berechnet werden. Ist die Datenlage oder die Auflösung des Modells hingegen schlechter, so kann alternativ auf einfachere Verfahren zur Schneesimulation zurückgegriffen werden. Mithilfe der physikalisch basierten Ansätze für die Energiebilanz und die Setzung der Schneedecke kann die tatsächliche Schneedynamik häufig gut nachvollzogen werden. Weitere Verbesserungen der physikalisch basierten Schneesimulation sind unter anderem dadurch zu erwarten, dass die Ansätze für Waldstandorte auf der Grundlage umfangreicher Messkampagnen in Baden-Württemberg überprüft und fortgeschrieben werden (vgl. POHL et al. 2012).

Der Qualität der Schneesimulation sind jedoch dadurch Grenzen gesetzt, dass der Übergang von Regen zu Schneefall in der Natur je nach Wetterlage bei deutlich unterschiedlichen bodennahen Lufttemperaturen stattfindet. Diese zeitliche Variabilität wird im Modell nicht nachgebildet. Bei der Hochwasservorhersage in Baden-Württemberg wird diesem Problem dadurch begegnet, dass die Unsicherheit beim Übergang von Schnee zu Regen durch betriebsinterne Ensemblerechnungen explizit mit berücksichtigt wird. Zudem wird die langfristige Entwicklung der simulierten Schneedecke anhand von Schneemess- und Satellitendaten kritisch überprüft und bedarfsweise nachgeführt. Hierdurch werden die Probleme, die in der operationellen Hochwasservorhersage aus den Grenzen der Schneesimulation resultieren, deutlich reduziert.

Literatur

- BERTLE, F. A. (1966): Effect of Snow Compaction on Runoff from Rain on Snow. Washington DC, Department of Interior, Bureau of Reclamation: EM-35.
- BEVEN, K. J. (2012): Rainfall runoff modelling – the primer. Wiley-Blackwell, Chichester, 2nd Edition.
- BRAUN, L. N. (1985): Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. Züricher Geographische Schriften, Heft 21, Geographisches Institut der ETH Zürich.
- BREMICKER, M. (2000): Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM – Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele. Freiburg, Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 11.
- BRUTSAERT, W. (1975): On a derivable formula for long wave radiation from clear skies. Water Resources Research, 11: 742-744.

- HAAG, I. & M. BREMICKER (2010): Wasserhaushaltsmodelle bei der LUBW: Ein Beispiel für den Nutzen von Geoinformationen und Umweltmessnetzen. *Karlsruher Geowissenschaftliche Schriften (B)*, 5: 31-36.
- HAAG, I. (2006): Zusätzliche LARSIM-Routinen zur Simulation der Schneedynamik, des Bodenwärmestroms und der Frostversiegelung. Ing.-Büro Dr. Ludwig im Auftrag der LUBW, Karlsruhe (unveröffentlicht).
- HAAG, I., N. HENN, A. SIEBER & M. BREMICKER (2012): Besondere Maßnahmen zur Berücksichtigung des Schneeeinflusses bei der Hochwasservorhersage in Baden-Württemberg. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, Heft 31.12: 147-152.
- HARDY, J. P., R. MELLOH, G. KOENIG, D. MARKS, A. WINSTRAL, J. W. POMEROY, & D. LINK (2004): Solar radiation transmission through conifer canopies. *Agricultural and Forest Meteorology*, 126: 257-270.
- KNAUF, D. (1980): Die Berechnung des Abflusses aus einer Schneedecke. *DVWK-Schriften*, Heft 46, 95-135. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V., Bonn.
- KOIVUSALO, H., & T. KOKKONEN (2002): Snow processes in a deciduous forest and in a coniferous forest. *Journal of Hydrology*, 262: 145-164.
- LUCE, A., I. HAAG & N. HENN (2011): Verbesserung der Schneesimulation im WHM Sylvensteinspeicher durch eine differenzierte Abbildung der Höhenzonierung in LARSIM. HYDRON Ingenieurgesellschaft im Auftrag des Wasserwirtschaftsamts Weilheim, Projektbericht (unveröffentlicht).
- MORETTI, G., N. HENN & I. HAAG (2011): Analyse der mit den operationellen LARSIM-WHM für Baden-Württemberg berechneten Schnee- und Abflussdynamik im Winter 2010/2011. HYDRON Ingenieurgesellschaft im Auftrag der LUBW, Karlsruhe, Projektbericht (unveröffentlicht).
- POHL, S., J. GARVELMANN & M. WEILER (2012): Detaillierte Feldbeobachtungen der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Schneedeckeneigenschaften mit einem Netzwerk aus zahlreichen kostengünstigen Sensoren. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, Heft 31.12: 260-265.
- RANKINEN, K., T. KARVONEN, & D. BUTTERFIELD (2004): A simple model for predicting soil temperature in snow-covered and seasonally frozen soil: model description and testing. *Hydrology & Earth System Sciences*, 8(4): 706-716.
- SFB81 (1980): Quantitative Abflussmodelle in einem voralpinen Flusssystem. Schlussbericht des Teilprojekts B2 im Sonderforschungsbereich 81 der Technischen Universität München.
- TARBOTON, D. G. & C. H. LUCE, (1996): Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB). Logan, Utah Water Research Laboratory and USDA Forest Service.

Operationelle Hochwasservorhersage in Niedersachsen mit dem Wasserhaushaltsmodell Panta Rhei

Sebastian Meyer, Gerhard Riedel, Tim Lichtenberg, Günter Meon, Stephan Lange

Zusammenfassung

Bedingt durch immer wiederkehrende Hochwasserereignisse in den vergangenen Jahrzehnten, hat das Land Niedersachsen im Jahr 2009 im Niedersächsischen Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz (NLWKN) eine Hochwasservorhersagezentrale (HWVZ) am Standort Hildesheim eingerichtet. Die Kernaufgabe der Vorhersagezentrale besteht in der Berechnung und Abschätzung von Abflüssen und Wasserständen von Flüssen in Niedersachsen. Für die Berechnungen wird das Wasserhaushaltsmodell Panta Rhei verwendet, in das ein spezielles Abflussvorhersagemodul implementiert ist. Die erforderlichen hydrologischen Messwerte stellt der NLWKN über Datenfernübertragungen bereit. Hydrometeorologische Messdaten bezieht die HWVZ vom Deutschen Wetterdienst (DWD) ebenso wie die für die Berechnung der Abflussvorhersagen benötigten Niederschlagsprognosen. Alle Daten werden in einer zentralen Datenbank hinterlegt, auf die das Vorhersagemodell direkten Zugriff hat. Das Modellsystem Panta Rhei besitzt für die Hochwasservorhersage zwei Besonderheiten, die dabei helfen, im Vorhersagezeitraum gute Ergebnisse zu erzielen. Zum einen verbessert ein kontinuierlich mitgeführter, zentraler Einflussfaktor auf den Effektivniederschlag die Wasserhaushaltssimulation, da über ihn die letzte Abflussberechnung, auf der die Abflussvorhersage basiert, möglichst gut mit der letzten Abflussbeobachtung in Übereinstimmung zu bringen ist. Diese nachgeschaltete Fein-Kalibrierung mit nur einem Parameter je Einzugsgebiet ermöglicht eine schnelle Anpassung an den realen Systemzustand, was im operationellen Einsatz sehr wichtig ist. Zum anderen werden alle wichtigen Systemvariablen kontinuierlich mitgeführt und im Projekt als sogenannte zeitvariable Modellparameter (ZMP) automatisch abgespeichert. Dadurch ist eine stets kontinuierliche und zeitsparende Fortführung vorangegangener Berechnungen möglich.

1. Einleitung

Das Hochwasser 2007 an der Innersten im Harzvorland hat das Bundesland Niedersachsen letztlich dazu bewegt, im NLWKN eine Hochwasservorhersagezentrale im Jahr 2009 einzurichten. Berechnet werden Abflüsse für niedersächsische Flüsse im Binnenland mit dem Wasserhaushaltsmodell Panta Rhei, wobei der Schwerpunkt in der Hochwasservorhersage liegt. Im Oktober 2010 hat die HWVZ den operationellen Echtzeitbetrieb aufgenommen und rechnet seitdem Abflussvorhersagen für das Harzvorland mit den Flusseinzugsgebieten von Leine, Oker und Aller. Seit 2012 werden außerdem Vorhersagen für das Einzugsgebiet der Hase (Osnabrück) berechnet, weitere Gebiete folgen in der nahen Zukunft.

Das Modellsystem ist eine gemeinsame Entwicklung des Instituts für Wassermanagement – ein Zusammenschluss des Leichtweiß-Instituts für Wasserbau der TU Braunschweig und dem Ingenieurbüro Prof. Hartung und Partner. Ziel dieser Fusion war es, die vom Leichtweiß-Institut und vom Ingenieurbüro bereits bestehenden ähnlichen N-A-Modelle NA-XOS/PRAEDICT und Hydrocalc zu einem hochaufgelösten Wasserhaushaltsmodell weiterzuentwickeln. Die benutzerfreundliche Simulation des Wasserhaushalts in nahe Echtzeit

stellt eine wesentliche Komponente der Weiterentwicklung zu einem Hochwasservorhersagemodell dar. Für eine möglichst einfache Benutzerführung sind alle Funktionen und Eingangsdaten in einem zentralen Projekt zusammengeführt. Der direkte Kontakt und die Erreichbarkeit zu den Modellentwicklern waren neben jahrelangen Erfahrungen der Entwickler in den Untersuchungsgebieten einer der wesentlichen Aspekte für den NLWKN eine Kooperation mit dem Institut für Wassermanagement zu beginnen. In Abstimmung mit der HWVZ wurde ab 2009 diese Weiterentwicklung des Modells zu einem Hochwasservorhersagemodell vorangetrieben. Mit unterschiedlichen Modulen wird Panta Rhei auch für die Planung und Bemessung von Hochwasserschutzkonzepten eingesetzt. Im Themenfeld der Klimafolgenforschung werden in Kooperationen zwischen NLWKN und Universitäten mit dem Wasserhaushaltsmodell wasserwirtschaftliche Untersuchungen zu potentiellen Auswirkungen des Klimawandels in Bezug auf Hoch- und Niedrigwasser durchgeführt. Die vielseitige Einsetzbarkeit des Modells war den Modellentwicklern besonders wichtig. Im Rahmen der universitären Forschung findet im Leichtweiß-Institut für Wasserbau eine kontinuierliche Weiterentwicklung der Prozessgleichungen statt, auf die Panta Rhei in zukünftigen Versionen zurückgreifen kann.

2. Datenbedarf und Serverstruktur

Als räumlich und zeitlich hochaufgelöstes Wasserhaushaltsmodell benötigt Panta Rhei im Einsatz als operationelles Hochwasservorhersagemodell eine Vielzahl von Echtzeitdaten, um den Wasserhaushalt kontinuierlich und so präzise wie möglich bis zum aktuellen realen Systemzustand simulieren zu können. Zu diesen Daten zählen hydrologische Messwerte wie Wasserstände und Abflüsse, die der NLWKN für landeseigene Pegel selbst erhebt. Pegel-daten von Bundeswasserstraßen erhält die HWVZ von der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung (WSV) des Bundes alle 30 Minuten. Eine Besonderheit bei der Modellierung stellen sechs Talsperren im Harz mit Stauräumen von 13 bis zu rund 47 Millionen m³ dar. Die Stauinhalte und Abgabewerte erhält die HWVZ von den Harzwasserwerken, ebenfalls im 30-Minutentakt, zusätzlich werden auch Pegel- und Klimamesswerte aus dem Harz mitgeliefert. Des Weiteren werden hydrometeorologische Parameter wie Niederschlag, Lufttemperatur, Globalstrahlung, relative Luftfeuchte und die Schneehöhe benötigt. Diese Messdaten bezieht die HWVZ aus Klimastationen und synoptischen Stationen vom Deutschen Wetterdienst (DWD). Das Messnetz des DWD wird dabei um landeseigene Stationen ergänzt, die der NLWKN betreibt. Für die operationelle Hochwasservorhersage werden Wetterprognosen verwendet. Diese werden ebenfalls vom DWD bereitgestellt. Die HWVZ nutzt die numerischen Wettervorhersagemodelle COSMO-DE und COSMO-EU. COSMO-DE besitzt für die Erstellung der Niederschlagsvorhersagen eine Maschenweite von 2,8 km, der Vorhersagezeitraum beträgt 21 Stunden. COSMO-EU hat eine Maschenweite von 7 km und die Vorhersagen reichen bis zu 78 Stunden in die Zukunft. Die COSMO-Produkte sind neben den hydrologischen und hydrometeorologischen Eingangsdaten der maßgebliche Dateninput zur Berechnung einer Abflussvorhersage. Mit Gründung der HWVZ entwickelte der NLWKN mit dem Betriebsdaten-Informationen-System BIS eine landesweite zentrale Datenbank mit integrierter grafischer Oberfläche. Im BIS werden alle hydrologischen und hydrometeorologischen Messdaten und Wetterprognosen vom NLWKN, dem Deutschen Wetterdienst, den

Harzwasserwerken und der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung kontinuierlich abgelegt. Über die Programmierung einer direkten Schnittstelle zwischen Wasserhaushalts-/Vorhersagemodell und der Datenbank wurde ermöglicht, alle im BIS hinterlegten Daten in das Vorhersagemodell schnellstmöglich zu importieren. Optimierte Datenabrufprotokolle, z.B. mit Eingrenzung auf einzelne Flussgebiete, erlauben einen Abruf aller hydrologischen Messwerte und Klimadaten für ein Kalenderjahr für das 15.000 km² große Gebiet der Aller innerhalb von weniger als einer Minute. Im täglichen Einsatz dauert ein Abruf der über 250 Stationen entsprechend nur wenige Sekunden.

Beide Systeme – Hochwasservorhersagemodell und BIS – laufen auf zentralen Servern und werden vom Bearbeiter über eine Remotedesktopverbindung gestartet. Dies ermöglicht, beide Systeme auch außerhalb des Büros mit vollem Zugriff auf alle Daten starten zu können. Die Server werden an zwei Standorten redundant betrieben, um eine Ausfallsicherheit zu gewährleisten.

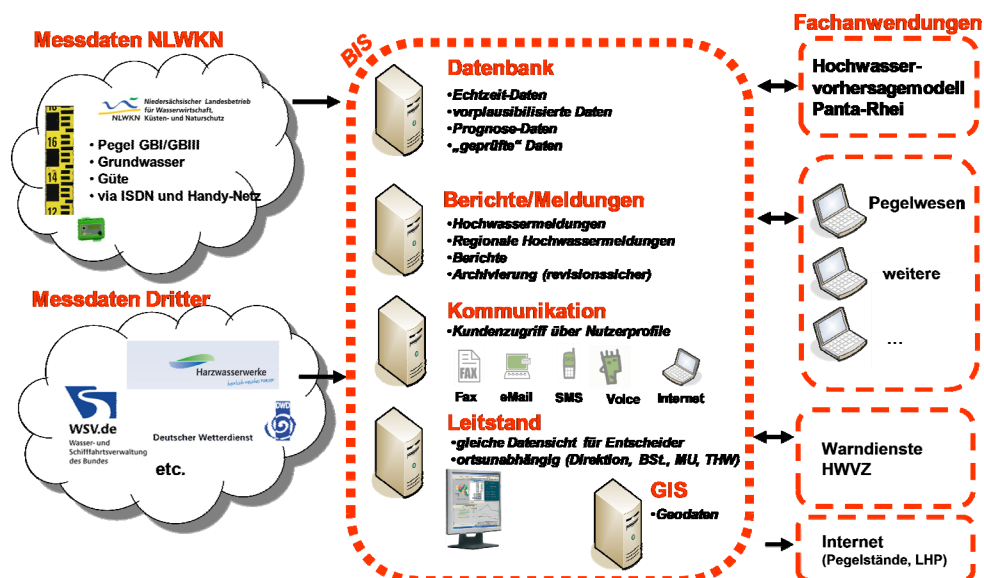


Abb. 1: Funktion des Betriebsdaten-Informationssystem BIS im NLWKN

Der BIS-Server wird kontinuierlich um weitere Komponenten ergänzt. Dazu zählt zum Beispiel die automatisierte Erstellung von Hochwassermeldungen, die per E-Mail, Fax und SMS versendet werden können. Das BIS ist im NLWKN sowohl für Entscheidungsträger im Hochwasserfall (Direktion) als auch für die Fachanwender der HWVZ und der Wasserwirtschaft zugänglich (vgl. Abbildung 1).

3. Das Modellsystem Panta Rhei

Panta Rhei ist ein deterministisches, datenbankbasiertes Modell. Das Programm enthält neben dem Rechenkern zur Simulation von Abflussganglinien und Vorhersagen eine integrierte GIS-Oberfläche, in der die Flusseinzugsgebiete, insbesondere alle Teilflächen, detailliert abgebildet sind. Über ein „Fließt-In“-Baumdiagramm können die Fließrichtungen der hydrologischen Systemelemente in benachbarte Teilflächen nachvollzogen werden. Nach Bedarf können weitere GIS-Informationen eingeladen werden.

Die hydrologischen Teilprozesse in Panta Rhei basieren auf etablierten Verfahren aus der Literatur, diese wurden jedoch im Hinblick auf die sich allmählich verbessernde Datenlage über viele Jahre hinweg erweitert und verbessert. Je nach räumlicher Detaillierung der Eingangsdaten und Auswahl von Prozessgleichungen können hydrologische Prozesse gemittelt auf Teileinzugsgebietsebene oder alternativ auf Hydrotopbasis berechnet werden, auch Kombinationen beider räumlicher Auflösungen sind grundsätzlich möglich. Die Berechnung auf Hydrotopbasis ist detaillierter, Rechnungen erfolgen aber auch langsamer. Der Gebietsniederschlag an einem Pegel ergibt sich aus der Niederschlagssumme aller Teilflächen oberhalb des Pegels. Er wird standardmäßig über ein kombiniertes Quadranten- und Inverse Distance Weight (IDW)-Verfahren ermittelt (vgl. GREBNER 1998): Es werden insgesamt vier Niederschlagsstationen aus jedem den Pegel umgebenden Quadranten verwendet. In jedem Quadranten wird die dem Pegel am nächsten gelegene Station gewählt, wobei die Gewichtung der Niederschlagsstationen für jede Teilfläche einzeln erfolgt. Die Abflussbildung wird durch ein stark erweitertes SCS-Verfahren (n. Riedel) für jedes Hydrotop berechnet, das vier Abflusskomponenten unterscheidet. Für die Berechnung der Verdunstung sind Penman-Monteith, für die Interzeption das Verfahren nach Lutz und für die Schneeschmelze ein erweitertes Grad-Tag-Verfahren eingestellt (RIEDEL 2012).

Vor Beginn der Vorhersage sollte die letzte Abflussberechnung möglichst gut mit der letzten Abflussbeobachtung übereinstimmen, um systematische Abweichungen zu vermeiden und die Akzeptanz veröffentlichter Daten zu erhöhen. Da in der Praxis die Berechnung des Gebietsniederschlags stets Unsicherheiten enthält, muss der Programmbenutzer für die Hochwasservorhersage die Möglichkeit haben, auf Basis eines Abfluss- und Füllenvergleiches die Höhe des Gebietsniederschlags zu beeinflussen. Diese Fein-Kalibrierung erfolgt über Eingriffe auf den effektiven Gebietsniederschlag in einem Pegeleinzugsgebiet über den sogenannten Modifikationswert (M-Wert). Als Korrekturfaktor des Gebietsniederschlags kann der M-Wert gebietsweise auf einer Skala von +10 bis -10 kontinuierlich verändert werden, um den berechneten Abfluss im Modell an Beobachtungen anzugleichen. Ein M-Wert von +10 bedeutet eine Verdoppelung, -10 eine Halbierung des Gebietsniederschlags. Diese Skalierung wurde vom Vorhersagemodell HydroCalc übernommen, wo sie sich in der oberen Leine bewährt hat. In der Praxis wird der M-Wert nur täglich, vereinzelt auch in 6-Stunden-Abschnitten verändert.

Da Korrekturen der Wasserhaushaltsberechnung auch in niederschlagsfreien Phasen notwendig sein können, wirkt der M-Wert zusätzlich in jedem Rechenzeitschritt mit einem empirisch ermittelten Faktor von 0,01 (1%) auf die Abflussbildung (Veränderung der Bodenfeuchte) und mit einem Faktor von 0,05 (5%) auf die Abflusskonzentration (Veränderung der Abflusshöhe). Die Vorhersagen schließen sich an die simulierten und gegebenenfalls feinkalibrierten Abflussganglinien am Kalibrierungsende an (vgl. Abbildung 2).

Neben dem M-Wert können auch Stauinhalte und Abgaben von Talsperren und Hochwasserrückhaltebecken angepasst werden. Standardmäßig wird die Wasserbilanz von Stauanlagen über Zufluss und hinterlegte Abgaberegeln (z.B. Lamellenplan) berechnet, jedoch können diese durch Messwerte oder interaktive manuelle Vorgaben (ZMP) überschrieben werden. Die ZMP für Talsperren werden – wie grundsätzlich für alle Parameter – fortlaufend zu festen Terminen im Programm hinterlegt. In Situationen wie bei Starkniederschlägen oder

Schneesmelzen kann eine außerplanmäßige Steuerung der Talsperren empfehlenswert sein, um z.B. eine Vorentlastung zur Aufnahme des erwarteten Hochwasserzuflusses durchzuführen. Für diesen Fall werden zukünftige Abgaben der Talsperren als ZMP im Vorhersagemodell manuell vorgegeben und geprüft.

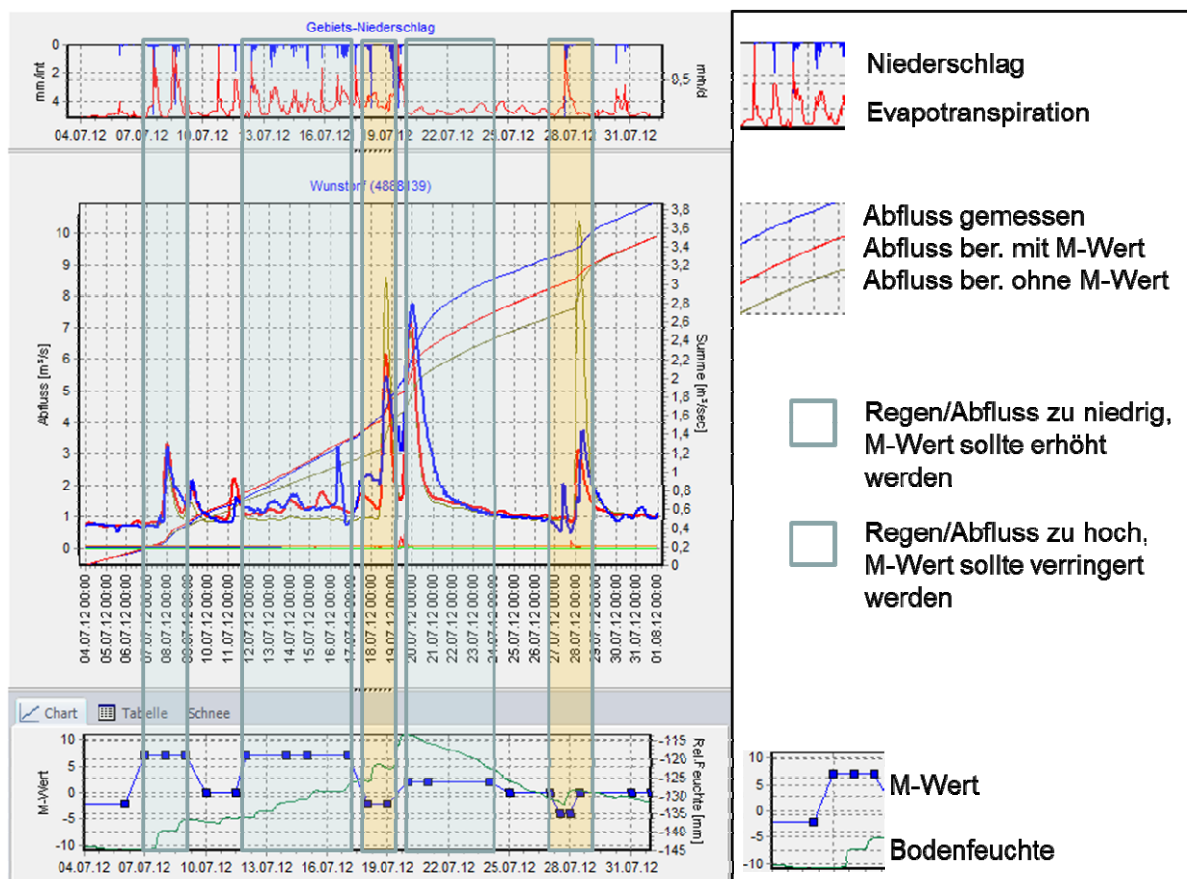


Abb. 2: Fein-Kalibrierung mit M-Werten im Vorhersage-Modul (RIEDEL 2012)

Der Zugriff zum Vorhersagemodell wurde für die Talsperrenbetreiber über einen Remote-desktopzugang eingerichtet. So können Änderungen vom Betreiber künftig eigenständig eingetragen werden und damit der HWVZ unmittelbar zur Verfügung stehen.

Das Einzugsgebiet der Aller mit den Teileinzugsgebieten von Leine und Oker ist das bislang anspruchsvollste Gebiet bei der Abflussmodellierung. Mit Mittelgebirgseinfluss und einer Größe von etwa 15.000 km² umfasst es im Modell 4.200 Teilflächen, unterteilt in 40.000 Hydrotope. Darin enthalten sind zurzeit 156 Pegel, an denen das Modell kalibriert wurde und sechs Talsperren im Harz. An der Leine unterhalb von Göttingen befindet sich das landeseigene Hochwasserrückhaltebecken Salzderhelden. Außerdem gibt es im Gesamtgebiet zahlreiche Polder, Wehre, Düker, Verzweigungen und Überleitungen, die im Modell bei Relevanz berücksichtigt sind.

4. Bewertung von Hochwasservorhersagen

Für die verlässliche Berechnung von Abflüssen muss das Modell täglich nachgeführt werden. Die Gütekontrolle der Modellnachführung zielt darauf ab, für den Beginn des Vorhersagezeit-

raumes einen Systemzustand zu errechnen, der mit dem realen Systemzustand möglichst gut übereinstimmt (BUCHHOLZ et al. 2011).

Die getätigten Vorhersageberechnungen werden zunächst auf Plausibilität geprüft. Dazu zählt eine richtige Bewertung anhand der Kalibrierung des Pegels, wie aktuell die Niederschlagsvorhersage vom DWD ist und wann der Schwellenwert für das Erreichen einer Meldestufe vermutlich überschritten werden soll. Je nach Pegel gibt es unterschiedliche Unsicherheitsbereiche. Manche Pegel mit hoher Abflussdynamik haben eine verlässliche Vorhersagedauer von unter zehn Stunden, andere hingegen bis zu 24 Stunden. Dies liegt erfahrungsgemäß in der Einzugsgebietsgröße und der dazugehörigen Reaktionszeit begründet. Aus Erfahrungen der häufig stark variierenden DWD-Prognosen, insbesondere bei den COSMO-EU-Mittelfristprognosen, sieht die HWVZ im Normalfall davon ab, offizielle Warnungen für mehr als ein bis zwei Tage herauszugeben. Vielmehr dienen diese Informationen dem internen Gebrauch zur Abschätzung der potentiellen mittelfristigen Abflussentwicklung. Im Januar 2012 kam es durch anhaltende Regenfälle und hohe Bodenvorfeuchte an mehreren Pegeln zur Überschreitung der Meldestufen 1 und 2 im gesamten Einzugsgebiet der Aller, Leine und Oker. Abbildung 3 zeigt beispielhaft die Nachrechnung einer Abflussvorhersage mit dem Hochwasservorhersagemodell Panta Rhei am Pegel Brenneckenbrück. Der Pegel liegt an der Aller und befindet sich unterhalb des VW-Werkes bei Wolfsburg, dementsprechend groß ist das Schadenspotential einzustufen. Im Ergebnisfenster des Vorhersagemoduls sind zum einen gefallene und prognostizierte Niederschläge mit den Intensitäten und Summen dargestellt. Zum anderen sind die später beobachtete Abflussganglinie (blau) und die auf den COSMO-Vorhersageprodukten basierten Abflussvorhersagen dargestellt. Die vorhergesagten Abflüsse ergaben für dieses Ereignis für eine Vorhersagetiefe bis rund 20 Stunden gute Ergebnisse.

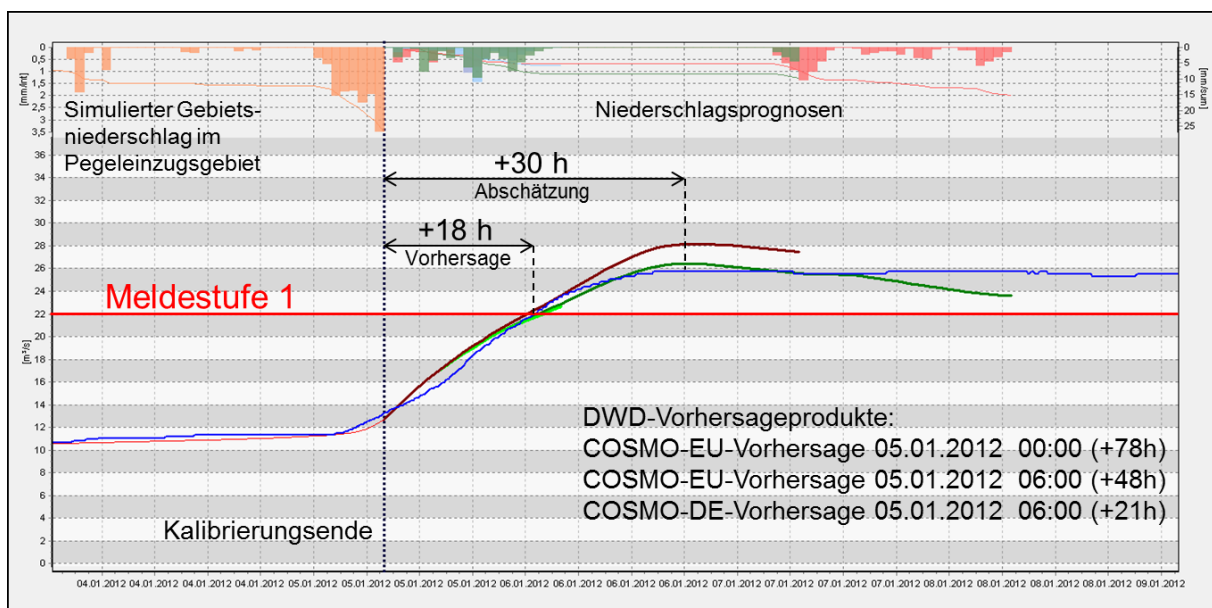


Abb. 3: Abflussvorhersage am Pegel Brenneckenbrück vom 05.01. 2012 mit dem Hochwasservorhersagemodell Panta Rhei

Einer der Gründe für die guten Ergebnisse war die in diesem Zeitraum gut abgebildete Bodenfeuchte im Modell, die auf die kontinuierlichen gleichmäßig gefallenen Niederschläge zurückzuführen waren. An anderen Pegeln und insbesondere zu anderen Wetterlagen und hinzukommender Schneeschmelze können die Ergebnisse in ihrer Güte stark variieren. Ein gewitterbedingtes Starkniederschlagsereignis im Sommer kann beispielsweise eine hohe Variabilität der räumlichen und zeitlichen Verteilung sowie der Intensität der Niederschläge aufweisen. Demzufolge steht die Güte der Abflussvorhersage immer in Abhängigkeit der Qualität der Niederschlagsprognose aus den Wettermodellen.

5. Hochwasserinformation und Meldewesen

Kommt es zum Erreichen von Meldestufen im Vorhersagemodell und sind die Vorhersageberechnungen vom Bearbeiter verlässlich geprüft worden, werden die Vorhersagen der HWVZ in den regionalen und überregionalen Hochwassermeldediensten (RHWD und ÜHWD) genutzt. Ab Erreichen der Meldestufe 1 (bordvoll) nimmt der RHWD seine Arbeit auf, ab Meldestufe 2 der ÜHWD, der zusammen vom NLWKN und der WSV betrieben wird. Meldestufe 1 ist eine Vorwarnstufe, bei Meldestufe 2 kommt es zu Ausuferungen, wobei hauptsächlich land- und forstwirtschaftliche Flächen überflutet werden können. Die HWVZ erstellt in diesem Fall einen Lagebericht mit der meteorologischen und hydrologischen Lageeinschätzung und der kurz- bis mittelfristigen Entwicklung der Wetter- und Abflusslage. Dafür werden die Abflüsse im BIS über hinterlegte Abflusskurven in Wasserstände umgerechnet.

Aktuelle Wasserstände und Pegelinformationen sind außerdem für alle Bürger auf der Internetseite des NLWKN bereitgestellt, abrufbar unter <http://www.pegelonline.nlwkn.niedersachsen.de>. Künftig werden für ausgewählte Hochwassermeldepegel auch Vorhersagen von Wasserständen und Lageberichte auf der Internetseite veröffentlicht.

6. Fazit und Ausblick

Seit 2009 nutzt der NLWKN in der Hochwasservorhersagezentrale das Wasserhaushaltsmodell Panta Rhei für die Hochwasservorhersage. Das Hochwasservorhersagemodell unterliegt durch die tägliche Nutzung in der Praxis einer kontinuierlichen Evaluierung und kann so durch regelmäßigen Erfahrungsaustausch sukzessive in der Forschung weiterentwickelt werden. Durch eine stark vereinfachte, nachgeschaltete Fein-Kalibrierung nahe Echtzeit mittels des sogenannten M-Werts kann das Vorhersagemodell mit wenig Arbeitsaufwand kontinuierlich und schnell auf dem aktuellen Stand gehalten werden. Die permanente Speicherung von Systemzustandsvariablen (ZMP) erlaubt die kontinuierliche Fortführung vorangegangener Berechnungen in sehr kurzer Dauer, sodass auch Szenarien wasserwirtschaftlicher Eingriffe schnell simuliert und bewertet werden können. In der Praxis zeigen die bisherigen Simulationsergebnisse und Vorhersagen eine gute Übereinstimmung mit Beobachtungen. Die Güte der Abflussvorhersage ist jedoch grundsätzlich für jeden Pegel immer wieder kritisch zu prüfen. Für die kontinuierliche Bereitstellung von hochaufgelösten Echtzeitdaten und Vorhersagen wurde mit dem BIS eine leistungsstarke Datenbank entwickelt, die einen schnellen Import aller erforderlichen Mess- und Vorhersagewerte in das Vorhersagemodell ermöglicht. Über die Remotedesktopverbindung können Vorhersagen ortsunabhängig gerechnet werden. Nachdem für die Flusseinzugsgebiete der Aller, Leine und Oker seit Oktober 2010 ope-

rationelle Abflussvorhersagen berechnet werden, konnte im Jahr 2012 mit dem Einzugsgebiet der Hase ein weiteres Gebiet in den operationellen Echtzeit-Betrieb aufgenommen werden. Eine Ausweitung auf weitere Gebiete in Niedersachsen ist in Vorbereitung. Zurzeit laufen die Arbeiten für den Modellaufbau des Flusseinzugsgebietes der Hunte, ab Anfang 2013 sollen operationelle Vorhersagen berechnet werden.

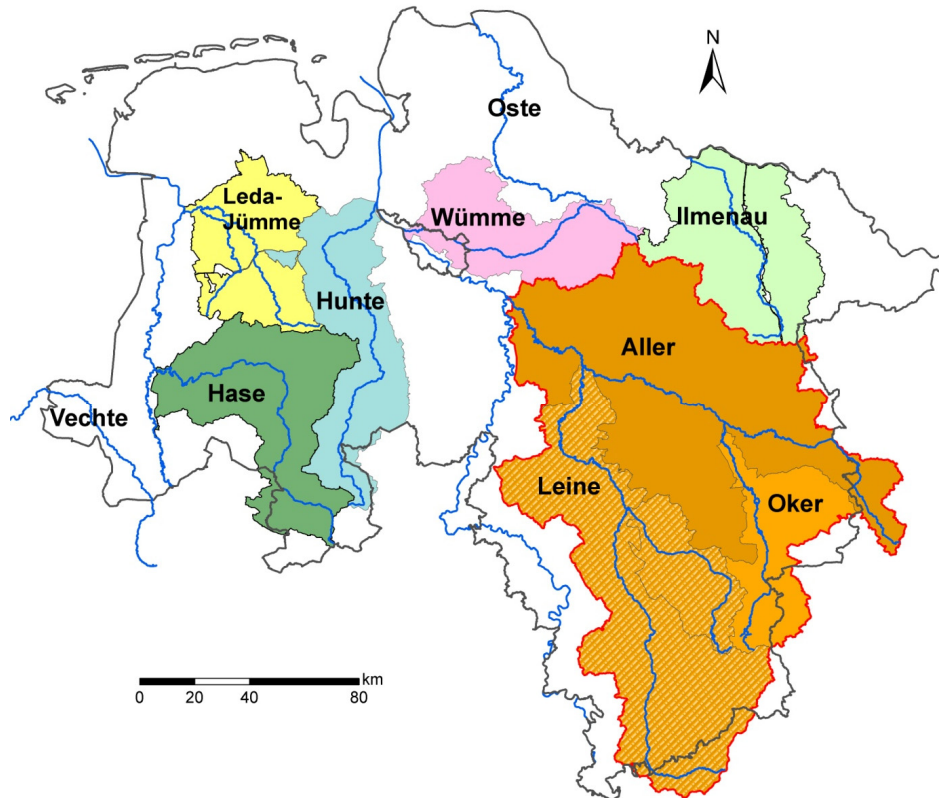


Abb. 4: Flusseinzugsgebiete in Niedersachsen

In 2013 folgt voraussichtlich der Modellaufbau für die Wümme (vgl. Abbildung 4). Für die Berechnungen von Hochwasservorhersagen soll künftig das Vorhersageprodukt SNOW4 vom DWD in Panta Rhei integriert werden, um Schneeschmelzprozesse bei der Vorhersage besser erfassen und bewerten zu können. Für eine Optimierung der Kalibrierung des aktuellen Systemzustandes zu Vorhersagebeginn sollen künftig auch Messwerte aus Radarprodukten vom DWD verwendet werden. Neben der Weiterentwicklung des Internetauftritts wird die Funktionalität des BIS im Bereich der Hochwasservorhersage und Hochwassermeldung kontinuierlich ergänzt.

Literatur

- BUCHHOLZ, O., D. SCHWANENBERG & B. SOMMER (2011): Anforderungen an Hochwasservorhersagesysteme. Erfahrungen mit dem Softwaresystem DELFT-FEWS. Korrespondenz Wasserversorgung, 10: 564-568.
- GREBNER, D. & T. ROESCH (1998): Flächen-Mengen-Dauer-Beziehungen von Starkniederschlägen und mögliche Niederschlagsgrenzwerte in der Schweiz. Zürich.
- RIEDEL, G. (2012): Panta Rhei Benutzerhandbuch – Programmdokumentation zur hydrologischen Modellsoftware. Braunschweig.

LARSIM-ME: Aufbau eines Wasserhaushaltsmodells Mitteleuropa

Ulrich Wolf-Schumann, Imke Lingemann, Martin Hunger, Oliver Buchholz, Manfred Dorp,
Christian Elpers, Christian Hellbach, Bastian Klein, Peter Krahe, Gerhard Krauter,
Karl-Gerd Richter, Sabine Vollmer

Zusammenfassung

Im Auftrag der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) haben Hydrotec und Aquantec ein Wasserhaushaltsmodell für die Einzugsgebiete der Wasserstraßen in Deutschland auf Basis des Modells LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model) erstellt. Das Modell soll in der Lage sein, robuste und belastbare Berechnungen des Wasserhaushalts unter sich ändernden klimatischen Bedingungen zu ermitteln.

Daher wurde ein in Bezug auf Konzepte und Datengrundlage konsistentes und einzugsgebietsübergreifendes hydrologisches Modell für die deutschen Flusseinzugsgebiete inkl. der internationalen Flussgebietsanteile aufgebaut, mit dem Ziel, vergleichbare Ergebnisse für das Gesamtgebiet zu erhalten. Es deckt eine Fläche von insgesamt 800.000 km² ab und gliedert sich in Teilmodelle für Donau, Elbe, Oder, Rhein/Maas/IJssel sowie Weser/Ems.

Als methodisches Konzept wurde eine Regionalisierungsstrategie entwickelt, die auf Basis von Geokennwerten und ausgewählter Kalibriergebiete die Modellparameter für das Gesamtgebiet abschätzt.

Der Beitrag fasst die bis zum September 2012 bei der Modellerstellung und Regionalisierung gewonnenen Erkenntnisse für die Parameterübertragung zusammen und beschreibt die erzielten Projektergebnisse.

1. Einleitung

Im Rahmen aktueller Projekte aus dem Themenkomplex der verkehrswasserwirtschaftlichen Klimafolgenforschung (z. B. KLIWAS 4.01) wurden an der Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) schwerpunktmäßig Abflussprojektionen für den Rhein erstellt. Im Kontext des Forschungsprogramms KLIWAS des BMVBS besteht ein Bedarf an entsprechenden Simulationen für andere Wasserstraßen u. a. für Elbe, Donau, Oder, Weser und Ems. Die Mitarbeit der BfG in internationalen Gremien (z. B. KHR, IKS, IKSE, IKSD, OECD, EAA) erfordert zudem die Hinzunahme internationaler Anteile der Flussgebiete (z. B. Maas, IJssel, Donau bis Pegel Dunaalmás in Ungarn).

Das Modell soll sowohl für die gewässerkundliche Ist-Beschreibung als auch für die Simulation des Wasserhaushalts unter Klima- und Landnutzungsänderungen geeignet sein, um belastbare Aussagen zum Abflussregime der Binnenwasserstraßen zu ermöglichen. Hierzu ist es vorgesehen, das Wasserhaushaltsmodell mit regionalen Klimamodellen (RCM) zu koppeln.

Im Hinblick auf eine einheitliche Aussagefähigkeit für die verschiedenen Einzugsgebiete und der Effizienz der Simulationen geht damit die Notwendigkeit zum Aufbau eines in Bezug auf Modellkonzept und Datengrundlagen konsistenten, detaillierten und einzugsgebietsübergreifenden hydrologischen Modells einher. Um diesen Anforderungen zu genügen ist neben der Wahl des hydrologischen Modells auch eine objektive Methode zur Bestimmung der Modell-

parameter erforderlich. Ein zentrales Element stellt dabei deshalb die Regionalisierung der Modellparameter dar, von der aussagekräftige Simulationsergebnisse erwartet werden.

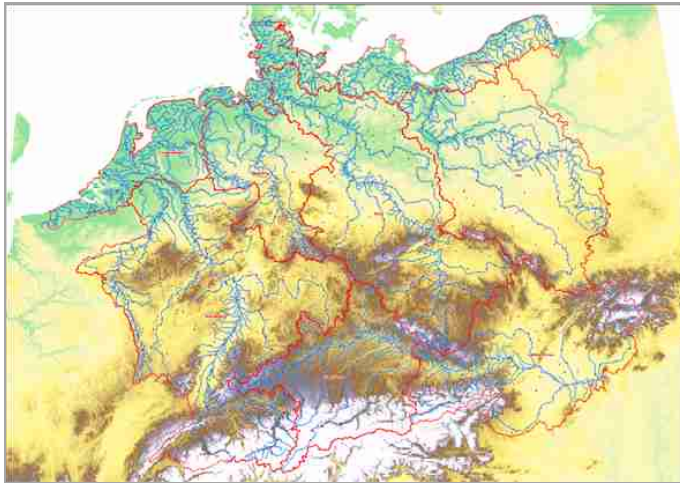


Abb. 1: Stromgebiete Mitteleuropas für die im Rahmen des Projekts LARSIM-ME ein hydrologisches Modell erstellt wurde.

Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM (Large Area Runoff Simulation Model) wurde im Rahmen des BMBF-Forschungsprojektes BALTEX entwickelt, um die kombinierte Betrachtung von Atmosphäre (REMO) und terrestrischem Wasserkreislauf zu verbessern ((BREMICKER 2000). Es ermöglicht die großskalige Wasserhaushaltssimulation, einen geeigneten Zugriff auf Modellanpassungen und Kalibrierung sowie die Implementierung von wasserbaulichen Maßnahmen. Das Modell wird in zahlreichen Bundesländern, wie Bayern, Baden-Württemberg, Hessen und Rheinland-Pfalz erfolgreich für die Abflussvorhersage und für Fragen der regionalen Wasserhaushaltsmodellierung in Form von Langzeitsimulationen eingesetzt. Das Modell LARSIM bildet die Grundlage für das von der Bundesanstalt für Gewässerkunde geplante Wasserhaushaltsmodell Mitteleuropa (LARSIM-ME).

2. Aufbau und Geometrie des Modells

LARSIM-ME umfasst die Flusseinzugsgebiete von Rhein, Elbe, Donau (bis Pegel Dunaalmás in Ungarn), Oder, Weser, Ems, Maas und IJssel. Insgesamt wird eine Fläche von etwa 800.000 km² abgedeckt (Abbildung 1). Das Modell ist rasterbasiert (5 km x 5 km Raster, Projektion ETRS84 - Lambert Conformal Conic). Die Stromgebiete wurden in etwa gleich große Teileinzugsgebiete von 1500 - 2000 km² eingeteilt. Damit können für ca. 500 Gebiete Modellergebnisse abgefragt sowie für Regionalisierungs- und Validierungsaufgaben herangezogen werden.

3. Methodik der Regionalisierung

Da mit dem Modell Aussagen über Klimaänderungen getroffen werden sollen, waren die Parameter zur Kalibrierung des empirischen Regionalisierungsmodells transparent und regelbasiert festzulegen. Damit soll einerseits auf Pegelmessungen verzichtet werden, die ggf.

Messfehlern oder anthropogenen Beeinflussungen unterworfen sind und andererseits eine unabhängige Anpassung an regionale Gegebenheiten ermöglicht werden.

Das Verfahren der Regionalisierung, bei dem die Werte der Modellparameter nicht kalibriert, sondern nur aus Einzugsgebietseigenschaften wie Geländeform, Höhenlage, Hydrogeologie, Geologie oder Form des Einzugsgebietes abgeleitet werden, ist weitgehend auch unabhängig von einer subjektiven Betrachtung einer manuell durchgeführten Kalibrierung.

Die Hauptbearbeitungsschritte waren:

- a) Identifikation repräsentativer unbeeinflusster Kopfgebiete und Zuordnung der Gebiete zu Gruppen (Cluster), die sich hinsichtlich ausgewählter Gebietseigenschaften unterscheiden
- b) Manuelle Kalibrierung dieser Kopfgebiete
- c) Räumliche Übertragung der kalibrierten Parameter auf das Projektgebiet mittels Entscheidungsbaum (Regionalisierung).
- d) Validierung des regionalisierten Modells

Tab. 1: Zusammenstellung der Cluster mit Gebiets- und Abflusscharakteristika

Gebietscharakteristik	Cluster Nr.	Abflusscharakteristik	Anzahl PKB
Mittelgebirge	Cluster 1	Ausgeprägte Abflusssdynamik, HW stark ausgeprägt (Cl. 9 > Cl. 1), NW-Abfluss unterdurchschnittlich (Cl. 1 < Cl. 9), deutlicher Abflussschwerpunkt im Winterhalbjahr	11
	Cluster 4	Abflusssdynamik geringer als bei Cl. 1 und Cl. 9, v. a. HW weniger ausgeprägt, NW-Abflüsse höher als bei Cl. 1, 9, 5 und Abflussmaximum eher im Sommer	5
	Cluster 5	Abflusssdynamik geringer als bei Cl. 1 und 9, v. a. HW weniger ausgeprägt,	12
	Cluster 9	Ausgeprägte Abflusssdynamik, HW stark ausgeprägt (Cl. 9 > Cl. 1), NW-Abfluss unterdurchschnittlich (Cl. 1 < Cl. 9),	8
untere (flache) Mittelgebirgslagen und Tiefland	Cluster 2	Geringer Abfluss und geringe Abflusssdynamik, HW wenig ausgeprägt, NW-Anteil rel. hoch (weniger als Cl. 6)	7
	Cluster 6	Geringer Abfluss u. geringe Abflusssdynamik, HW wenig ausgeprägt, NW-Anteil rel. hoch (Cl. 6 > Cl. 2), Abflussschwerpunkt im Sommer.	6
Gebirge, tiefere Lagen und obere Mittelgebirgslagen	Cluster 3	Hohe Abflüsse, aber geringer als in Cl. 7 und 8, HW ausgeprägter, NW-Abfluss relativ gering, insgesamt höhere Abflusssdynamik, Frühjahrsmaximum weniger ausgeprägt	10
Gebirge	Cluster 7	Hohe Abflüsse, HW wenig ausgeprägt, Abflussmaximum im Frühjahr (hoher Schmelzwasseranteil), in Cl. 7 stärker ausgeprägt, als in Cl. 8 (höhere Lagen).	5
	Cluster 8		7

In einem ersten Schritt der Regionalisierung erfolgte eine Selektion von 132 unbeeinflussten, quasi natürlichen Pegeleinzugsgebieten. Es handelt sich um Kopfgebiete ohne Speicherbeeinflussung und Überleitungen oder ähnliche anthropogene Beeinflussungen. Für diesen Schritt der Regionalisierung dienten die Geokenngrößen Höhe, Mittleres Gefälle, Ackeranteil in %, Waldanteil in %, Anteil Lockergestein in % (JRC-Bodenkarte), Leitfähigkeit Untergrund (Hydrogeologische Karte, IHKE 1500), Leitfähigkeit Oberboden (JRC-Bodenkarte und Kartieranleitung).

Analysiert man die selektierten Pegelgebiete nach Ähnlichkeiten der hydrologischen und geomorphologischen Gesichtspunkte, ergeben sich 9 Typen, anhand derer eine spätere Clusterbildung der Pegel möglich ist. Zur Anwendung kam das K-Means-Verfahren, ein einfaches Verfahren der Clusteranalyse (BACHER et. al. 2010). Tabelle 1 fasst die Clustereigenschaften zusammen.

Von den 132 Gebieten wurden 70 Gebiete (Pegelkontrollbereiche, PKB, s. Abbildung 2) ausgewählt und für diese eine manuelle Kalibrierung durchgeführt. Bei der Auswahl der PKB wurde auf eine ausgewogene Aufteilung auf die Clustertypen geachtet. Sieben Parameter, für die das Regionalisierungsverfahren von Bedeutung ist, wurden bei dieser Kalibrierung betrachtet. Die arithmetische Mittelung dieser Parametersätze je Cluster ergibt die gewünschten Parameterdatensätze. Die geringste Pegelanzahl haben Cluster 4 und 7 mit je 5 Pegeln, im Schnitt wurden 8 Pegel pro Cluster kalibriert (s. Tabelle 1).

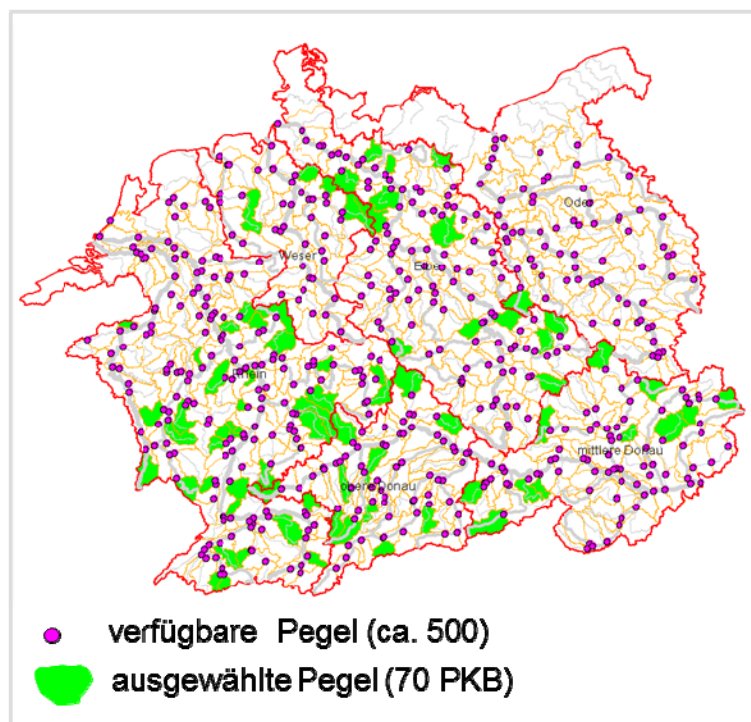


Abb. 2: Modellgebiete mit den verfügbaren Pegeln (ca. 500) und den für die Kalibrierung ausgewählten 70 Pegelkontrollbereichen (PKB)

Die Regeln für die Zuordnung sämtlicher Pegelkontrollbereiche in die 9 Cluster wurden in Form eines Entscheidungsbaumes, der sich an den Geokennwerten orientiert, zusammenge-

führt. Das Ergebnis ist eine homogene, hydrologisch interpretierbare Klassifizierung (s. Abbildung 3).

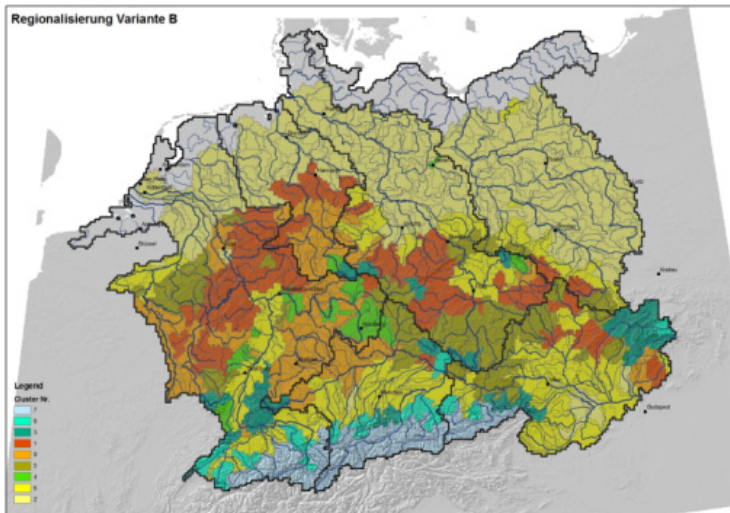


Abb. 3: Zuordnung der Pegelkontrollbereiche zu den 9 Clustern

4. Niederschlagswerte

Für die hydrologischen Berechnungen wurden die rasterbasierten HYRAS-Niederschlagsdaten (DWD 2010) genutzt, die bereits auf dem Modellraster von LARSIM-ME vorlagen. Dabei wurden zwei unterschiedliche Ansätze zur Niederschlagskorrektur verwendet.

Zunächst wurden die Niederschlagsdaten nach RICHTER (1995) korrigiert. Grundlage des Verfahrens zur Korrektur der systematischen Fehler des Hellmann-Niederschlagsmessers bilden die Zusammenhänge zwischen der Größe des Messfehlers und der täglichen Niederschlagshöhe. Fehler bei der Niederschlagsmessung sind dabei zum einen Benetzungs- und Verdunstungsverluste, zum anderen Verluste durch den Einfluss von Wind.

Die Korrekturfaktoren differieren mit der Jahreszeit und regional. Der Vergleich der ermittelten korrigierten Werte mit den Niederschlagsdaten aus dem Hydrologischen Atlas von Deutschland (BMU 2003) zeigt geringe Abweichungen überwiegend im Bereich kleiner 5 %.

Im Rahmen der Kalibrierung von 70 unbeeinflussten Kopfgebieten zeigte sich, dass die so belasteten Modelle zu hohe Abflüsse generierten. Eine ausgeglichene Abflussbilanz erforderte modellinterne Korrekturfaktoren für den Niederschlag (KG-Werte) von im Mittel 0,7. Die zugehörigen von LARSIM errechneten aktuellen Verdunstungen variierten zwischen 300 mm und 530 mm als Jahresmittelwerte für den Kalibrierzeitraum 1990 - 2005. Da diese Werte erheblich geringer waren, als die aus der Literatur und insbesondere dem hydrologischen Atlas bekannten mittleren Jahresverdunstungen, wurde die Kalibrierung mit Niederschlagsbelastungen ohne die vorher beschriebene Richterkorrektur wiederholt. Auf eine differenzierte Behandlung, z.B. anhand der ausgewerteten Geofaktoren und Cluster musste in diesem Projekt verzichtet werden.

Das veränderte LARSIM-Modell wurde erneut an den 70 Pegeln kalibriert. Hierbei wurden auch Verdunstungsansätze und -parameter so verändert, dass sich höhere Verdunstungswerte ergaben.

An den kalibrierten Modellpegeln ergeben sich nun KG Faktoren zwischen 0,89 und 1,1 (10% und 90% Quantil) und eine mit den Pegelmessungen übereinstimmende mittlere Abflusshöhe. Der Mittelwert liegt bei 0,98. Die aktuellen Verdunstungen liegen mit Werten zwischen 320 und 660 mm in den bekannten plausiblen Wertebereichen.

5. Validierungsergebnisse

Die Ergebnisse wurden an 100 vorab ausgewählten Validierungspegeln, die meist an größeren Gewässern mit Relevanz für die Schifffahrt liegen sowie an der Gesamtheit der Pegel mit nutzbaren Abflussaufzeichnungen (ca. 400 Pegel) validiert.

Die Validierung erfolgte über einen Zeitraum von ca. 30 Jahren (1976 – 2005) und lieferte gute Ergebnisse für die Stromgebiete von Rhein, Weser und obere Donau. In den Bereichen mittlere Donau und Oder lagen Abflussdaten nur lückenhaft vor. Daher lassen sich hier nur bedingt Aussagen zur Modellgüte geben. Die Abbildung 4 zeigt exemplarisch das Bestimmtheitsmaß für Tageswerte bei hoher Übereinstimmung ($R > 0,7$) in grün und Werte $< 0,7$ in rot. Gebiete mit fehlenden oder sehr lückenhaften Abflussmessreihen sind weiß dargestellt.

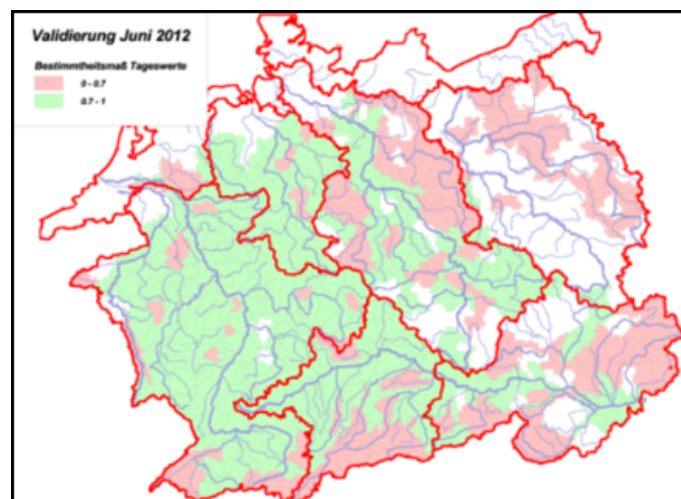


Abb. 4: Validierung des regionalisierten Modell: Bestimmtheitsmaß Tageswerte

In Abbildung 5 ist der Jahresgang der monatlichen Niedrigwasserabflüsse für den Rheinpegel Lobith (deutsch-niederländische Grenze) dargestellt. Gegenübergestellt werden Box-Plots für die Messwerte (schwarz, jeweils links) und das regionalisierte LARSIM-ME Modell (rot). Korrespondierend zur Ganglinie (vgl. Abbildung 6) zeigen sich durch das Modell unterschätzte Niedrigwasserabflüsse. Jahreszeitliche Abhängigkeiten lassen sich nicht identifizieren.

Abbildung 6 zeigt ausgewählte Ganglinien des validierten regionalisierten Modells für die Stromgebiete von Rhein, Weser und Elbe, die den gesamten Validierungszeitraum von 1976 bis 2005 umfassen.

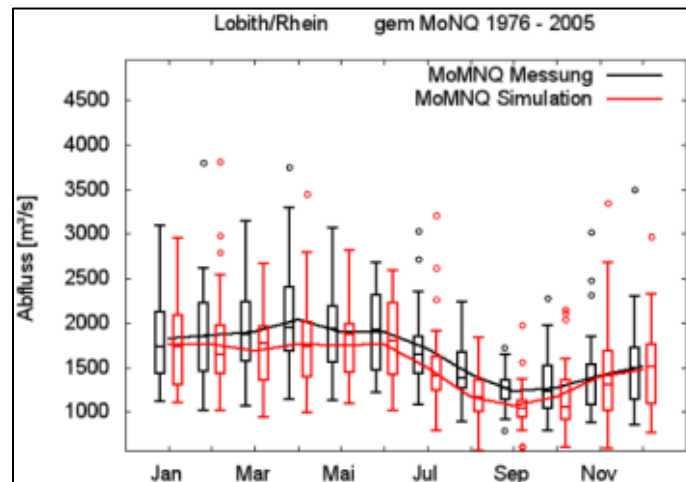


Abb. 5: Ergebnis der Validierung: Box-Wisker-Plots der gemessenen und modellierten monatliche Niedrigwasserabflüsse.

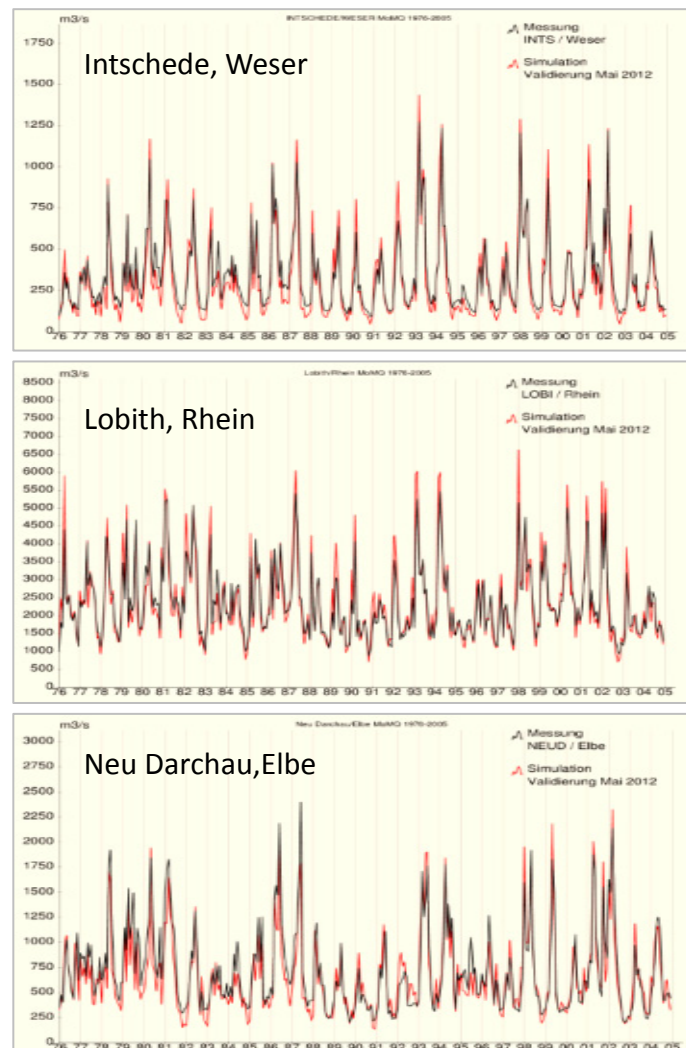


Abb. 6: Ergebnis der Validierung von 1976 bis 2005 für drei tide-unbeeinflusste Pegel - Gegenüberstellung der simulierten Abflüsse (rot) und der gemessenen Abflüsse (schwarz).

Nicht geklärt werden konnte bisher die negative Wasserbilanz, die an vielen Pegeln für die 1980er Jahre berechnet wurde. Die Kalibrierung über den Zeitraum 1990 – 2005 verzeichnete eine ausgeglichene Abflussbilanz, während die Validierung über den Zeitraum 1976 – 2005 einen Bilanzfehler von -8% aufweist.

Die Validierung ohne KG-Anpassung liefert Abflüsse, die ca. 3% bis 4% zu niedrig liegen. Exemplarisch ist hier der Pegel Intschede/Weser dargestellt (s. Abbildung 7).

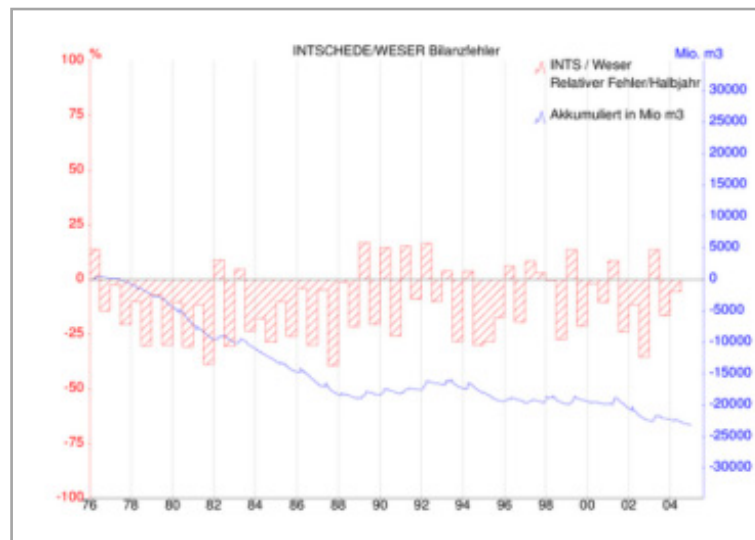


Abb. 7: Bilanzfehler am Pegel Intschede/Weser zwischen beobachteten und simulierten Abflüssen.

6. Schlussfolgerungen und Ausblick

Dieser Beitrag gibt einen Zwischenstand des Projektes wieder. Es zeigt sich, dass eine Regionalisierung der Modellparameter von LARSIM für Zentraleuropa möglich ist. Hierdurch werden eine subjektive Kalibrierung und eine Anpassung an fehlerbehaftete Pegelmessdaten vermieden. Die Übertragung der Parameter liefert eine gute Näherung an den Ist-Zustand für Einzugsgebiete, die einem unbeeinflussten Abflussregime entsprechen. Flächenhafte Validierungen zeigten jedoch auf, dass in vielen Einzugsgebieten massive Eingriffe in den Wasserhaushalt (Sümpfung, Bewässerung, Überleitungen oder Kanalbewirtschaftung) sichtbar werden.

Eine große Unsicherheit besteht in der Wahl der meteorologischen Eingangsdaten, insbesondere des Niederschlags, welche die Anpassung der Modellsimulation maßgeblich beeinflussen. Lösungsansätze könnten in einer Optimierung des KG-Wertes liegen, und auch eine Rückkopplung in der Modell- bzw. Datenkette bzgl. der angenommenen Verdunstungswerte könnte zu Verbesserungen führen.

Abschließende Kalibrierungen und die Implementierung von wasserbaulichen und wasserwirtschaftlichen Beeinflussungen werden die Prognosefähigkeit des Modellsystems noch weiter verbessern.

Danksagung

Für die Bearbeitung wurde LARSIM von der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (LUBW) freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

Literatur

- BACHER, J., PÖGE, A. & K. WENZIG (2010): „Clusteranalyse – Anwendungsorientierte Einführung in Klassifikationsverfahren“, Oldenburg Verlag, München, 3. Auflage.
- BMU (2003): Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (2003): Hydrologischer Atlas von Deutschland, Lieferung 1-3, Bonn/Berlin 2000/2001/2003.
- BREMICKER, M. (2000): Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM – Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Institut für Hydrologie, Universität Freiburg, Band 11.
- DWD (2010): HYRAS - Datensatz des Deutschen Wetterdienstes; tägliche Rasterfelder (Niederschlag, Temperatur, Feuchte, Globalstrahlung, Wind) für Deutschland und Flusseinzugsgebiete (1951-2006).
- RICHTER, D. (1995): Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Messfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. Berichte des Deutschen-Wetterdienstes 212.

A distributed physically-based model of the River Mosel basin

Paolo Reggiani, Dennis Meißner

Abstract

In this article we present an application of the physically-based Representative Elementary Watershed (REW) model to the river Mosel, a principal tributary of the river Rhine. The model has been selected with the aim to test it in a pre-operational flow forecast setting. For this purpose the model has been calibrated and validated over a multi-year test period first, and was subsequently incorporated into a data and model integration platform, which enables model operation with real-time hydro-meteorological observations and numerical weather forecasts. The specific REW model implementation is based on a discretization of the landscape into 85 macro-scale modeling entities, which in turn are subdivided into hydrologically sensitive control volumes needed to describe the different hydrological processes. The governing equations are obtained by integration of point-scale conservation equations for mass, momentum and energy over the control volumes and are solved analytically. The channel routing is performed by means of different approaches such as the numerical and analytical solutions of the non-linear reservoir equation as well as the Muskingum-Cunge method. The forecasting performance of the model has been validated at the gauging stations Trier and Cochem, and has proven to be satisfactorily.

1. Introduction

Flow forecasting in the river Mosel plays an important role in the prediction of discharge along the main river Rhine channel. The Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) commissioned the calibration of the REW (Representative Elementary Watershed) model (REGGIANI & RIENTJES 2009, 2010) for the river Mosel, with the aim to assess its performance for operational flow forecasting. At present the BfG uses the lumped-conceptual model HBV (BERGSTRÖM 1995), and is exploring the possibility of applying physically-based spatially-distributed hydrological models for real-time forecasting in addition. In this context the Representative Elementary Watershed (REW) model (REGGIANI et al. 1998, REGGIANI & RIENTJES 2005, SCHELLEKENS et al. 2010) is a spatially distributed physically-based hydrological model, which stands in contrast to lumped conceptual models. Lumped-conceptual models (CRAWFORD & LINSLEY 1966, ZHAO 1992) are essentially based on the solution of the mass balance, whereby fluxes between storage elements are expressed in terms of power laws. Model parameters are generally introduced *ad-hoc*, and are therefore not always interpretable in terms of measurable quantities, such as channel slope, geometry or bed friction, thus leaving effects of gravity unaccounted for. The power law parameters in lumped-conceptual models also need to be determined by calibration, which requires historical time series of observed discharges. Further important limitations of lumped-conceptual approaches consist in the fact that readily available information like digital terrain models remains unused and applications to poorly-gauged basins are hampered in absence of historical flow observations.

Thanks to the rapid progress in space-borne data acquisition, current research is oriented towards the development of process-based hydrological models, in which physical principles are explicitly and integrally included. While in some approaches the physical description of the processes is achieved in terms of solving point-scale conservation equations for mass, momentum and energy expressed in terms of partial differential equations (ABBOTT et al 1986, VAN DER KWAAK & LOAGUE 2001), a possible alternative consists in scaling the micro-scale equations up to the macro-scale by spatial integration, whereby they become simpler and less computationally intensive to solve. For example the TOPKAPI model (LIU & TODINI 2002) or the G2G model (BELL et al. 2007) introduce a series of conservation equations at the spatial scale of grid pixels, whereas the REW formulation defines irregularly-shaped 3D control volumes for different types of flows and independently of spatial scale, as depicted in Figure 1. Whatever the approach of spatial discretization, the set of equation resulting from the spatial integration consists of ordinary differential equations (ODEs), which can be solved either analytically through linear (OSTROWSKI 1992) or second-order approximations (LIU & TODINI 2004), or numerically through ODE integrators such as the Runge-Kutta (RK) method.

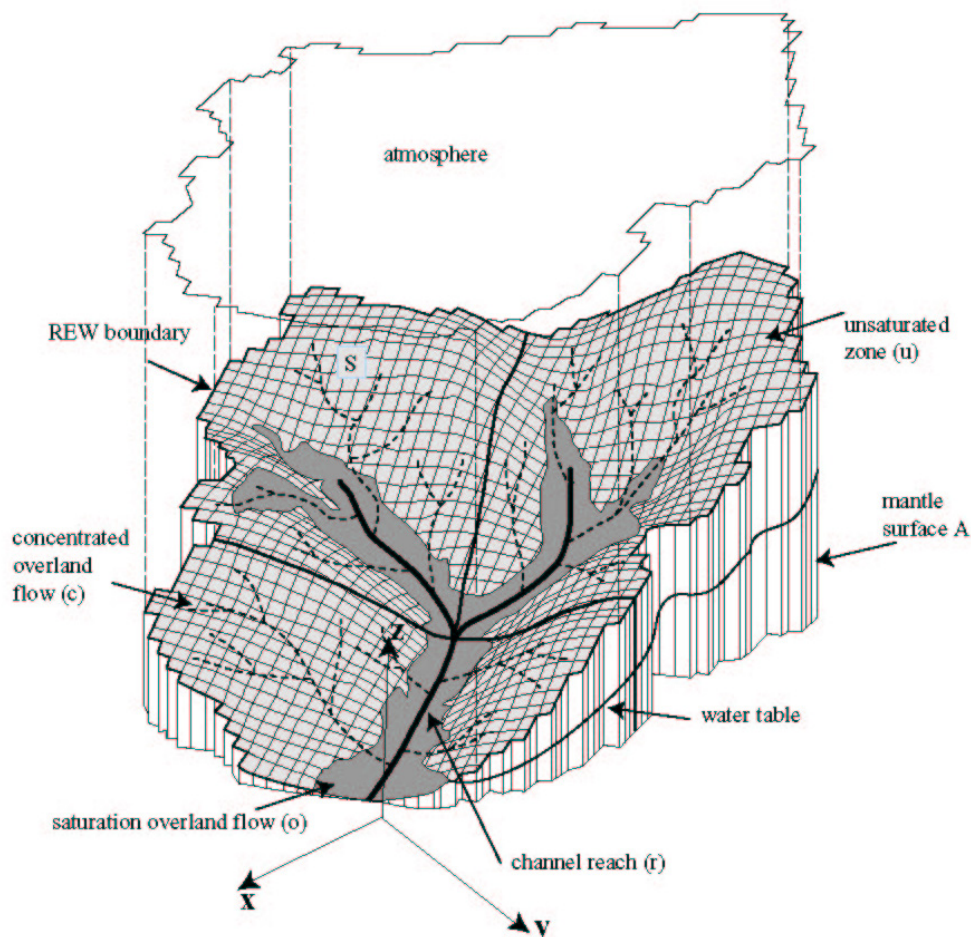


Fig. 1: Representation of three adjacent REW spatial modeling elements including the lower atmosphere and the groundwater zone in the subsurface as well as relevant surface zones.

The REW model as proposed in the present application solves macro-scale conservation equations for mass and momentum (or energy) for seven separate hydrological zones. These include *a)* the saturated and *b)* Hortonian overland flow zones, *c)* a subsurface storm-flow zone, *d)* the saturated and *e)* unsaturated subsurface flow zones, *f)* the river network and *g)* the snow pack. The governing equations have been arranged into a set of non-linear reservoir equations, which are expressed in terms of hydrodynamic parameters, such as Manning roughness and soil texture and structure characteristics, which can be determined from field observations. For more detailed information on the REW model, the reader is referred to the specific literature (REGGIANI, 2012). Here we proceed to describe a direct application to the river Mosel basin.

2. Study Area

The river Mosel is an international basin. The lower basin area interests mainly Germany, with parts of the upper basin situated in mainly France and Luxembourg. The Mosel joins the Rhine in correspondence of Koblenz. The long-term average flow in the Mosel at Koblenz is about 330 m³/s. Peak discharges of approximately 4200 m³/s have been recorded, making the Mosel a significant contributor to the Rhine. The river presents a high level of river training, as the Mosel serves navigation as well as hydro-electric generation purposes. The engineering works have a severe impact on low flow regimes, but their effect is felt more during low flow periods and gradually disappears during medium to high flows, where the structures are operated in such a way as to allow floods to propagate undisturbed. The river basin shows large parts of undisturbed areas, with low anthropogenic impact. The river can be defined as data rich. A digital terrain model of 75x75 m spatial resolution is available, as well as a CORINE land-use and soil type map. The basin is also heavily monitored by a dense hydro-meteorological real-time observing networks shared between the international basin management authorities.

3. Terrain Analysis

As a first processing step we carried out an analysis of the digital terrain map. The terrain analysis leads to sub-basin delineation and channel network extraction. The terrain analysis was performed with the software package TARDEM¹, an instrument developed at Utah State University (TARBOTON et al. 1992, 1997).

First, the DEM pits were filled and subsequently the network extracted using infinite possible (0° – 360°) drainage directions. The basin outlet was selected just upstream of the confluence between the Mosel and Rhine at Koblenz (UTM coordinates N399106, E5579658). As a cut-off criterion for sub-basin delineation a Horton-Strahler stream order 3 was used. As stream threshold area a value of 200 pixels was selected (the area threshold value is the number of pixels indicating the minimum size of the accumulated drainage area needed for stream channels starting to form).

As a result of the terrain analysis the river basin was separated into 85 modeling units, referred to as REWs, and resembling sub-basins at first sight. It is however important to bear in

¹ <http://hydrology.usu.edu/taudem/taudem5.0/index.html>

mind that REWs constitute by definition 3-Dimensional control volumes (see Figure 1), including different hydrological zones on the surface and the subsurface. The results of the terrain analysis including the REWs are visualized in Figure 2.

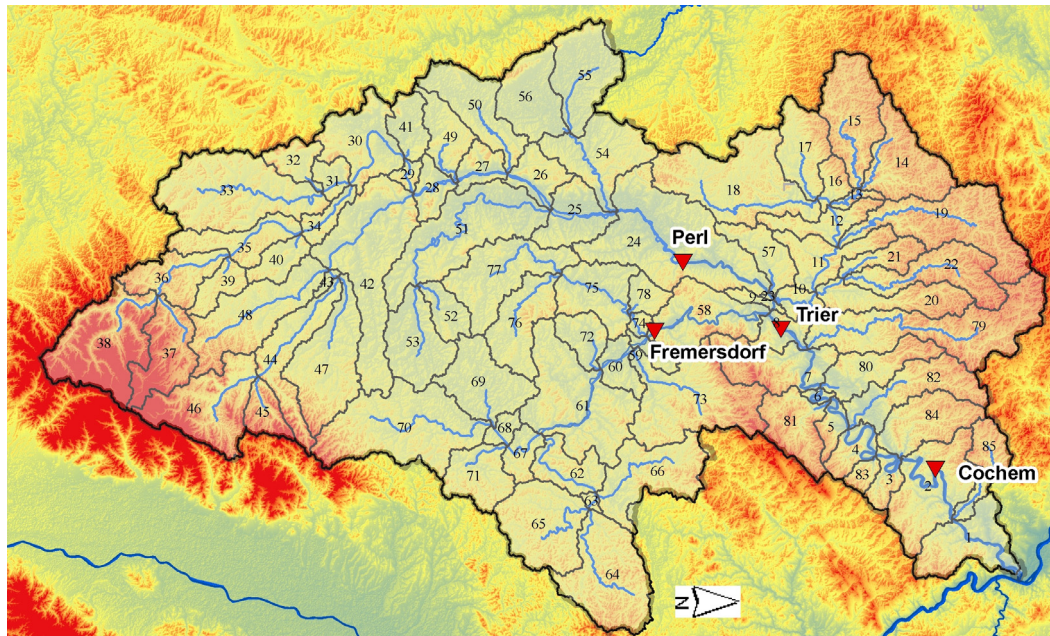


Fig. 2: An image of the river Mosel basin area.

The REWs need to be subdivided into smaller units to allow for a more detailed simulation of the overland flow processes, such as snow melt, at the sub-REW scale. For this purpose the REWs were analyzed with a special module (for reference see REGGIANI 2012), which separates the unsaturated zone into irregularly-shaped vertical columns, also referred to as Elementary Representative Columns (RECs). The module uses multiple subdivision criteria such as land surface pattern, soil type, land-use or similar spatial information. Here we use only an elevation map as criterion for the REW subdivision into RECs to account for elevation zones in the snowpack model. The map was generated by identifying elevation classes based on 200m height intervals. The final result of this analysis is the subdivision of REWs into RECs by combining the REW map and the elevation class map as shown in Figure 2.

4. Model setup

The actual model was set up on the basis of the REW and REC maps shown in Figures 2 and 3. The channel network was discretized spatially into streams with a Strahler order defined by a preselected cutoff Strahler stream threshold order (TARBOTON 1992). By lowering the cutoff Strahler order value, the amount of reaches forming the network increases. As a result it is possible to work in this particular case with a network including 501 elements (Strahler cut-off order 3), 951 elements (Strahler cut-off order 2) and 1903 elements (Strahler cut-off order 1), the highest possible stream network resolution. Trials were made with all 4 networks resolutions, but finally it was decided to use 85 and 501 reach elements to perform tests with spatial different network resolution levels. The actual network structure used for the channel flow simulations is visualized as light-blue lines in Figure 3.

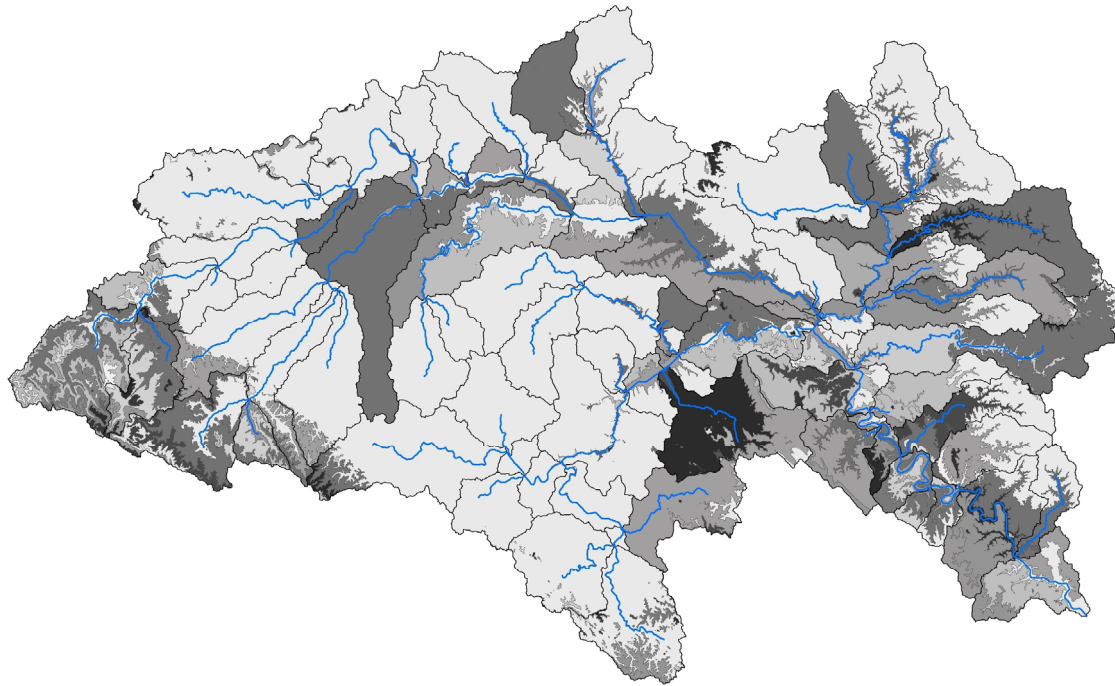


Fig. 3: Subdivision of REWs into sub-entities (RECs) on the basis of 200 m elevation zones.

5. Meteorological forcing

Series of hourly data covering the period 01/01/1996 -31/12/2001 were prepared for model calibration and validation. The data include precipitation, temperature, relative air humidity, potential evaporation and the daily maximum and minimum temperature. The potential evaporation was introduced as a typical profile of monthly average estimated values due to absence of spatially distributed estimates at a higher time resolution. Small gaps in the meteorological series were filled with serial interpolation. Large data gaps were filled with spatially interpolated information from the E-OBS² (HAYLOCK et al, 2009) European gridded data set. Finally a spatial interpolation from the station locations to the REW centroids was performed, yielding a set of complete time series covering the period 01/01/1996 to 30/11/2011. The data were subsequently split into two blocks: A first block covering the 01/01/1996 to 31/12/2001 period and a second block the 01/01/2002 to 30/11/2011 period. The separation was done to identify a calibration period and a validation period and make the input data more manageable size wise.

6. Numerical solution of the equations

In the REW model most differential equations governing the flow in the overland flow zones (saturated and Hortonian overland flow), the shallow subsurface (subsurface storm flow) and in the channel flow have been reduced to non-linear reservoir equations presented in the form of Ordinary Differential Equations (ODEs). These are obtained by suitably combining the mass and the momentum equations and are well suited to describe kinematic flow behavior, in which diffusive terms are considered negligible. The nonlinear reservoir model

² <http://eca.knmi.nl/download/ensembles/ensembles.php>

equations can be solved either analytically, as shown in LIU & TODINI (2002), or numerically using for example a 5th order adaptive step size control Runge Kutta ODE solver (Press et al. 2004). Concerning the vertical soil moisture movement in the unsaturated zone towards the groundwater table a linearised Richards equation solver (ROSS, 2003) is used, which allows a fast and simultaneous solution of vertical soil moisture diffusion without requiring iterative solutions as usually adopted in classical Richards equation solution methods (RATHFELDER & ABRIOLA, 1994). As far as the channel flow is concerned, the kinematic wave model can pose some limitations, especially if the flow behavior exhibits by parabolic behavior (pronounced diffusive effects) rather than a hyperbolic one (kinematic shock-wave behavior). For channel routing the REW model can be set up to use either the non-linear reservoir kinematic wave model or a parabolic model by adopting Muskingum-Cunge (MC) type flow routing. According to the slope of the main channels the REW model can switch between the kinematic wave model or the MC scheme, whereby the latter is computationally more demanding. The switch criterion is the channel bed slope. If it is in the order of 10^{-3} or higher, the kinematic wave approach is commonly considered appropriate. For bed slopes less than 10^{-3} over longer stretches it is recommended to use the Muskingum-Cunge approach to properly account for diffusive effects on flood peak attenuation and to capture the looped discharge-storage relationship. For the current application of the routing on Mosel river the Muskingum-Cunge (CUNGE 1963, 2001) routing scheme has been selected, as the bed slopes in the lower part of the river are in the order of 10^{-4} , a range in which diffusive effects become important and should be considered. The overland flow and shallow subsurface flow equations on the other hand are modeled with the kinematic wave model though analytical solutions. Finally, by using either or analytical numerical solutions, it is important to consider that variable step size control is needed. The overall model step size has to be adapted to the worst offender numerical equation during the solution process. In the present application it has been decided to use a maximum time step of 900 seconds, whereby this value can be reduced automatically at runtime by the worst offender equation to meet particular local numerical accuracy requirements. In practice it can become necessary for the time step size be reduced to a few seconds, to subsequently grow when numerical conditions become less stringent, and reach a theoretical maximum size when in line with the numerical scheme.

7. Channel Geometry

In the REW hydrological model channel geometry is not included explicitly in terms of actual cross-section profiles, but is instead represented by empirical formulations known as the LEOPOLD & MADDOCK (1953) *down-stream* and *at-a-station* channel geometry relationships. These relationships express the channel profile as power laws of discharge at a give location for a given discharge value, or along the channel axis for different return periods. The coefficients and exponents of the channel relationships are determined on an empirical basis. For a thorough reference the reader is referred to the original articles of LEOPOLD & MADDOCK (1953). SNELL & SIVAPALAN (1995) have suggested to combine the down-stream and at-a-station hydraulic geometry to derive dynamic relationships which allow to express channel top width, mean and maximum depth as well as the wetted perimeter in terms of the instantaneous discharge in a given channel segment. These relationships also

allow one to derive important parameters used in the diffusive routing models such as the wave celerity and the hydrodynamic diffusion. Here we use the same approach, whereby channel geometry exponent values from LEOPOLD & MADDOCK (1953) were adopted. For the channel geometry relations empirical coefficient values were used, which yielded observable geometries for the system under study. Table 1 summarizes the values assumed for the hydraulic geometry relationships. For further information on the approach the reader is referred to SNELL & SIVAPALAN (1995).

Table 1: Hydraulic geometry specification after SNELL & SIVAPALAN (1995)

Parameter	Value
At-a-station depth exponent	0.33
At-a-station width exponent	0.33
At-a-station velocity exponent	0.34
Down-stream depth exponent	0.4
Down-stream width exponent	0.5
Down-stream velocity exponent	0.1
Down-stream depth coefficient	0.23
Down-stream width coefficient	7.09
Down-stream velocity coefficient	0.61
Depth-area scaling coefficient	2E-6
Depth-area scaling exponent	0.8

8. Study area description and initial parameterisation for the Mosel basin

The Mosel drains a 29.000km² basin and is one of the largest tributaries to the river Rhine. The lower catchment area interests mainly Germany, with parts of the upper basin situated in France and Luxembourg. The Mosel joins the Rhine in correspondence of the city of Koblenz. The long-term average flow in the Mosel at Koblenz is about 330 m³/s. Peak discharges of approximately 4200 m³/s have been recorded, making the Mosel a significant contributor to the Rhine. Therefore accurate flow forecasting in the river Mosel is very relevant for flow prediction on the Rhine, and attracts stakeholder interest to compare computational and forecasting performance of non-linear routing methods. A drawback of using the Mosel river system for the present study is the high level of river training, as the Mosel also serves navigation and hydro-electric generation purposes. The engineering works have a severe impact on low flow regimes, but their effect is felt more prominently during low flow periods and gradually disappears during medium to high flows, where the structures are operated in such a way as to allow floods to propagate undisturbed.

9. Parameter calibration and validation

The REW model is a fully distributed hydrological model which allows assigning model parameters, which express the physical characteristics of the basin, in a spatially distributed fashion. We note that in the present application the parameters were attributed in a spatially

uniform manner. Most parameters were assigned and kept locked during calibration, whereas a small set of parameters, including the hydrodynamic roughness of the surface and the rivers, were allowed to be freely adjustable.

Table 2: REW model parameter values. The values highlighted in orange were left free for calibration.

Parameter	Description	Value
Channel Geometry and roughness parameters		
free	river Manning coefficient	0.035
free	Overland flow Manning coefficient	0.300
locked	at-a-station depth scaling exponent	0.40
locked	at-a-station width scaling exponent	0.33
locked	at-a-station velocity scaling exponent	0.34
locked	down-stream depth scaling exponent	0.34
locked	down-stream width scaling exponent	0.4
locked	down-stream velocity scaling exponent	0.1
locked	down-stream depth scaling coefficient:	0.23
locked	down-stream width scaling coefficient:	7.09
locked	down-stream velocity scaling coefficient	0.61
locked	discharge-area scaling coefficient	2e-6
locked	discharge-area scaling exponent:	0.8
locked	hydraulic conductivity for channel bed (m/s):	10E-6
locked	river bed transition zone thickness (m):	1.5
free	exponent in power relationship for saturated areas	0.55
Sub-surface hydrodynamic properties		
locked	water table depth (m):	15.0
locked	bedrock depth (m)	300
locked	soil porosity (-)	0.5
free	saturated hydraulic conductivity S_{zone} (m/s)	0.0005
free	saturated hydraulic conductivity U_{zone} (m/s)	0.0005
locked	Brooks-Corey soil parameter λ (-)	0.8
locked	Brooks-Corey pressure scaling parameter (m)	0.25
free	saturated hydraulic conductivity P_{zone} (m/s)	0.0005
locked	exponent on transmissivity law ($2 \leq g \leq 4$)	2.5
free	depth of saturated subsurface flow layer (m)	0.5
free	exponent for surface precipitation partitioning	0.15
locked	depth of top soil layer for saturation averaging (m)	0.25
Snow model parameters		
locked	capillary water retention fraction (-)	0.02
locked	surface aero-dynamic roughness (m):	0.01
locked	thermal conductivity of snow (W/m/K)	0.85
locked	hydraulic conductivity of snow (m/hr)	0.002
locked	nominal snow density (kg/mc)	400
locked	liquid precipitation threshold temperature (C)	1.0
locked	solid precipitation threshold temperature (C)	-2.0

The parameters in Table 2 highlighted on orange background are those, which were allowed to vary during calibration. The choice of the particular set of variable parameters is based on the more pronounced sensitivity of the model on those parameters in contrast to others. In particular the parameters characterizing the fast response component determined by surface runoff (Hortonian and saturated overland flow) and the shallow subsurface storm-flow constitute the fastest reacting model components, with the most significant impact on the hydro-

logic response. Another important parameter which was allowed to be adjusted is the one linking the saturated area extensions to groundwater levels (REGGIANI et al 2000). Because it has a noticeable impact on the recession curves and low flow rates during summer. The parameter values reported in Table 2 are those which were identified as final values in the pre-operational forecast setting of the BfG.

Subsequently a targeted calibration was executed manually. Due to the fact that the REW model is physically-based it is possible to select the parameter values from the literature or direct field observations. Particular examples of such directly observable parameters include the Manning overland flow roughness based and the channel bed roughness. Fine-tuning of the parameters in an iterative (but still manual) procedure leads to fast convergence towards an optimal parameter set. The actual calibration of the model has been performed over the first data block of 6 consecutive years (1996-2001), using the hourly meteorological real-time observations from the French and German weather services. The validation was performed over the second data block covering the 2002-2011 period. The model performance during validation was assessed using the Nash-Sutcliffe coefficient as a performance indicator against a set of discharge measurements at different locations in the basin, including the stations of Cochem, Trier, Custines, Perl, Metz and Fremersdorf. Table 3 reports the Nash-Sutcliffe efficiencies obtained for selected calibration and validation periods at stations Trier and Cochem. The values range between 0.61 and 0.90 were obtained, depending on the location and the period during the year (high or low flow period).

Table 3: Summary of the model quality parameters for high and low flow periods periods based on daily average discharge data (n/a indicates that no observations were available for that period).

Flow Period		Cochem	Trier
Calibration		Mosel	Mosel
1/12/1997-1/7/1998	NS	0.75	n/a
	NS _{log}	0.89	n/a
10/10/1998-1/6/1999	NS	0.83	0.85
	NS _{log}	0.80	0.82
1/12/1999-1/6/2000	NS	0.83	0.68
	NS _{log}	0.85	0.81
1/12/2000-1/7/2001	NS	0.81	0.65
	NS _{log}	0.85	0.70
Validation			
1/1/2002 - 31/5/2002	NS	0.61	n/a
	NS _{log}	0.70	n/a
1/1/2004 - 1/3/2004	NS	0.88	0.76
	NS _{log}	0.79	0.80
26/3/2009-14/8/2009	NS	0.78	0.66
	NS _{log}	0.80	0.80
22/11/2010 - 1/1/2011	NS	0.84	0.68
	NS _{log}	0.78	0.81

10. Results

In this paragraph we present the results of the hydrologic response simulated by the model at Cochem and Trier for a selected period. The results were produced using the outlined flood routing options. These include the analytical solution of the kinematic wave equation, the solution of the kinematic wave equation using the 5th order Runge-Kutta method and the Muskingum-Cunge method. All simulations were carried out on a 64 bit Linux machine using a network resolution of 85 and 501 reach elements. To allow an assessment of the channel routing performed of the REW model, the lateral inflows were compared with the results of the SOBEK hydrodynamic model (STELLING & VERVEY, 2005), which is currently used with the BfG for operational forecasting. The SOBEK model covers the river stretches between Perl and Koblenz, including the river Saar up to Fremersdorf, as depicted in Figure 4.

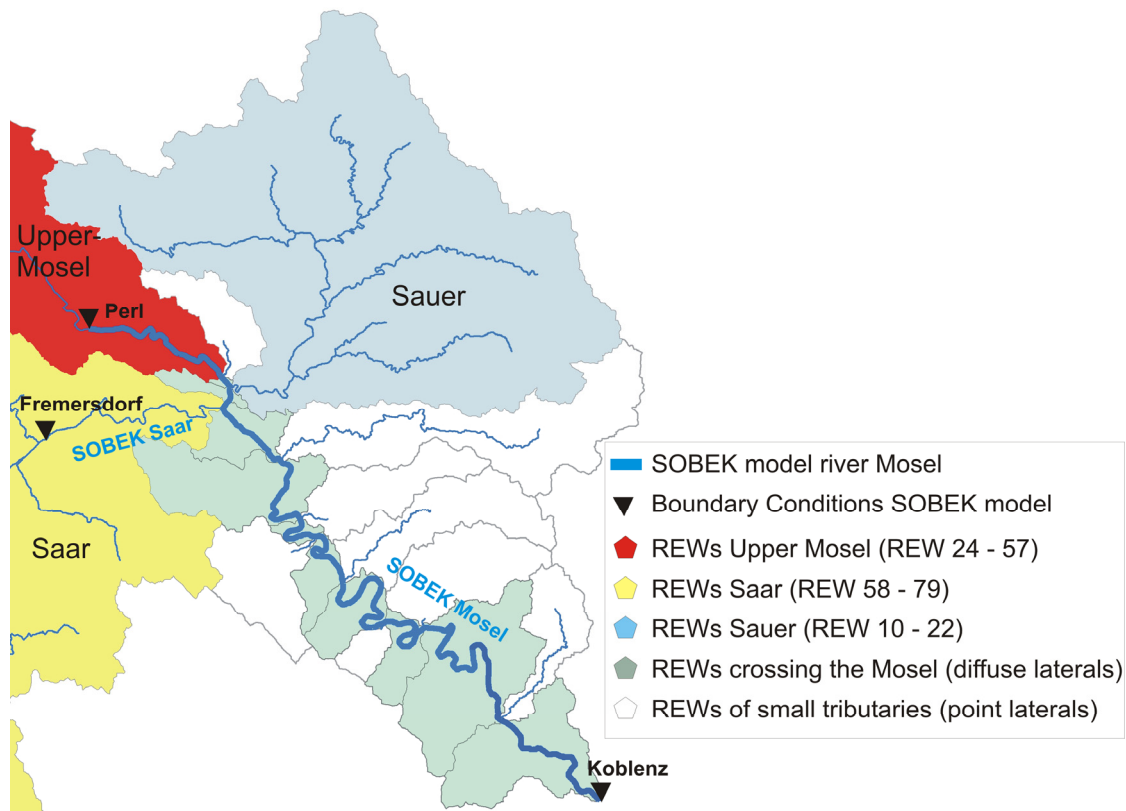


Fig. 4: The interface between the SOBEK and the REW model.

The lateral inflows calculated by the REW model were inserted into the SOBEK hydrodynamic model and compared against the routing obtained by the kinematic wave model and the Muskingum-Cunge routing approach in the REW model. We observe that the main difference between using the SOBEK routing consists in the fact that the SOBEK model solves the full dynamic wave model equations and uses actual hydraulic cross profile scans at 500 meters intervals along the channel axis, thus providing the most optimal hydrodynamic representation of the system. In addition the SOBEK model accounts for the presence of hydraulic structures such as weirs and ship locks, which are not considered in the kinematic wave model. The results are presented in the following Figures for a selected triple-peak event observed between 09/12/1998 – 06/01/2000. Figures 5 and 6 show the flood event as observed and the results obtained with a) the SOBEK model, b) the analytical solution of the

kinematic wave (85 reach elements), c) the numerical solution of the non-linear reservoir equation with the Runge-Kutta method and d) the Muskingum-Cunge routing method.

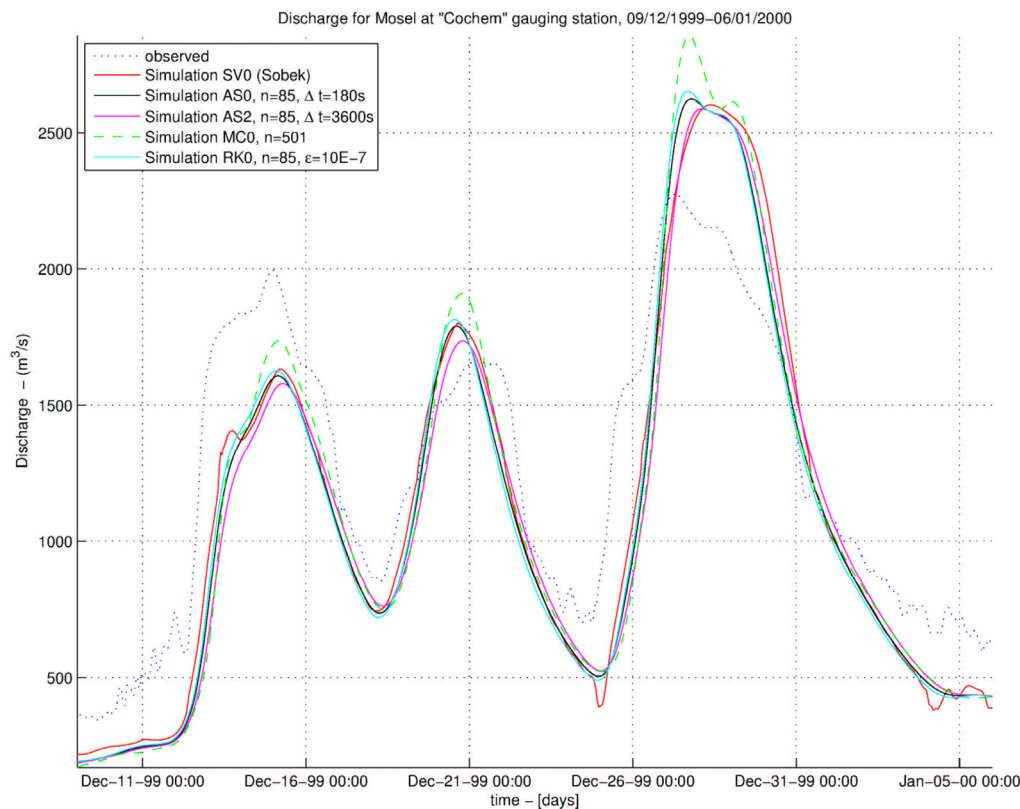


Fig. 5: Flows during the triple peak from 09/12/1998 – 06/01/2000 at Cochem.

Figure 5 shows the stream discharge values for Cochem and Figure 6 for Trier. We observe that the comparison of all channel routing methods with the empirical channel geometry relationships against the full dynamic model solution provided by SOBEK is very good in terms of capturing peak timing and peak magnitude. In this context we also note that the computational efficiency advantage in using the analytical solution with respect of using the Muskingum-Cunge method or the SOBEK method is in the order of several hours of computation time. Finally we present a comparison of all simulation methods over an extended period of 2 years, starting from the 1/1/1998 and ending on the 31/12/1999 in Figure 7. The simulations show a comparison of observations with the SOBEK simulations, the analytical solution of the kinematic wave and the Muskingum routing method. The high flow season during the 1998-1999 winter period is clearly visible and adequately reproduced by the hydrological model. The figure also shows that the low flows during the 1998 and 1999 summer periods are satisfactorily simulated, even though the hydrograph recession after a wet period occur generally faster in the model than in reality. This effect is mainly attributable to the difficulties in correctly modeling emptying soil water storages and is also encountered in other hydrological models. We also observe that the flow behavior of the Mosel is essentially kinematic, which can be seen by the fact that the analytical kinematic wave model performs comparably

to the dynamic wave model SOBEK. From the skill analysis of the simulations executed thus far it can be concluded that the REW model is suitable for pre-operational testing in a real flow forecasting setting.

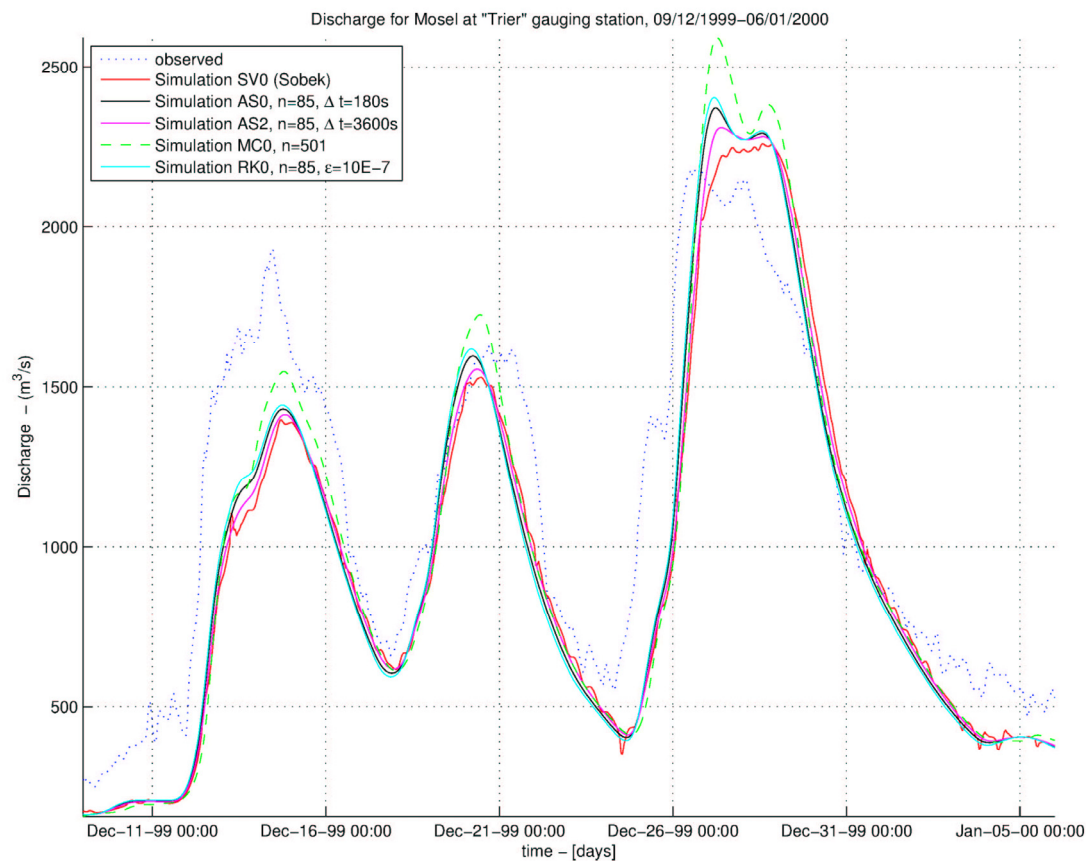


Fig. 6: Flows during the triple peak from 09/12/1998 – 06/01/2000 at Trier.

11. Summary and conclusions

The present paper shows an application of the REW model to the river Mosel basin. The model has been calibrated and validated with hourly hydro-meteorological data available operationally, and subsequently validated against observed discharges at several locations, including Trier and the basin closing station Cochem. Despite the fact that the input data have been used at the raw state and have not been error-corrected, the hydrological response simulated by the model using different flow routing methods, has been satisfactory in terms of Nash-Sutcliffe efficiency values.

It is important to note that the rivers Mosel and Saar are heavily trained in the French and German part of the basin all the way towards the confluence with the river Rhine in Koblenz. In the German part of the rivers Mosel and Saar there are at least 13 weirs used for water level regulation and hydropower production as well as a series of navigation locks. The presence of these structures is subject to operational rules. The structures and their hydraulic impacts on the river flow are not explicitly accounted for in the routing part of the REW hydro-

logical model (similar to the HBV-model used at BfG), and as a result there are some clear deviations between modeled and observed flows.

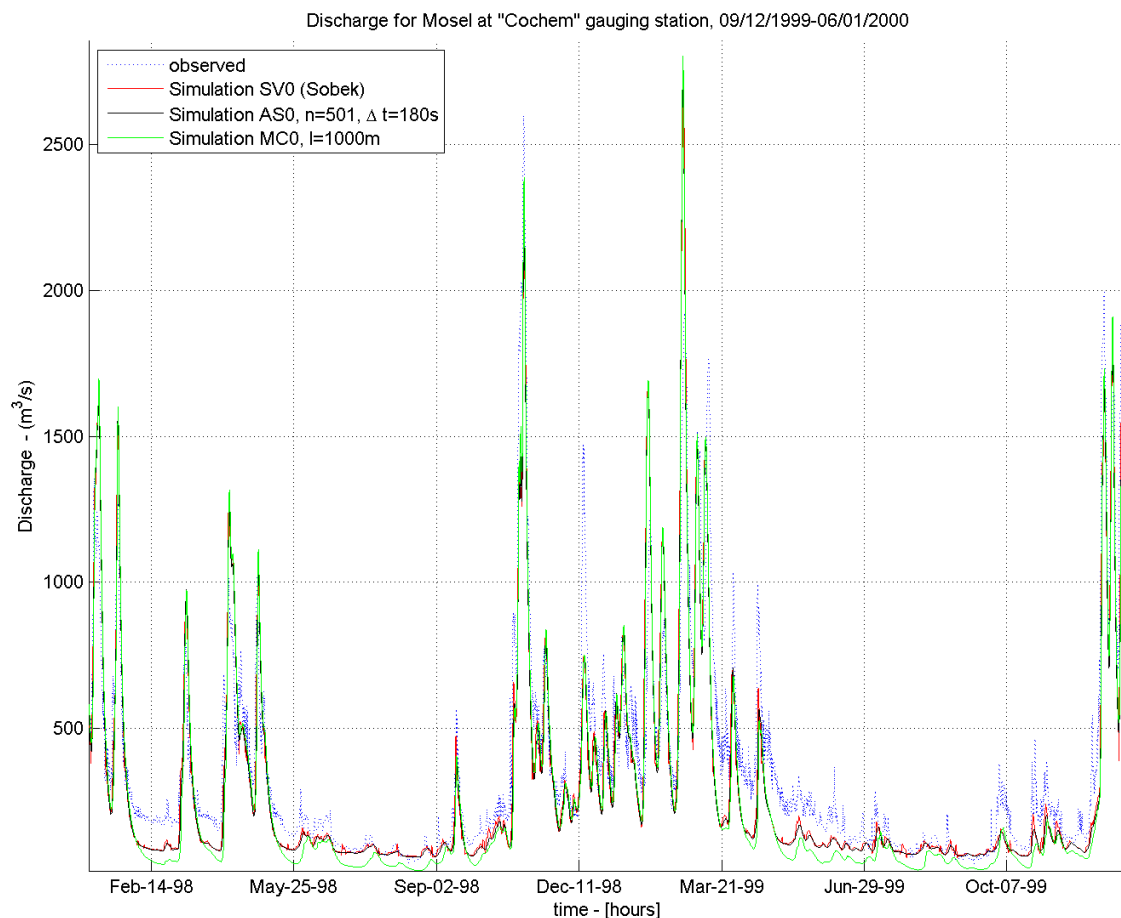


Fig. 7: Hydrologic response for Mosel at Cochem for the period 1/1/1998-31/12/1999. The figure compares different routing methodologies results with observations.

This discrepancy is much more significant during low flows than during high flow periods, in which the presence of the structures is less influential on flow dynamics due to gate crest lowering operations. However, also during low flow periods, at least in the lower part of the basin, the modeled discharge can still be considered overall satisfactorily and conserving the overall water balance. With the REW model in its tools portfolio the BfG is now able to operate another hydrological model based on a different conceptual approach than the existing HBV-model. Given that the overall performance of both models is comparable and they are characterized by different strengths, their mutual combination within a forecasting framework has the potential to enhance forecasting skill. One of the obvious advantages of more physically-based models compared to lumped approaches in operational forecasting is the interpretability of model parameters, thus offering clear opportunities for future assimilation of observations within the aim of further forecast skill improvements.

Acknowledgements We acknowledge the E-OBS dataset from the EU-FP6 project ENSEMBLES³ and the data providers in the ECA&D project⁴. We also acknowledge the International Commission for the River Rhine⁵ (CHR) for providing the digital terrain model for the River Rhine basin.

References

- ABBOTT, M.B., BATHURST, J.C., CUNGE, J.A., AND O'CONNELL, P.E., (1986b): An Introduction to the European Hydrologic System - Système Hydrologique Européen, "SHE" 2: structure of a physically based, distributed modelling system, *Journal of Hydrology*, 87, 61-77.
- BERGSTROM, S., (1995). The HBV Model. In Computer Models of Watershed Hydrology. Singh, V.P., (Ed.), Water Resources Publications: Highlands Park, CO, pp. 443-476.
- BELL, V.A.; KAY, A.L.; JONES, R.G.; MOORE, R.J.. (2007): Development of a high resolution grid-based river flow model for use with regional climate model output. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11 (1). 532-549.
- CRAWFORD N.H. & R.K. LINSLEY (1966), Digital simulation in hydrology: Stanford Watershed Model IV, Technical Report No.39 Stanford University, Palo Alto, CA.
- CUNGE, J.A. (1963): On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum Method), Delft, The Netherlands, *J. Hydr. Res.*, 7(2) 205-230.
- CUNGE, J.A. (2001): Volume conservation in variable parameter Muskingum-Cunge method Discussion, *J. Hydraulic Eng.*, ASCE, 127(3), 239-239.
- HAYLOCK, M.R., N. HOFSTRA, A.M.G. KLEIN TANK, E.J. KLOK, P.D. JONES, M. NEW. (2008): A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*, 113, D20119, doi:10.1029/2008JD10201.
- LEOPOLD, L. B., & MADDOCK, T. JR. (1953): The Hydraulic Geometry of Stream Channels and some Physiographic Implications, U.S. Geological Survey Professional Paper 252, 56 pp.
- LIU Z. & TODINI E. (2002): Towards a comprehensive physically based rainfall-runoff model, *Hdrol. Earth Syst. Sci.*, 6(5), 859-881.
- LIU, Z. & TODINI, E. (2004): Assessing the TOPKAPI non-linear reservoir cascade approximation by means of a characteristic lines solution, *Hdrol. Processes*, 19(10), 1983-2006.
- OSTROWSKI, M. (1992): A universal module for the simulation of hydrological processes, *Wasser und Boden*, Issue 11, pp. 755-760 (in German).
- PRESS, W.H., S.A. TEUKOLSKY, W.T. VETTERLING & B.P. FLANNERY (2004): Numerical recipes in C: The art of scientific computing. Second Edition. Cambridge University Press.
- RATHFELDER, K. & L. M. ABRIOLA (1994): Mass conservative numerical solutions of the head-based Richards equation, *Water Resour. Res.*, 30(9), 2579-2586, doi:10.1029/94WR01302.
- REGGIANI, P., M. SIVAPALAN, & S. M. HASSANIZADEH (1998): A unifying framework of watershed thermodynamics: Balance equations for mass, momentum, energy and entropy and the second law of thermodynamics. *Advances in Water Resources*, 22(4), 367-398.
- REGGIANI P. & T.H.M. RIENTJES (2005): Flux parameterization in the Representative Elementary Watershed approach: application to a Natural Basin. *Water Resour. Res.*, DOI:10.1029/2004WR003693.

³ <http://ensembles-eu.metoffice.com>

⁴ <http://eca.knmi.nl>

⁵ www.chr-khr.org

- REGGIANI, P. & T. H. M. RIENTJES (2010): Closing horizontal groundwater fluxes with pipe network analysis: An application of the REW approach to an aquifer, *Environmental Modeling and Software*, DOI 10.1016/j.envsoft.2010.04.019.
- REGGIANI (2012): *The Representative Elementary Watershed Model User Manual*, Deltares.
- ROSS, P.J. (2003): Modeling Soil Water and Solute Transport. Fast, Simplified Numerical Solutions, *Agron. J.*, 95, 1352-1361.
- SCHELLEKENS, J., R. J. MOORE, S. J. COLE, P. REGGIANI, A. H. WEERTS, A. R. J. MINETT, V. A. BELL, & A. J. ROBSON (2010): Hydrological modelling using convective scale rainfall modeling, Report number SC060087/R3, Environment Agency, Rio House, Waterside Drive, Aztec West, Almondsbury, Bristol, U.K.
- SNELL, J. & M SIVAPALAN (1995): Application of the meta-channel concept: Construction of the meta-channel hydraulic geometry for a natural channel, *Hydrol. Proc.*, 9, 485-495.
- STELLING, G. S & A. VERWEY (2005): Numerical Flood Simulation, in *Encyclopedia of Hydrological Sciences*, John Wiley & Sons Ltd.
- TARBOTON, D. G., R. L. BRAS & I. RODRIGUEZ-ITURBE (1992): A Physical Basis for Drainage Density, *Geomorphology*, 5(1/2), 59-76.
- TARBOTON, D. G. (1997): A New Method for the Determination of Flow Directions and contributing Areas in Grid Digital Elevation Models, *Water Resour. Res.*, 33(2), 309-319.
- VAN DER KWAAK, J.E. & LOAGUE, K., (2001): Hydrologic-response simulations for the R-5 catchment with a comprehensive physics-based model. *Water Resour. Res.* 37(5), 999-1013.
- ZHAO, R.J. (1992): The Xinanjiang model applied in China. *J. of Hyrol.*, 135:371-381.

ProFoUnD: Ein Werkzeug zur statistischen Analyse von Abfluss- und Wasserstandsvorhersagen und zur Ermittlung von Vorhersageunsicherheiten

Ingo Haag, Uwe Ehret, Norbert Demuth, Katja Moritz

Zusammenfassung

Mithilfe des Programms ProFoUnD (program to assess the forecast uncertainty of discharge) können Abfluss- und Wasserstandsvorhersagen getrennt nach Vorhersagetiefen und hydrologischen Situationen ausgewertet werden. Hierfür ermöglicht es das Programm, neben visuellen Vergleichen unterschiedliche kontinuierliche und kategorische Fehlermaße und Fehlerverteilungen zu ermitteln. Durch die Konfigurierbarkeit des Programms kann die Auswertung dabei spezifisch an die jeweilige Fragestellung angepasst werden. Aufgrund dieser Flexibilität wird ProFoUnD in der Praxis für unterschiedliche Aufgaben verwendet, wie z.B. zur Ermittlung der operationellen Vorhersageunsicherheit, zum bewertenden Vergleich unterschiedlicher Modelle, Parametrisierungen und Inputdaten, zur Bestimmung des als verlässlich einzustufenden Vorhersagebereichs, zur Identifikation unterschiedlicher Fehlerquellen und zur Optimierung von Modellkonfigurationen.

1. Einführung

Beim operationellen Betrieb hydrologischer Modelle werden zahlreiche Abfluss- und Wasserstandsvorhersagen berechnet und archiviert. Darüber hinaus fallen häufig weitere Vorhersageergebnisse bei Modellanalysen und Vorhersagetests an. Diese Ergebnisse können genutzt werden, um die Güte der Vorhersagen und die im operationellen Betrieb zu erwartende Vorhersageunsicherheit zu ermitteln. Um dabei statistisch belastbare Aussagen zu erhalten, ist die Auswertung einer möglichst großen Zahl von Vorhersagen für unterschiedliche hydrologische Situationen wünschenswert. Daher wurde im Auftrag der Wasserwirtschaftsverwaltungen in Bayern und Rheinland-Pfalz das Programm ProFoUnD (program to assess the forecast uncertainty of discharge) entwickelt, mit dem Abfluss- und Wasserstandsvorhersagen gezielt hinsichtlich der skizzierten Fragestellung ausgewertet werden können. ProFoUnD ist dabei auf die Auswertung von Vorhersagen mit dem Modell LARSIM zugeschnitten. Mithilfe geeigneter Schnittstellenformate können jedoch auch die Vorhersagen anderer hydrologischer Modelle ausgewertet werden.

Der vorliegende Beitrag gewährt zunächst einen Überblick über die Funktionalitäten von ProFoUnD und die zugrunde liegenden statistischen Methoden. Darauf aufbauend werden ausgewählte Anwendungsbereiche des Programms anhand einiger Beispiele veranschaulicht. Eine ausführliche Beschreibung des Programms findet sich in HAAG (2012).

2. Funktionsweise von ProFoUnD

2.1 Überblick

Abbildung 1 gewährt einen Überblick über die grundlegende Funktionsweise von ProFoUnD. Das Programm liest eine Datei mit den Messwerten für Wasserstände oder Abflüsse an Pegeln sowie eine Datei mit Vorhersagen an diesen Pegeln ein. Über die Programmkonfiguration kann die Auswertung, die aus dem Vergleich dieser Daten vorgenommen werden soll, gesteuert werden. Hierbei kann z.B. vorgegeben werden, welche Pegel und welche Vorher-

sagetiefen ausgewertet werden sollen, wie in unterschiedliche hydrologische Situationen unterschieden werden soll, welche statistischen Gütemaße ermittelt und welche Visualisierungen ausgegeben werden sollen. Das Programm führt die in der Konfiguration vorgegeben Auswertungen durch und gibt die angeforderten Daten aus. Die Ausgaben erfolgen in zur direkten Visualisierung geeigneten Formaten und in einem einfachen CSV-Schnittstellenformat. Dabei werden neben zusammengesetzten Ganglinien und statistischen Auswertungen auch Datenprotokolle erzeugt, die die Übersicht über die zahlreichen Auswertungen erleichtern.

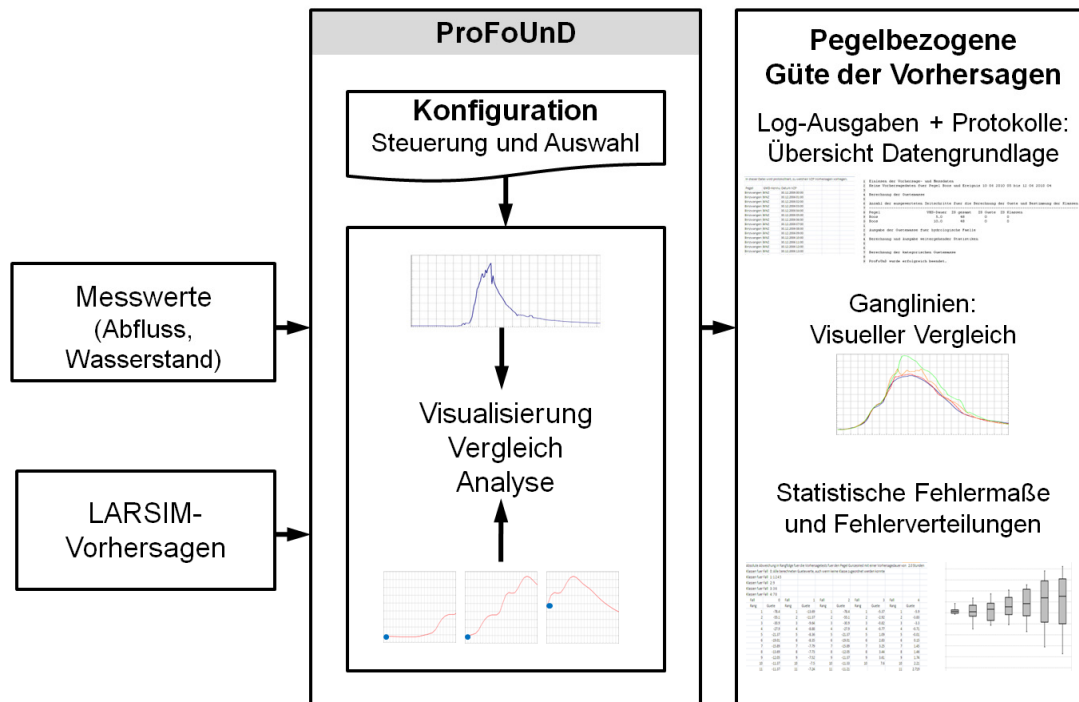


Abb. 1: Schematischer Überblick über die grundlegende Funktionsweise von ProFoUnD.

2.2 Visualisierung der Vorhersageergebnisse

Neben umfangreichen statistischen Auswertungen ermöglicht ProFoUnD zunächst eine vergleichende Visualisierung von Vorhersagen und gemessenen Ganglinien. Hierzu werden programmintern die Vorhersagen für die einzelnen Pegel neu zusammengestellt. Alle Vorhersagewerte einer bestimmten Vorhersagetiefe (z.B. alle 24h-Vorhersagen) werden zu einer neuen Ganglinie zusammengesetzt. Das ermöglicht dann z.B. den unmittelbaren Vergleich der zusammengesetzten Vorhersageganglinien unterschiedlicher Vorhersagetiefen untereinander und mit der Messung. Dies ist in Abbildung 2 beispielhaft veranschaulicht. Durch diesen Vergleich wird die Güte der Vorhersagen mit unterschiedlichen Vorhersagetiefen qualitativ deutlich. Neben den Messwerten und den zusammengesetzten Vorhersageganglinien können optional auch die zeitlichen Verläufe kontinuierlicher Einzelfehler (siehe unten) ausgegeben werden. Die Darstellung des zeitlichen Verlaufs der Einzelfehler ermöglicht es, die Güte der Vorhersage in unterschiedlichen Situationen wie z.B. vor einem Hochwasser oder im ansteigenden Ast eines Hochwassers zu beurteilen.

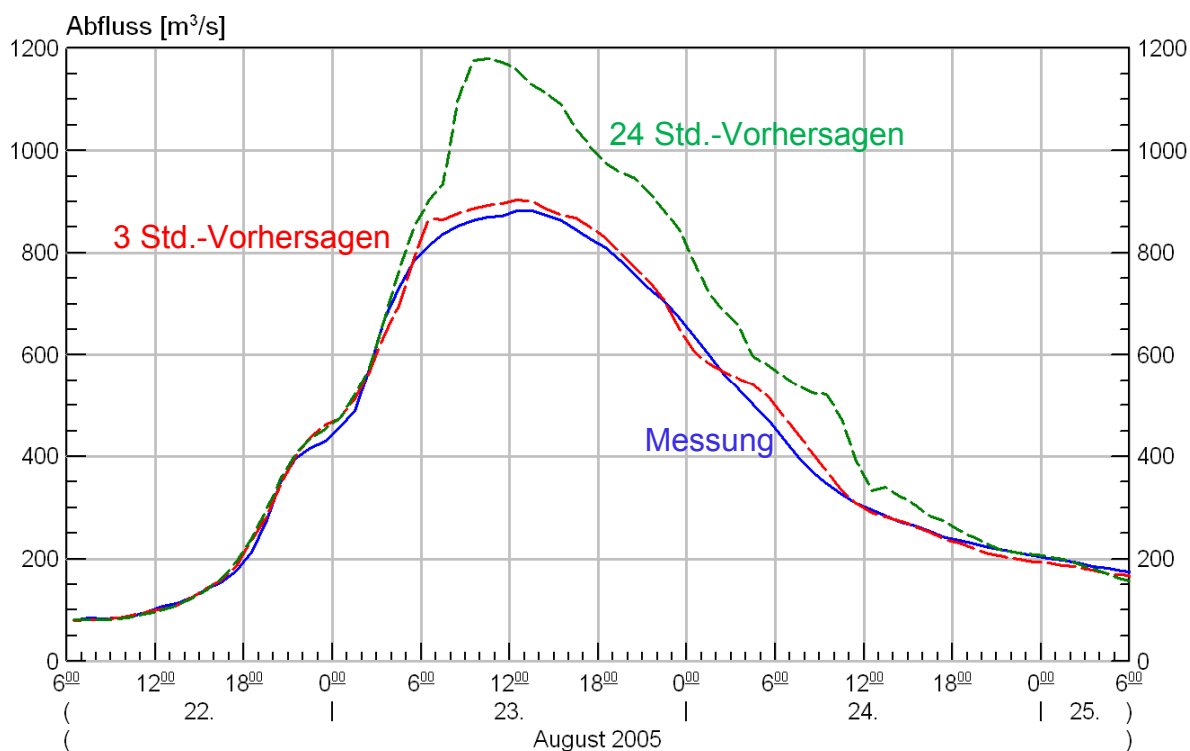


Abb. 2: Beispielhafte Visualisierung von Vorhersagen im Vergleich zur Messung.

2.3 Statistische Gütemaße

Mit ProFoUnD können unterschiedliche kontinuierliche und kategoriale Gütemaße ermittelt werden, wobei die zu ermittelnden Maßzahlen je nach Fragestellung über die Konfiguration ausgewählt werden können. Tabelle 1 gibt einen Überblick über die in ProFoUnD verfügbaren kontinuierlichen Gütemaße, die verfügbaren kategorischen Maßzahlen sind in Abbildung 6 zusammengestellt.

Tab. 1: Mit ProFoUnD berechenbare kontinuierliche statistische Gütemaße

Kontinuierliche Einzelfehler	Zugehörige mittlere Gütemaße
Absolute Abweichung	Mittlere Abweichung (mit Vorzeichen) Mittlere Beträge der Abweichung
Prozentuale Abweichung	Mittlere prozentuale Abweichung
Quadratische Abweichung	Root Mean Squared Error (RMSE) Skill Score in Bezug zur Persistenz
Multiplikativer Fehler (Quotient)	Mittlerer multiplikativer Fehler
Logarithmus des Quotienten	Mittlerer Logarithmus des Quotienten
Zeitfehler (lag)	Mittlerer Zeitfehler (mit Vorzeichen) Mittlere Beträge der Zeitfehler

Die Größe der Vorhersagefehler hängt häufig maßgeblich von der hydrologischen Situation ab. So ergeben sich bei stationären Niedrigwasserverhältnissen im Allgemeinen kleinere

Fehler als vor einem Hochwasser. Um dem Rechnung zu tragen, können die Einzelfehler und Gütemaße mit ProFoUnD getrennt nach der jeweiligen hydrologischen Situation ermittelt werden. Dabei stehen unterschiedliche Methoden zur Differenzierung in die hydrologischen Situationen zur Verfügung. Zur Klassifikation werden dabei der aktuelle Abflussbereich und die Richtung der Vorhersage herangezogen. Mithilfe dieser Kriterien ist es möglich, die Gesamtdatensätze in unterschiedliche hydrologische Fälle zu unterteilen. In der Anwendungspraxis wird häufig in die Fälle „stationäres Mittel- und Niedrigwasser“, „vor einem Hochwasser“, „im ansteigenden Ast eines Hochwassers“ und „im fallenden Ast eines Hochwassers“ unterschieden. Generell werden die Einzelfehler und die daraus abgeleiteten Gütemaße getrennt für die über die Konfiguration angeforderten Vorhersagetiefen ermittelt, sodass man die Fehlerverteilungen und die Gütemaße als Funktion der Vorhersagetiefe (sowie ggf. getrennt für unterschiedliche hydrologische Fälle) erhält. Die aus den Einzelfehlern abgeleiteten mittleren Gütemaße können somit zur übersichtlichen, schnellen Beurteilung der Vorhersagequalität für unterschiedliche hydrologische Fälle und Vorhersagetiefen genutzt werden. Darüber hinaus werden aber auch die Einzelfehler jedes einzelnen Vorhersagewerts (in aufsteigender Reihenfolge) zur Verfügung gestellt, sodass beispielsweise Summenhäufigkeiten der kontinuierlichen Einzelfehler dargestellt werden können (Abbildung 3).

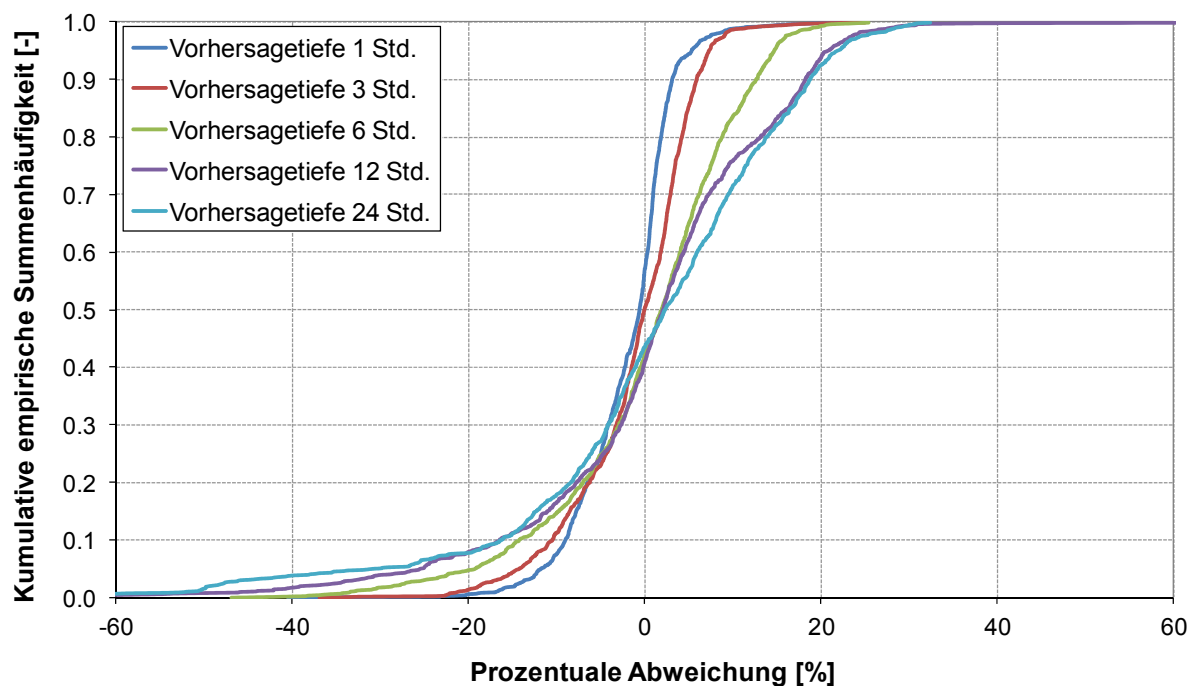


Abb. 3: Beispielhafte Darstellung der Summenhäufigkeit eines kontinuierlichen Einzelfehlers für unterschiedliche Vorhersagetiefen

Neben den in Tabelle 1 aufgeführten Einzelfehlern und den resultierenden mittleren Gütemaßen werden mit ProFoUnD auch die empirischen Häufigkeitsverteilungen der kontinuierlichen Einzelfehler als Perzentile ermittelt. Diese Fehlerverteilungen können dann z.B. mithilfe von Box-und-Whisker-Plots als Funktion der Vorhersagetiefe dargestellt werden (Abbildung

4). Neben der empirischen Fehlerverteilung wird jeweils auch eine theoretische auf der Normalverteilung basierende Fehlerverteilung berechnet, die durch ihren Mittelwert und die Standardabweichung definiert ist. Optional kann die Abhängigkeit der beiden Verteilungsparameter von der Vorhersagetiefe durch eine mit ProFoUnD angepasste Funktion ausgedrückt werden. Somit wird die Fehlerverteilung in Abhängigkeit von der Vorhersagetiefe mithilfe von zwei Gleichungen ausgedrückt. In der Anwendungspraxis werden jedoch häufig die empirischen Fehlerverteilungen verwendet, um beispielsweise Unsicherheitsbänder für Vorhersagen abzuleiten (Abbildung 4).

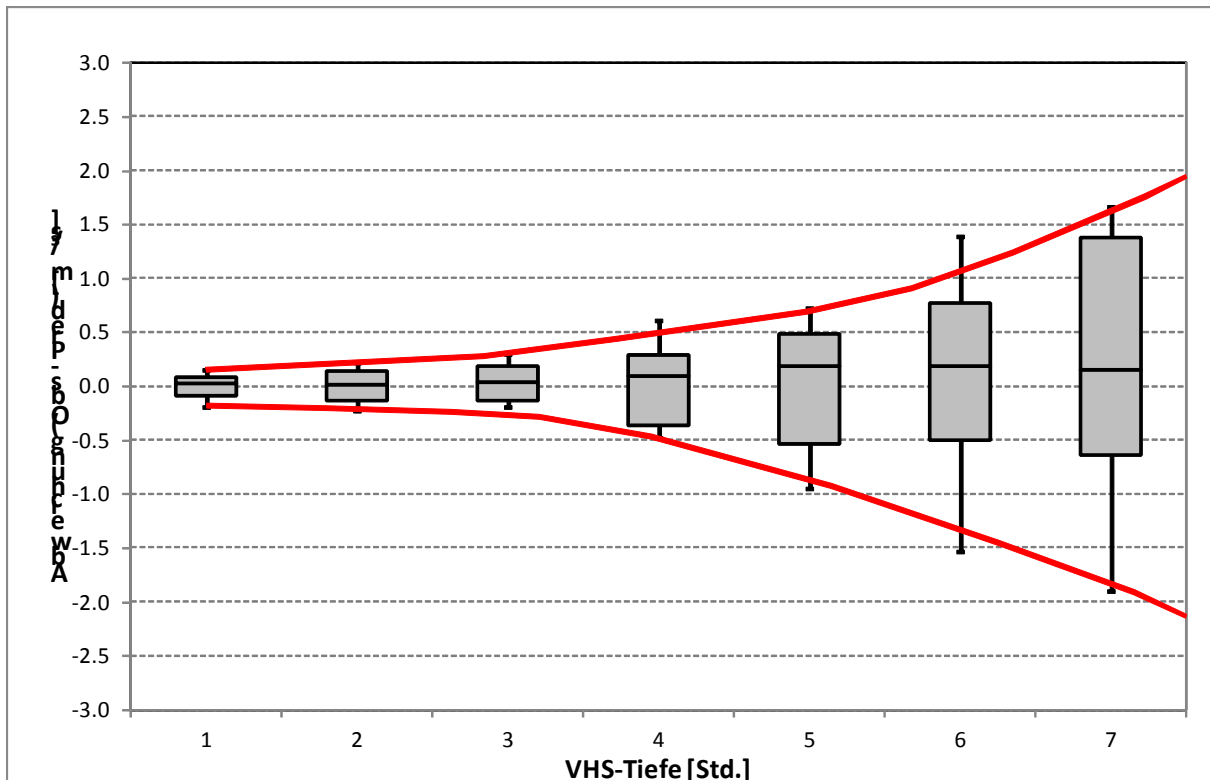


Abb. 4: Beispielhafte Darstellung der Fehlerverteilung eines kontinuierlichen Einzelfehlers als Funktion der Vorhersagetiefe und das resultierende Unsicherheitsband

Die Ermittlung der Einzelfehler basiert im Normalfall auf dem Vergleich zwischen Messwerten und Vorhersagewerten für exakt denselben Zeitschritt. Insbesondere bei längerfristigen Vorhersagen ist es jedoch nicht unbedingt entscheidend, dass der Zeitpunkt eines Hochwassers exakt vorhergesagt wird. Vielmehr ist es für solche langfristigen Vorhersagen wichtig, dass die Höhe des Scheitels in etwa korrekt vorhergesagt wird (BREMICKER et al. 2006). Daher kann in ProFoUnD auch ein tolerierbares Zeitfenster in Abhängigkeit von der auszuwertenden Vorhersagetiefe vorgegeben werden. In diesem Fall wird die bestmögliche Übereinstimmung zwischen Vorhersage und Messung innerhalb des Zeitfensters ermittelt und ausgewertet. Die Wirkungsweise des tolerierbaren Zeitfensters wird aus Abbildung 5 deutlich: Ohne tolerierbares Zeitfenster würden die Vorhersagen vom 9.1. und vom 10.1. schlecht bewertet, da sie einen Zeitversatz aufweisen. Durch das tolerierbare Zeitfenster werden die-

se beiden langfristigen Vorhersagen jedoch besser bewertet, was im Sinne einer langfristigen Warnung korrekt ist.

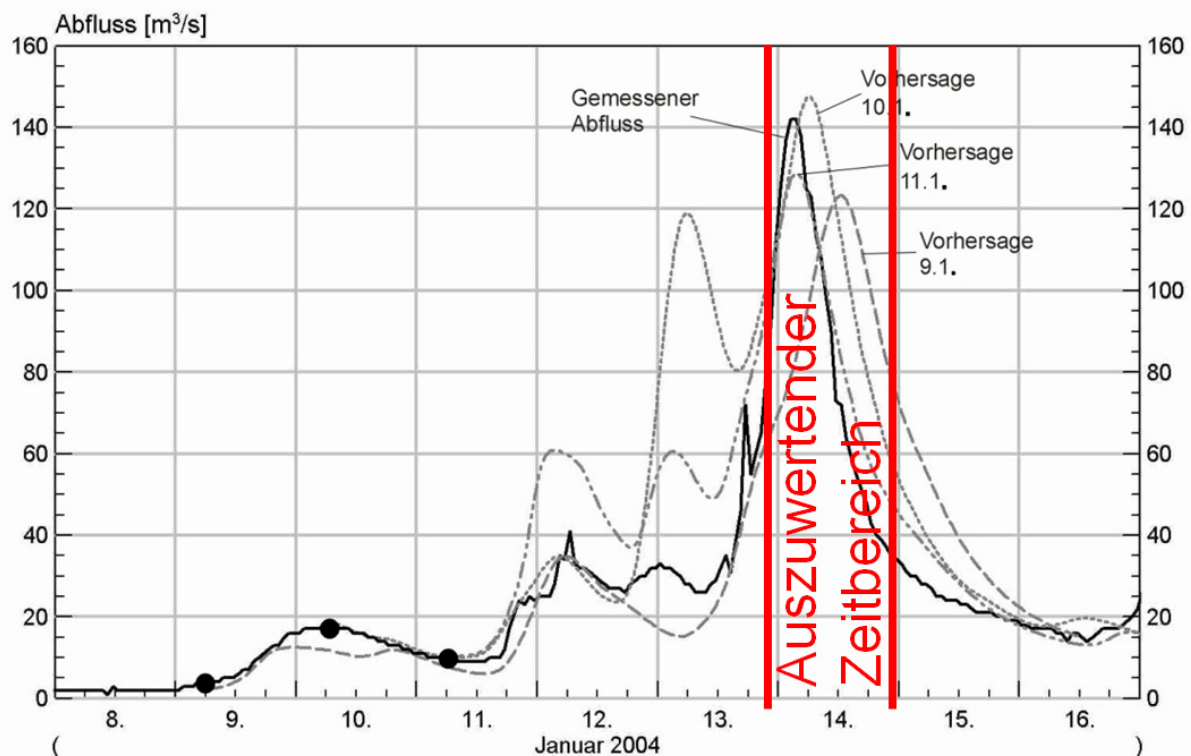


Abb. 5: Anwendung des tolerierbaren Zeitfensters bei der Auswertung langfristiger Vorhersagen (aus LUCE et al. (2006), verändert).

Insbesondere im Fall der Hochwasservorhersage ist es auch entscheidend, ob der Eintritt eines Ereignisses korrekt vorhergesagt wird. Als Ereignis gilt dabei das Überschreiten eines bestimmten Schwellenwertes wie z.B. einer Meldestufe oder eines HQ_n -Wertes. Wie gut das Eintreten von Ereignissen vorhergesagt wird, kann mit kategorischen Gütemaßen bewertet werden, die auf der Auswertung der Kontingenztafel basieren (VON STORCH & ZWIERS 1999, Abbildung 6). Mit ProFoUnD können sowohl Kontingenztafeln für mehrere Schwellenwerte als auch die in Abbildung 6 aufgeführten kategorischen Gütemaße ermittelt und ausgegeben werden. Die Schwellenwerte für das Eintreten eines Ereignisses können über die Konfiguration vorgegeben werden. Auch bei den kategorischen Gütemaßen erfolgt die Auswertung getrennt nach Vorhersagetiefen, wobei auch hier ein tolerierbares Zeitfenster (als Funktion der Vorhersagetiefe) optional mit angegeben werden kann.

Kontingenztafel:

	Messung $\geq$ Schwelle	Messung < Schwelle
VHS $\geq$ Schwelle	Hit	False Alarm
VHS < Schwelle	Miss	Correct Negative

Kategorische Gütemaße:

- Probability of Detection
- False Alarm Rate
- False Alarm Ratio
- Frequency Bias
- Threat Score

Abb. 6: Kontingenztafel und mit ProFoUnD ermittelbare kategorische Gütemaße

3. Anwendungsbeispiele von ProFoUnD

Aufgrund der sehr flexiblen Konfigurierbarkeit können ProFoUnD-Auswertungen zur Beantwortung zahlreicher Fragestellungen genutzt werden. Hierzu zählen unter anderem folgende Anwendungsbereiche:

- Ermittlung von Vorhersageunsicherheiten und Angabe von Unsicherheitsbändern bei der operationellen Vorhersage
- Differenzierung zwischen unterschiedlichen Unsicherheitsquellen (Modell, Niederschlagsvorhersage etc.)
- Ermittlung der als verlässlich einzustufenden Vorhersagetiefe (pegel- und situationspezifisch)
- Quantitativer Vergleich der Vorhersagequalität unterschiedlicher hydrologischer Modelle
- Vergleich unterschiedlicher Niederschlagsvorhersagen
- Bewertung veränderter Modellparametrisierungen oder Weiterentwicklungen
- Identifikation von Pegeln mit hoher Vorhersageunsicherheit
- Identifikation systematischer Fehler (inkonsistente Messungen, unpassende Modellkonfiguration)

Einige der genannten Anwendungsbereiche werden nachfolgend kurz veranschaulicht.

ProFoUnD wurde zunächst primär entwickelt, um die Vorhersageunsicherheit im operationellen Betrieb des bayerischen Hochwassernachrichtendienstes anhand der Auswertung archivierter Vorhersagen zu quantifizieren und bei den veröffentlichten Vorhersagen mit darzustellen (EHRET et al. 2009a, 2009b). Hierbei werden im Prinzip die mit ProFoUnD ermittelten pegel- und situationsspezifischen Unsicherheitsbänder, wie eines z.B. in Abbildung 4 dargestellt ist, auf die vorhergesagten Werte übertragen (vgl. EHRET et al. 2009b). Damit können bei den veröffentlichten Vorhersagen des Hochwassernachrichtendienstes des Bayerischen Landesamts für Umwelt neben dem erwarteten zukünftigen Verlauf auch die zugehörigen Unsicherheitsbereiche mit angegeben werden (siehe z. B. Abbildung 7).

Häufig stellt sich für die Verantwortlichen die Frage, bis zu welcher Vorhersagetiefe ihre Vorhersagen als zuverlässig einzustufen sind. Auf dieser Basis kann dann z.B. beurteilt werden, bis zu welcher Vorhersagetiefe eine Veröffentlichung der Vorhersagen erfolgen soll oder ob Schutzmaßnahmen mit hoher Wahrscheinlichkeit notwendig werden. Bei dieser Fragestellung kann zunächst eine tolerierbare Unsicherheit vorgegeben werden, die im Beispiel von

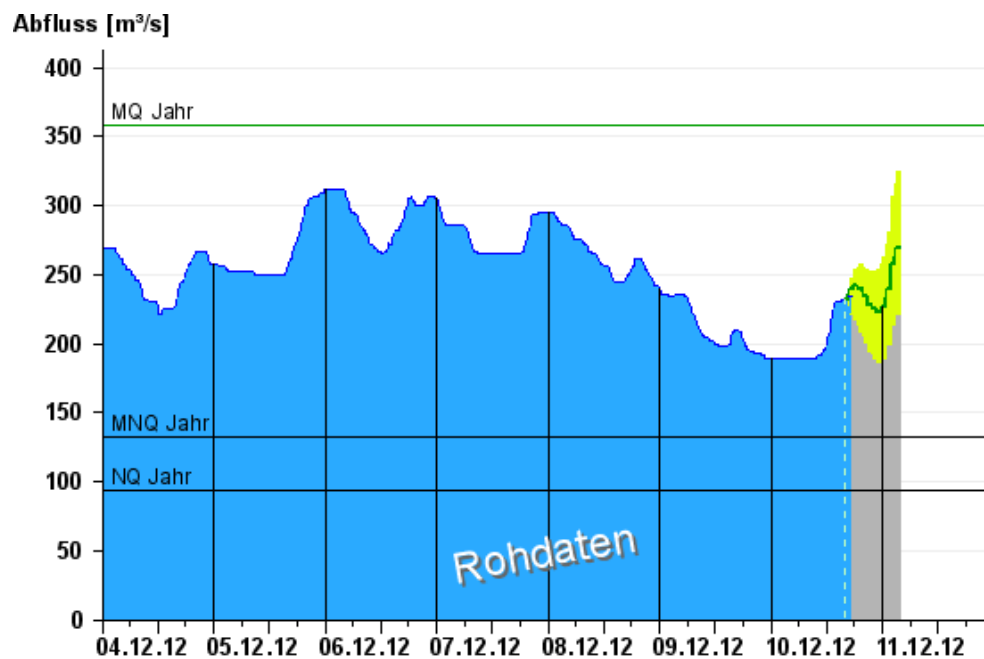


Abb. 7: Beispiel einer operationellen Abflussvorhersage des Hochwassernachrichtendienstes in Bayern mit zugehörigem Unsicherheitsbereich

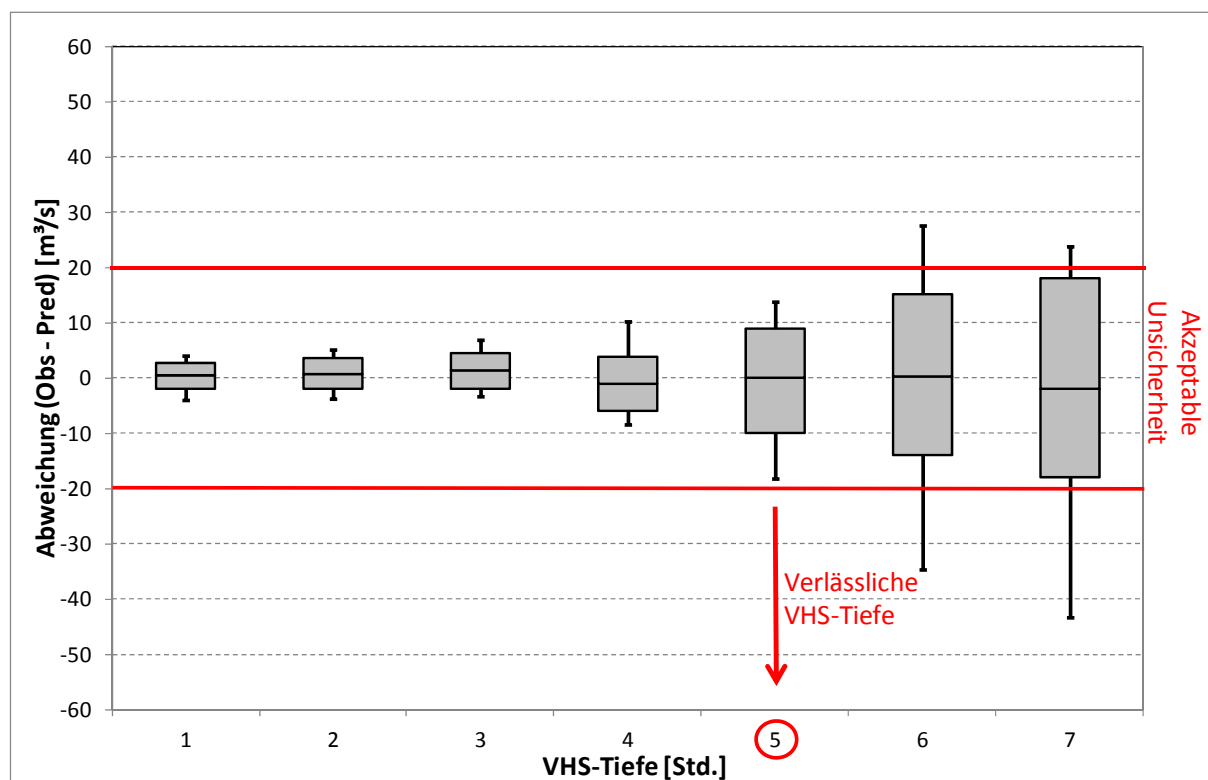


Abb. 8: Beispiel für die Ermittlung des als zuverlässig einzustufenden Vorhersagebereichs

Abbildung 8 bei 20 m³/s liegt. Im dargestellten Beispiel liegen das 10- und 90-Perzentil der Einzelfehler bei einer Vorhersagetiefe von fünf Stunden noch innerhalb des tolerierbaren

Unsicherheitsbereichs. Bei größeren Vorhersagetiefen liegt ein größerer Anteil der Vorhersagen außerhalb des akzeptablen Bereichs. Daher können im Beispiel (für die dargestellte hydrologische Situation) Vorhersagetiefen bis fünf Stunden als verlässlich eingestuft werden, sodass die Vorhersagen beispielsweise bis zu einer Vorhersagetiefe von 5 Stunden veröffentlicht werden.

Die Hochwasservorhersagegüte unterschiedlicher hydrologischer Modelle kann ebenso wie die Eignung unterschiedlicher Niederschlagsvorhersagen sowohl mithilfe kontinuierlicher Fehler als auch auf der Basis kategorischer Fehler beurteilt werden. In der Praxis wird man häufig eine Kombination aus kontinuierlichen und kategorischen Maßzahlen für den Vergleich heranziehen (z.B. HAAG 2008). Im Beispiel von Abbildung 9 wird der Threat Score als kategorisches Maß dafür verwendet, wie gut das Eintreten eines Hochwassers mit drei unterschiedlichen Niederschlagsvorhersagemodellen vorhergesagt werden kann. Dabei steht ein Threat Score von 1 für die bestmögliche Vorhersagequalität, während 0 die geringstmögliche Vorhersagequalität markiert. Aus Abbildung 9 wird deutlich, dass die Vorhersagequalität für das Eintreten des Hochwassers mit zunehmender Vorhersagetiefe generell abnimmt. Mit der dritten Niederschlagsvorhersage (N-VHS3) kann das Eintreten des Hochwassers im Beispiel am besten vorhergesagt werden.

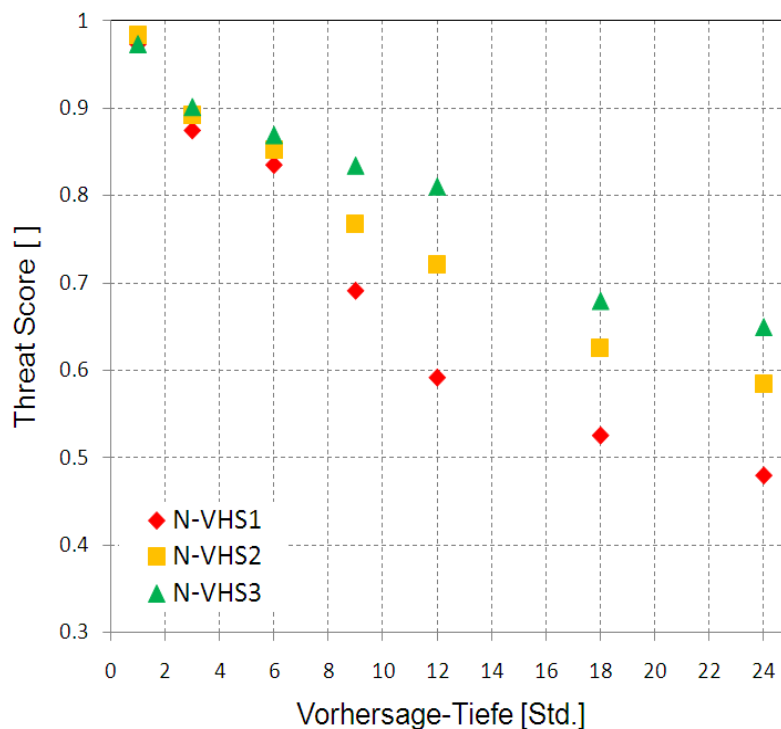


Abb. 9: Vergleich unterschiedlicher Niederschlagsvorhersagen hinsichtlich ihrer Eignung zur Vorhersage des Eintritts eines Hochwassers

Abbildung 10 veranschaulicht zwei weitere Anwendungsbereiche für ProFoUnD. Zum einen werden hier die prozentualen Abweichungen der Vorhersagen mit einem Modell vor der Integration neuer Bodendaten (nFK_alt) mit den Ergebnissen nach der Integration der Bodendaten (nFK_neu) verglichen. Hieraus wird deutlich, dass die Integration der neuen Bodendaten für die ausgewertete hydrologische Situation für keine der Vorhersagetiefen spürbare

Verbesserungen erbringt. Zum anderen zeigen die Ergebnisse, dass ab einer Vorhersagetiefe von sechs Stunden für den hier ausgewerteten hydrologischen Fall ein systematischer Vorhersagefehler vorliegt. Eine Analyse des Modells zeigte, dass dies in etwa der Wellenlaufzeit vom Oberliegerpegel bis zum hier dargestellten Pegel entspricht. Ab einer Vorhersagetiefe von ca. sechs Stunden führen die vom Oberliegerpegel weitergegebenen gemessenen Abflüsse (für den untersuchten hydrologischen Fall) also zu einer systematischen Fehleinschätzung der vorhergesagten Abflüsse. Anhand der ProFoUnD-Auswertungen konnte also gezeigt werden, dass Inkonsistenzen zwischen den Pegeln vorliegen, die durch eine Veränderung der Modellkonfiguration berücksichtigt werden müssen.

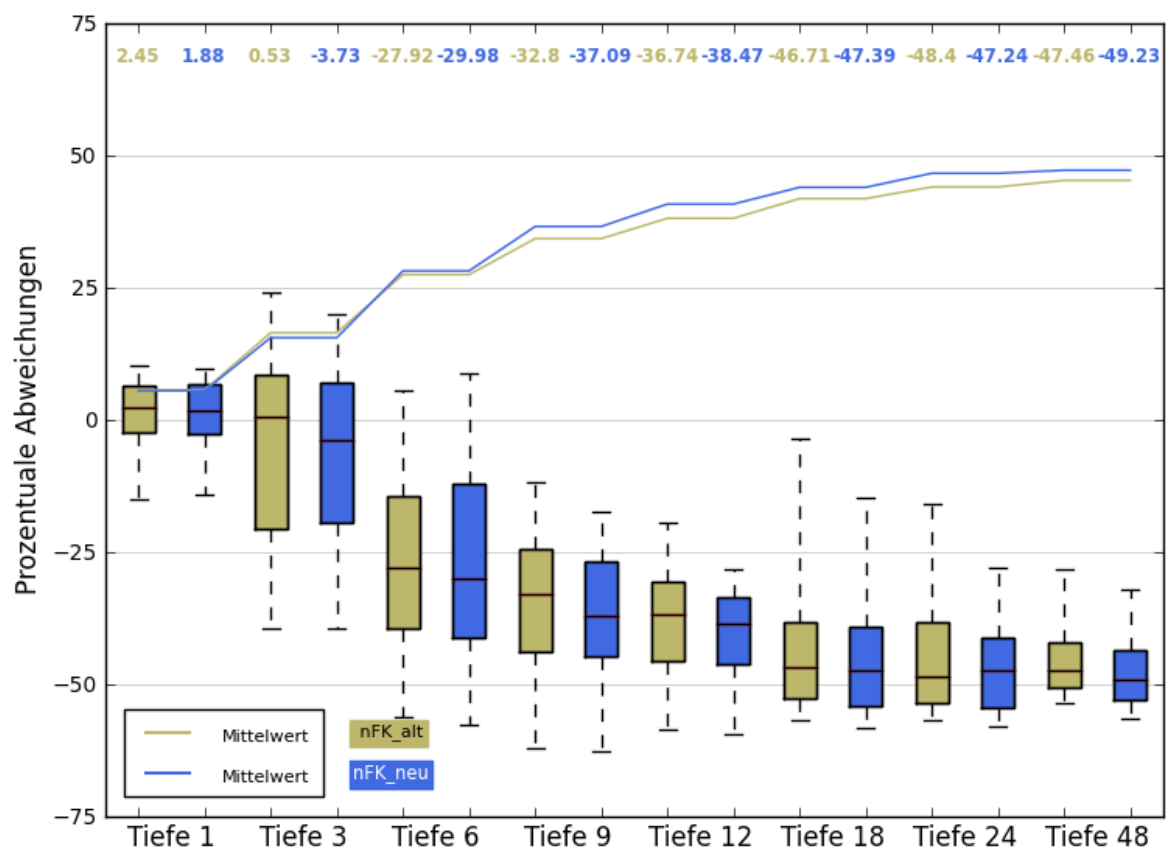


Abb. 10: Anwendung von ProFoUnD zum Vergleich unterschiedlicher Parametrisierungen eines Modells und zur Identifikation einer Modellinkonsistenz

4. Schlussfolgerungen

Mithilfe des Programms ProFoUnD kann eine große Anzahl an Abfluss- oder Wasserstandsvorhersagen getrennt nach Pegeln, Vorhersagetiefen und hydrologischen Fällen systematisch analysiert werden. Als Ergebnisse erhält man unter anderem vergleichende Visualisierungen, kontinuierliche Fehlermaße (Einzelfehler und mittlere Fehler), Häufigkeitsverteilungen der kontinuierlichen Fehler sowie kategorische Fehlermaße. Dabei ist das Programm so konfigurierbar, dass die Ausgaben an die jeweilige Fragestellung angepasst werden können. Die Ergebnisse von ProFoUnD können unter anderem genutzt werden, um Unsicherheitsbereiche von operationellen Vorhersagen anzugeben, die als verlässlich einzustufende Vorher-

sagetiefe zu ermitteln, Modelle, Parametrisierungen und Inputdaten zu vergleichen, den Gesamtfehler in unterschiedliche Fehlerquellen zu differenzieren und um Modellinkonsistenzen oder falsche Modellkonfigurationen aufzudecken.

Literatur

- BREMICKER, M., HOMAGK, P. & K. LUDWIG (2006): Hochwasserfrühwarnung und Hochwasservorhersage in Baden-Württemberg. *Wasserwirtschaft*, 2006 (7-8), 46-50.
- EHRET, U., VOGELBACHER, A., MORITZ, K., LAURENT, S., MEYER, I. & I. HAAG (2009a): Operational hydrological forecasting in Bavaria. Part I: Forecast uncertainty. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-13204.
- EHRET, U., VOGELBACHER, A., MORITZ, K., LAURENT, S., MEYER, I. & I. HAAG (2009a): Operational hydrological forecasting in Bavaria. Part II: Ensemble forecasting. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-13214.
- HAAG, I. (2008): Vergleichende Hochwasser-Vorhersagetests für das Neckareinzugsgebiet. HYDRON Ingenieurgesellschaft im Auftrag der LUBW, Karlsruhe, Projektbericht (unveröffentlicht).
- HAAG, I. (2012): ProFoUnD – Programmbeschreibung und Anwendungshinweise. HYDRON Ingenieurgesellschaft im Auftrag des WWA Kempten, des LfU Bayern und des LUWG. Programmdokumentation, Revision 5, (unveröffentlicht).
- LUCE, A., HAAG, I. & M. BREMICKER (2006): Einsatz von Wasserhaushaltsmodellen zur kontinuierlichen Abflussvorhersage in Baden-Württemberg. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, 50(2), 58 – 66.
- VON STORCH, H. & F.W. ZWIERS (1999): *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press, Cambridge.

Catchment classification by means of hydrological models

Hugo Hellebrand, Rita Ley, Markus Casper

Abstract

The study uses Self Organizing Maps (SOMs) and a conceptual model structure in order to determine if hydrological models can be used for catchment classification. The application of the SOMs result in six distinctive catchments classes. Eight basins that belong to two different classes are used in a modelling exercise in order to test parameter transfer, which is paramount for catchment classification. The preliminary results corroborate the working hypothesis that conceptual hydrological models can be used as catchment classifiers.

1. Introduction

An important hydrological objective is catchment classification that will serve as a basis for the regionalisation of discharge parameters or model parameters. The main task of this study is the development and assessment of classification approaches with respect to their efficiency in catchment classification. The study area in western Germany comprises about 53 catchments that range in size from 8 km² up to 1500 km², covering a wide range of geological substrata, soils, landscapes and mean annual precipitation.

2. Methods

In a first approach, Self Organising Maps (SOMs) use response behaviour (discharge characteristics) or catchment properties to classify the 53 catchments of the study area. A SOM is an unsupervised learning algorithm based on artificial neural networks to produce a low-dimensional representation of a high-dimensional input data set. The goal of training a SOM is to present input vectors in an easily understandable form that preserves as much of the essential information in the data as possible (LEY et al. 2011).

However, can basin classification also be done by means of hydrological models? The “uniqueness of place” principle (BEVEN 2000) states that every catchment is unique in its own. A hydrological rainfall-runoff model, if properly calibrated, can, to certain extend, describe the unique hydrological features of a catchment. Multiple conceptual rainfall-runoff models that are properly calibrated for one catchment will most probably result in one model that performs best. Hence, the best-performing model represents the uniqueness of the catchment best, since it adapts to the system characteristics. In this respect, the Superflex modelling framework (FENICIA et al. 2011; KAVETSKI & FENICIA 2011) can be a very powerful tool for the selection of these best performing models.

The Superflex modelling framework uses multiple conceptual model structures (Fig. 1). Each model concept represents different important hydrological features of a basin and varies in complexity. The conceptual models represent generic elements (reservoirs, lag functions and connections), systematize the field of conceptual modelling and facilitate hypothesis testing. HELLEBRAND et al. (2011) applied a similar method (multiple model structures) in 16 catchments in Luxembourg with varying results. However, objective of the study of HELLEBRAND et al. (2011) is the identification the influence of soil-hydrological characteristics on model performance and not catchment classification.

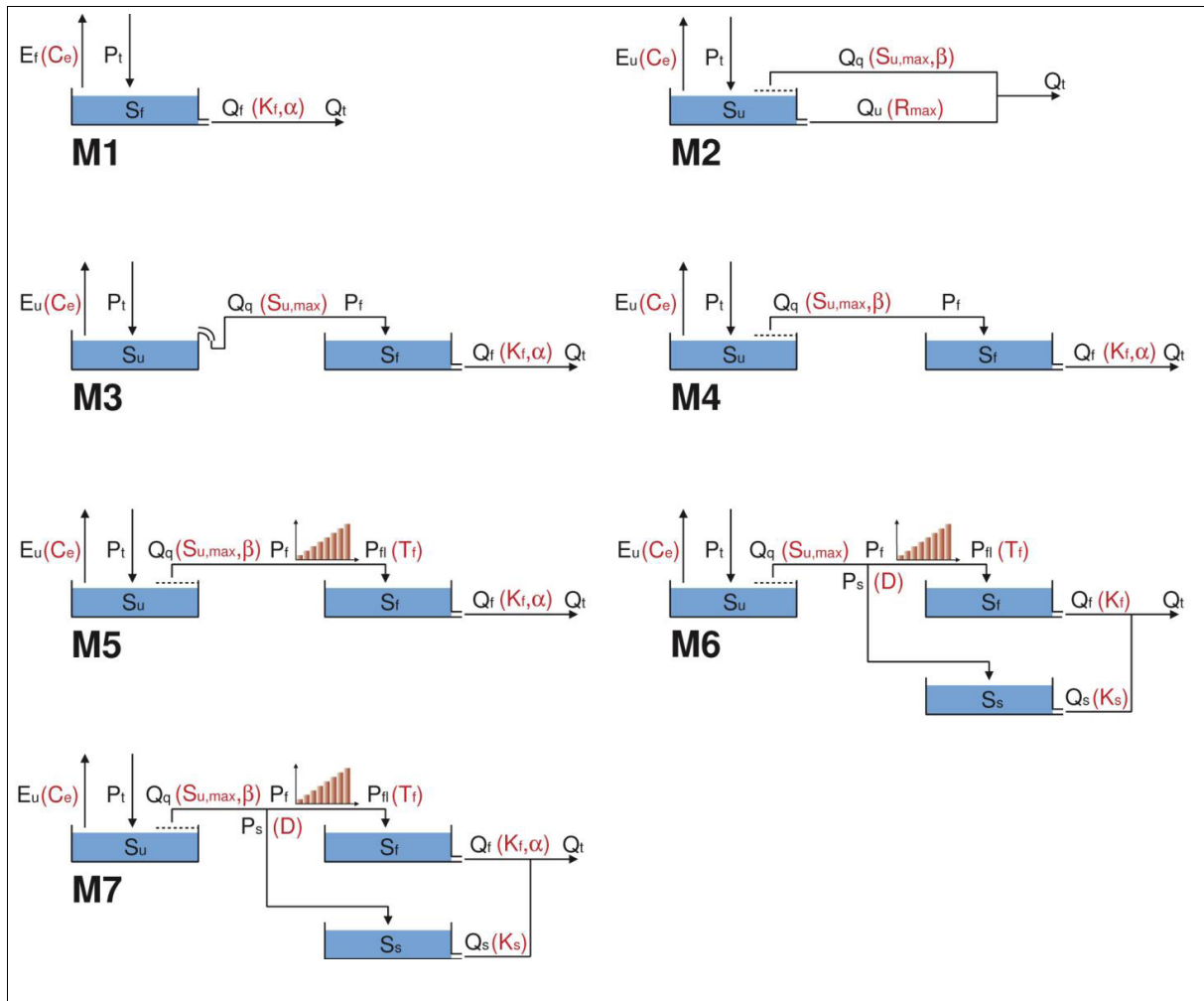


Fig. 1: Seven conceptual hydrological models that are part of the Superflex modelling framework

With the use of multiple conceptual models, the following four working hypotheses can be tested:

1. A catchment is represented with the model structure that performs best,
2. Catchments with similar behaviour do have similar model structures,
3. Similar model structures are regarded as a class,
4. Parameter transfer between classes result in a lesser model performance than within classes.

The first three hypotheses remain subject of future research. In a first approach to test hypothesis four, a reference hydrological model calibrates eight catchments of the study area, which results in eight catchment specific parameter sets. Next, the calibrated parameter sets of seven catchments are used, or transferred, to simulate the runoff of one catchment. This results in eight performances for one catchment (one performance for the catchment specific parameter set and seven performances for the transferred parameter sets). This is done for all catchments and results in 56 performances with transferred parameter sets.

To support hypothesis four, the performance of the transferred parameter sets within a class should be higher than the performance of the transferred parameter sets outside a class. The

previously mentioned eight catchments belong to two different classes, which are defined by the results of the SOMs.

3. Results and Discussion

The SOM for response behaviour results in five distinctive clusters A-E (Table 1). The SOM for catchment properties results also in five distinctive clusters I-VI. Thus, the connection of response behaviour with catchment properties results in six basin classes (Table 2). The connection results in an overlap of 67% of the catchments and increases to 84% if borderline catchments are considered.

Tab. 1: Clusters (A-E) obtained by the SOM for discharge characteristics

Characteristic Cluster	Runoff coefficients	Variability (runoff coeff.)	Seasonality (runoff coeff.)	Reactivity (discharge)
A	~ Summer: +	--	--	--
B	-	+	+	-
C	--	~ Winter:++	-	--
D	++	-	-	+
E	+ Summer:--	++	++	++

++ = very high; + = high; ~ = medium; - = low; -- = very low

(Results obtained from Ley et al. (2011))

Tab. 2: Six basin classes, indicated in bold are obtained by connecting the SOM for discharge characteristics and catchment characteristics. The numbers indicate the number of catchments that belong to a class. The numbers within brackets indicate the number of catchments if borderline cases are considered.

	Response behaviour				
	A	B	C	D	E
Catchment Properties					
I		1 (1)	3 (1)		5 (5)
II		1 (-)	5 (8)		
III	6 (7)	2 (2)		7 (8)	
V	3 (-)	2 (3)	2 (2)	2 (1)	
VI	5 (7)			1 (-)	

(Results obtained from Ley et al. (2011))

Figure 2 depicts the model performance, represented by the Nash Sutcliffe coefficient, of the eight catchments that belonging either to class C-II (green) or class D-III (blue). As can be

seen, the model performance for all catchments is acceptable.

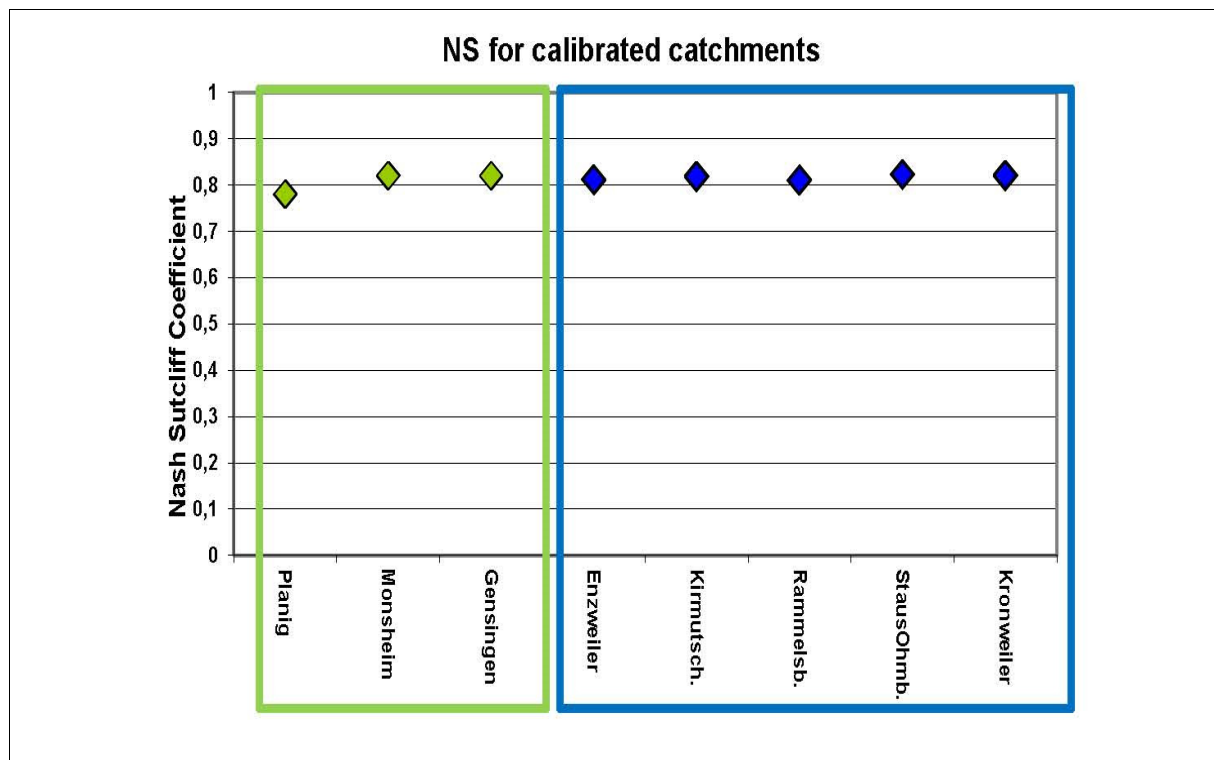


Fig. 2: Model performance of eight catchments

Figure 3 depicts the parameter transfer from seven catchments to each catchment. As can be seen in figure 3, the transferred parameter sets of catchments from one cluster display a better performance than the transferred parameter sets of other clusters.

Figure 3 corroborates the working hypothesis four remarkably well: the parameter transfer within a cluster results in a better model performance than the parameter transfer from outside a cluster. Moreover, the transfer of parameter sets from class D-III to class C-II results in a better performance than a transfer from class C-II to class D-III. The rationale behind this is still subject of research. However, the results of this modelling exercise indicate that catchment classification by means of hydrological models is very well possible.

The analysis of parameter sensitivity is an important aspect in defining of the functioning of conceptual hydrological models. Figure 4 depicts the parameter sensitivity for 14 catchments calibrated with the reference model. As can be seen, parameters cannot be identified significantly. More catchments and alternative model structures are needed for meaningful conclusions and remains subject of further research.

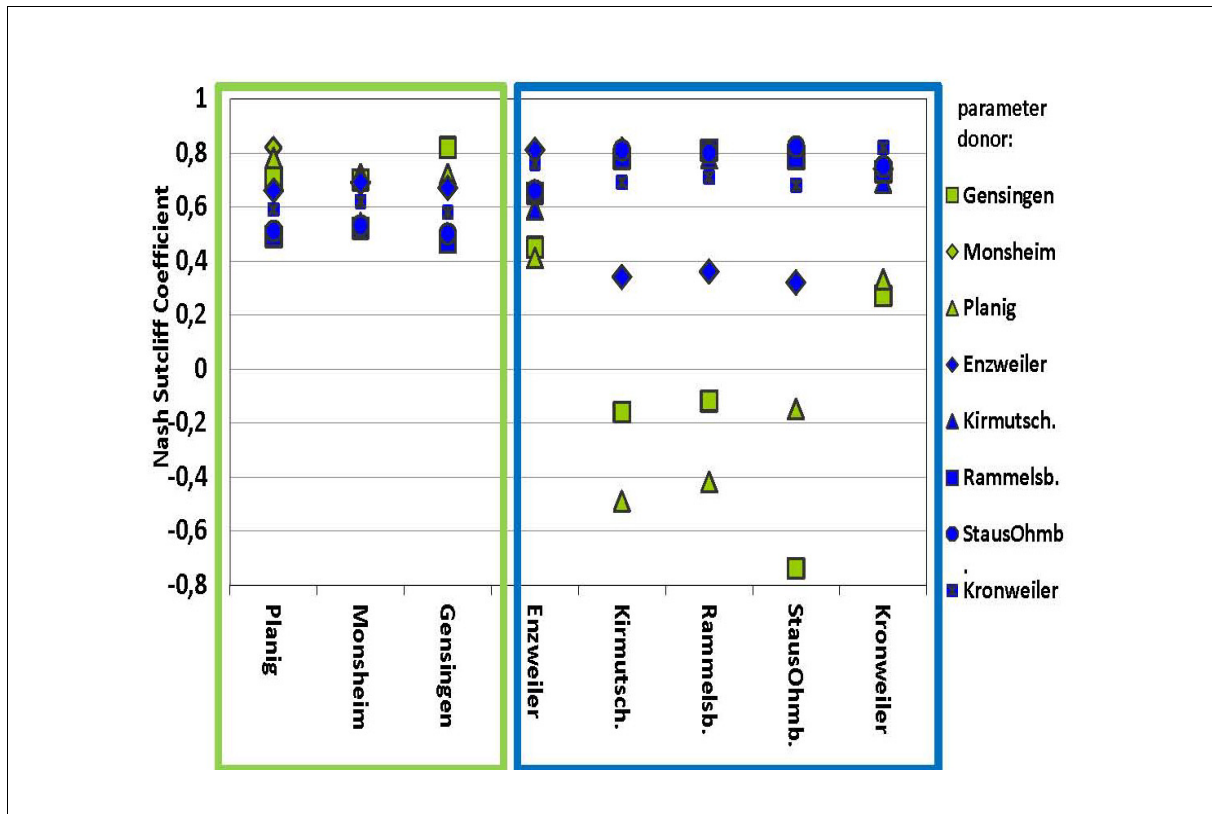


Fig. 3: Results of the parameter transfer for eight catchments

4. Discussion and outlook

The result of the SOMs and the modelling exercise indicates a possibility for catchment classification by means of hydrological models. The thus obtained classes do not only represent a distinctive hydrological regime, but also provide information on specific quantitative aspects that are directly linked to a certain model structure. The clustering that is based on model structures or model parameters are validated by the classifications based on SOM and are thus related to physiographic and climatic catchment properties and runoff behaviour, which provides insight into catchment functioning. Clustering based on model structures can be a fast and simple way of catchment classification.

The outlook for future research is as follows: (1) The calibration of catchments with 12 or more conceptual model structures with the Superflex modelling framework; (2) Catchment classification based on model performance and model structure; (3) Comparison of modelled classes with the results of the classification with SOMs. Furthermore, new model structures are introduced based on a learning loop that incorporates the results of the previous points 1 to 3.

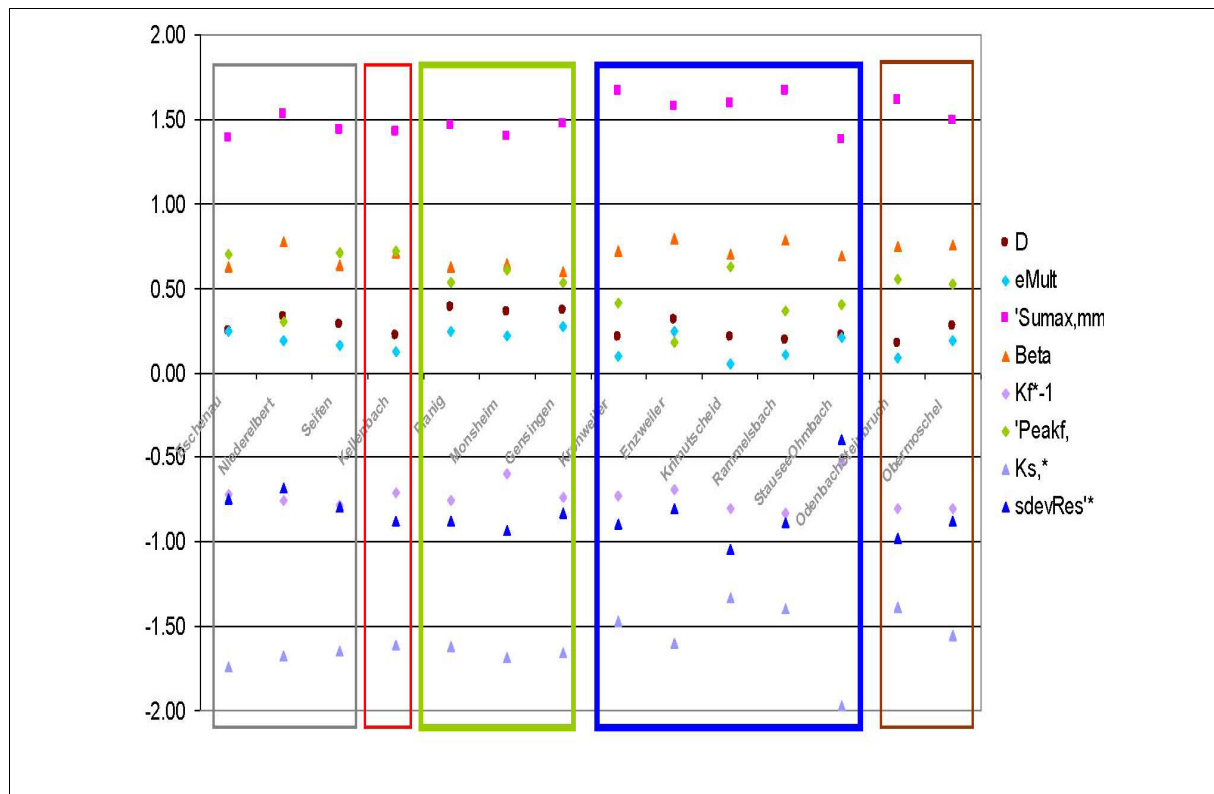


Fig. 4: Parameter sensitivity for the eight catchments. The rectangles represent classes that are obtained by the SOMs.

References

- BEVEN, K. (2000): Uniqueness of place and process representations in hydrological modelling. Hydrol. Earth Syst. Sci., 4, S. 203-213.
- FENICIA, F., D. KAVETSKI & H.H.G. SAVENIJE, (2011): Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling: 1. Application and experimental insights. Water Resour. Res., 47, W11510, doi:10.1029/2010WR010174
- HELLEBRAND, H., C. MÜLLER, P. MATGEN, F. FENICIA & H.H.G. SAVENIJE (2011): A process proof test for model concepts: modelling the meso-scale, Physics and Chemistry of the Earth, 36, S. 42-53.
- KAVETSKI, D. & F. FENICIA (2011): Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling: 2. Application and experimental insights. Water Resour. Res., 47, W11511, doi:10.1029/2011WR010748.
- LEY, R., M.C. CASPER, H. HELLEBRAND, R. MERZ (2011): Catchment classification by runoff behaviour with self-organizing maps (SOM). Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, S. 2947-2962.

Hydrologie durchlässig befestigter Siedlungsflächen: Relevanz, Prozesse, Kenngrößen und Modellierung

Marc Illgen, Theo G. Schmitt

Zusammenfassung

Pflasterflächen und andere grundsätzlich versickerungsfähige Flächenbefestigungen sind im Siedlungsgebiet allgegenwärtig und nehmen heute einen Großteil der Siedlungsfläche ein. Trotz ihrer hohen Relevanz für urbanhydrologische Systeme wurde ihrem Abfluss- und Versickerungsverhalten, das sich erheblich von bewachsenen wie auch undurchlässigen Flächen unterscheidet, bislang äußerst wenig Aufmerksamkeit geschenkt. Die bestehenden Kenntnisdefizite wurden nun in einem ganzheitlich ausgerichteten Forschungsvorhaben unter Federführung der TU Kaiserslautern deutlich abgebaut. Im Rahmen dieses Projektes wurde das Abfluss- und Versickerungsverhalten durchlässig befestigter Siedlungsflächen auf der Basis eines umfangreichen und aussagekräftigen Datenkollektivs eingehend analysiert, systematisiert, charakterisiert und quantifiziert. Darüber hinaus wurde ein verbesserter urbanhydrologischer Modellansatz entwickelt, mit dem sich das ereignisabhängige Abflussgeschehen weitaus realitätsnäher abbilden lässt als mit den bislang gängigen Simulationsansätzen. Mit den erarbeiteten Prozessbeschreibungen, Kennwerten und Bemessungshilfen wird nunmehr eine deutlich verbesserte, sehr kompakte und zugleich durch umfangreiche Messungen und Analysen abgesicherte Grundlage zur hydrologischen Erfassung und Bewertung durchlässig befestigter Siedlungsflächen bereitgestellt, die vielfältige Anwendungsmöglichkeiten auch für die klassische Hydrologie bietet.

1. Hydrologische Relevanz semipermeabler Siedlungsflächen

Die Simulation hydrologischer Prozesse in urbanen Gebieten ist in vielerlei Hinsicht wichtig. In erster Linie ist hier die Auslegung der Elemente und Bauwerke der Siedlungsentwässerung zu nennen, einer Aufgabe der klassischen Siedlungswasserwirtschaft. Bei urban geprägten Einzugsgebieten spielen die spezifischen hydrologischen Prozesse jedoch auch im weiter gefassten wasserwirtschaftlichen Kontext eine bedeutende Rolle – wenn auch in unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalierungen. Zu nennen sind hier klassische wasserwirtschaftliche Aufgabenstellungen wie zum Beispiel:

- die Beschreibung der Abflussverhältnisse in kleineren Fließgewässern (HW, NW),
- die allgemeine Analyse der Überflutungsgefährdung (HWRM, HW-Vorhersage usw.),
- die Bewertung von Klimawandelfolgen und Anpassungsstrategien,
- die Aufstellung regionaler Wasserhaushaltsbilanzen oder
- die Aufstellung von Grundwassermodellen.

In diesem Zusammenhang ist festzustellen, dass versickerungsfähige Flächenbefestigungen auf nahezu jedem Grundstück anzutreffen sind und je nach städtebaulichen Gegebenheiten einen beachtlichen Flächenanteil von 20%-60% einnehmen (BREUSTE 1996, ILLGEN 2009). Meist handelt es sich um Pflaster- bzw. Plattenbeläge, wobei konventionelle, fugenarm verlegte Pflasterbeläge nach wie vor und mit Abstand am häufigsten vorkommen (SLG

2004). Die Quantifizierung des Abflussbeitrages dieser durchlässig befestigten Siedlungsflächen ist jedoch bisher mit erheblichen Unsicherheiten behaftet, da fundierte und ausreichend differenzierte Kennwerte zum Versickerungsvermögen ebenso fehlten wie adäquate urbanhydrologische Berechnungsmethoden. Dieser Mangel ist Ausdruck des ausgeprägten Kenntnisdefizites zum spezifischen Versickerungsverhalten technisch hergestellter Flächenbefestigungen, das sich deutlich von natürlichen oder gänzlich unbefestigten Flächen unterscheidet.

Wie viel Regenwasser kann auf einem konventionellen Verbundpflasterbelag versickern? Wie viel auf einem Porenbetonpflaster? Welche Rolle spielt die Durchlässigkeit des Untergrundes? Welchen Einfluss hat das Oberflächengefälle, welchen der anstehende Untergrund? Und welche Versickerungsleistung wird auch nach vieljähriger Nutzung noch erreicht? Dies alles sind Fragen, die man bislang nicht qualifiziert beantworten oder anhand von Messungen mit konkreten und belastbaren Zahlenwerten untermauern konnte. Die Fülle der offenen Fragen war Veranlassung für ein umfangreiches Forschungsprojekt, über dessen wesentliche Ergebnisse und Erkenntnisse hier berichtet wird.

2. Forschungsansatz und Untersuchungsmethodik

Auf Initiative und unter Federführung des Fachgebietes Siedlungswasserwirtschaft der Technischen Universität Kaiserslautern wurde das Versickerungsverhalten durchlässig befestigter Siedlungsflächen in einem mehrjährigen Forschungsprojekt und unter Mitwirkung verschiedener Kooperationspartner eingehend und umfassend untersucht (ILLGEN 2009). Die wesentlichen Zielsetzungen des Forschungsprojektes waren:

- Gewinn vertiefter Kenntnisse zur Hydrologie versickerungsfähiger Siedlungsflächen
- Charakterisierung und Quantifizierung des bauartspezifischen Versickerungsvermögens
- Erarbeitung repräsentativer Kennwerte und Planungshilfen
- Entwicklung eines verbesserten urbanhydrologischen Simulationsansatzes.

Den Kern der Gesamtuntersuchung bilden mehrere hundert Messungen an Bestandsflächen sowie Beregnungsversuche an einer Lysimeteranlage. Das betrachtete Flächenspektrum reicht von konventionellen Platten- und Pflasterbelägen bis hin zu Rasen-, Porenbeton- und Sickerfugenpflaster. In die Analyse und Bewertung des Versickerungsverhaltens eingeflossen sind u.a.:

- 360 Infiltrationsmessungen an Bestandsflächen nach langjähriger Nutzung
- Abflussmessungen über mehrere Jahre an 40 real genutzten Testfeldern
- 140 Beregnungsversuche an einem Lysimeter mit systematischer Variation einzelner Randbedingungen
- bodenhydraulische Simulationen der Strömungsvorgänge im Flächenaufbau
- urbanhydrologische Vergleichssimulationen an Einheitsflächen sowie für reale und fiktive Einzugsgebiete

Zur Analyse des Versickerungsverhaltens wurde bewusst ein ganzheitlich ausgerichteter Forschungsansatz gewählt, der zahlreiche wissenschaftliche Methoden kombiniert und vielfältige Blickrichtungen ermöglicht. Durch die Überlagerung von eigens erhobenen Messdaten mit den Messergebnissen aus früheren Untersuchungen anderer Forschergruppen (i. W. TIMMERMAN 2000, KRASS et al. 2007, NOLTING et al. 2005, HUNT et al. 2006 und BORWARDT 1995) konnte ein sehr umfassendes Datenkollektiv geschaffen werden, das einen substanziellen Erkenntnisgewinn ermöglicht. Auf der Basis der Messergebnisse wurde das Versickerungsverhalten durchlässig befestigter Siedlungsflächen allgemein charakterisiert und anhand bauartspezifischer Kennwerte zahlenmäßig bewertet. Wesentliche Einflussfaktoren auf die Versickerungsleistung wurden analysiert, systematisiert und quantifiziert.

3. Hydrologische Charakteristika durchlässiger Flächenbefestigungen

Das Versickerungsvermögen von Pflasterflächen hängt von zahlreichen baulichen und äußeren Einflussfaktoren ab (z. B. Fugenanteil, Fugenmaterial, Gefälle, Nutzung). Den dominierenden Einfluss aber übt die sog. Kolmation aus: Im Laufe der Standzeit bilden Feinpartikel an der Oberfläche eines versickerungsfähigen Belages bzw. in seinem Fugenraum eine Schlämmschicht und reduzieren das Versickerungsvermögen mitunter ganz erheblich. Je nach Standort, Liegezeit und Nutzung kann dieser Vorgang in ganz unterschiedlicher Ausprägung auftreten und führt dazu, dass die Versickerungsleistung nach mehrjähriger Nutzung – auch kleinräumig und scheinbar zufällig – in einem ganz erheblichen Wertebereich schwankt. Näherungsweise lassen sich den verschiedenen Flächenbauweisen die in nachstehender Grafik dargestellten Versickerungsleistungen in Verbindung mit einer statistischen Auftretenshäufigkeit zuweisen.

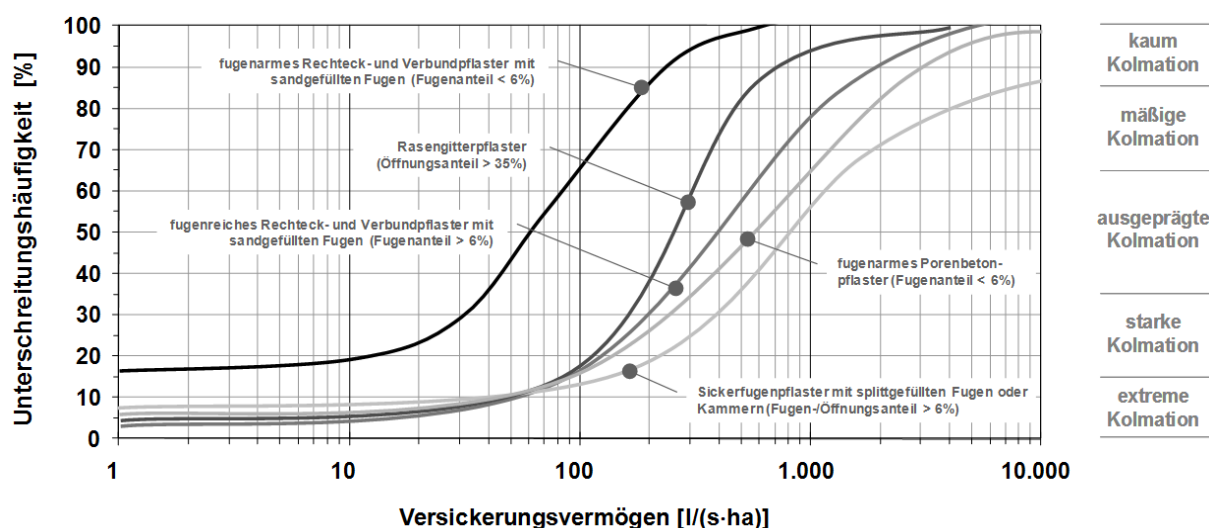


Abb. 1: Häufigkeitsverteilungen des Versickerungsvermögens gängiger Pflasterarten

Die Grafik dokumentiert die enorme Variabilität des Versickerungsvermögens über 2-3 Zehnerpotenzen hinweg. Dabei überrascht, dass ein konventionelles Funktionspflaster ein durchaus beachtliches Versickerungsvermögen von durchschnittlich $55 l/(s \cdot ha)$ aufweist. Die

Versickerungsleistung begrünter Rasengitterbeläge bleibt dagegen deutlich hinter dem Versickerungsvermögen von Sickerfugen- oder Porenbetonpflaster zurück. Die Grafik dokumentiert aber auch, dass bei allen Pflasterbauarten auf 5-20% der Flächen die Kolmation derart ausgeprägt ist, dass nahezu kein Regenwasser versickern kann. Dieses Phänomen ist auf nahezu jeder Fläche anzutreffen, sodass stets Bereiche mit höherem und Bereiche mit niedrigerem Versickerungsvermögen zu erwarten sind, die in entsprechend unterschiedlichem Maße Oberflächenabflüsse bei Regenwetter generieren. Die Kolmatierung einer Pflasterfläche weist hochgradig stochastische Attribute auf, die die hydrologische Prozessbeschreibung erheblich erschwert. Auf der Basis der ausgewerteten Messdaten lässt sich der stochastische Charakter des Versickerungsvermögens mit der in Abbildung 1 dargestellten Häufigkeitsverteilung erstmals quantitativ umschreiben. Dies stellt einen erheblichen Kenntnisfortschritt dar und eröffnet vielfältige Möglichkeiten zur verbesserten hydrologischen Prozessbeschreibung – gerade auch im Hinblick auf die Modellierung.

Der rein bodenhydraulische Prozess der Versickerung auf technisch errichteten Flächenbefestigungen ist gekennzeichnet durch:

- hohe Infiltrationsraten zu Regenbeginn (Auffüllung der Grobporen)
- Rückgang auf nahezu konstante Versickerungsrate innerhalb von 5-15 min
- Zunahme der Infiltrationsleistung mit der Regenintensität
- inhomogene Strömungsverhältnisse im Pflasteraufbau
- starke Aufsättigung im Fugenraum, nur mäßige Aufsättigung in der Tragschicht
- enormes Speichervermögen von Bettungs- und Tragschicht (ca. 3-4 mm Niederschlagshöhe je cm Mächtigkeit)
- Durchlässigkeit von Planum/Untergrund von untergeordneter Bedeutung

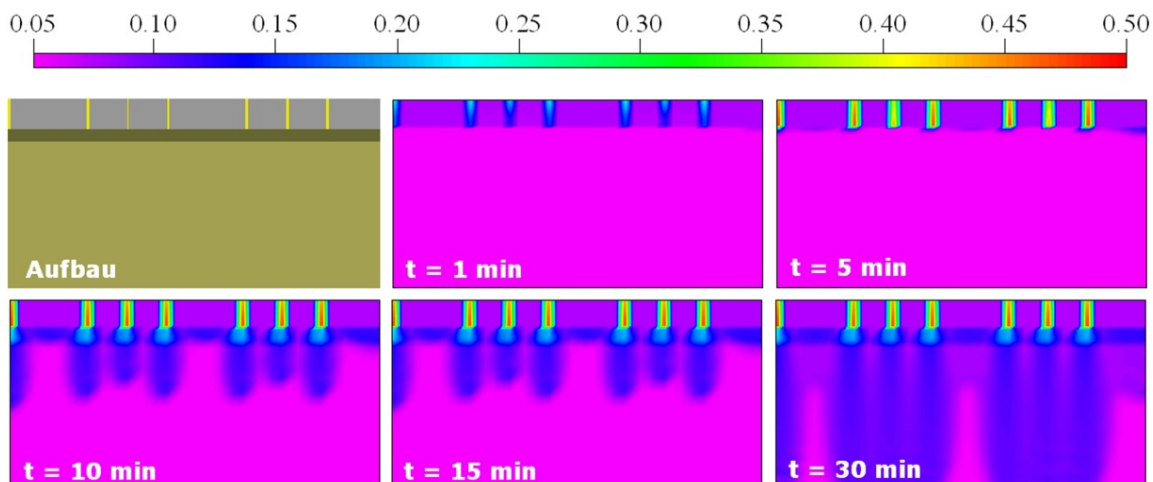


Abb. 3: Wassergehaltsprofil eines gängigen Pflasteraufbaus bei Starkregen (in Vol.-%)

Das Oberflächengefälle hat im Vergleich zur Kolmation einen moderaten Einfluss auf das Versickerungsvermögen. Gegenüber einem Mindestgefälle von 2,5%, mit dem Pflasterflächen im Straßenbau allgemein zu verlegen sind, ergeben sich bspw. bei einem Gefälle von 5,0% um ca. 10%-20% reduzierte Versickerungsraten. Bei einem Gefälle von 7,5% resultieren um ca. 25%-35% reduzierte Versickerungsleistungen. Je nach Pflasertyp, Kolmations-

grad und Niederschlagsbelastungen können jedoch von diesen Näherungswerten erheblich abweichende Werte auftreten.

4. Bauartspezifische Kennwerte

Auf der Grundlage des o. g. Datenkollektivs wurden bauartspezifische Versickerungskennwerte und Abflussbeiwerte abgeleitet. Die Zahlenwerte tragen dem Einfluss der wesentlichsten Randbedingungen Rechnung (Kolmation, Regenintensität, Gefälle, Liegezeit, Flächennutzung). Exemplarische Kennwerte und Abflussbeiwert-Nomogramme sind nachfolgend aufgeführt. Weitere Kenn- und Empfehlungswerte mit Differenzierungen nach verschiedenen Randbedingungen sind u.a. in ILLGEN 2009 zu finden.

Tab. 1: Kennwerte des Versickerungsmögens in Abhängigkeit von der Regenintensität bei ausgeprägter Kolmation

Flächentyp			Regenintensitätsspektrum [l/(s·ha)]			
			< 100	100-200	200-300	> 300
Befestigungsart	Fugenanteil	Fugenmaterial	Flächenbefestigung mit deutlicher Kolmation			
Plattenbelag, fugenarm	≤ 3%	Sand	15-30	20-35	25-40	30-45
Pflasterbelag, fugenarm	3%-6%	Sand	15-40	20-50	25-60	30-70
Pflasterbelag, fugenreich	6%-12%	Sand	25-65	35-75	40-85	45-95
Pflasterbelag mit Sickerfugen od. Kammern	3%-6%	Splitt	50-120	60-135	70-150	80-165
Pflasterbelag mit Sickerfugen od. Kammern	6%-12%	Splitt	65-190	85-210	105-230	115-250
Pflasterbelag aus Porenbeton	- -	- -	40-475	55-525	70-575	85-625
Rasengittersteine	- -	- -	100-350	110-360	120-370	130-380
Schotterrasen	- -	- -	40-150	50-160	60-170	70-180

Die ausgewiesenen Empfehlungs- bzw. Bemessungswerte liefern eine Systematisierung des räumlich und bauartspezifisch in erheblichem Maße variierenden Versickerungsvermögens, indem sie unterschiedlichen Flächencharakteristika und Einflussfaktoren entsprechende Versickerungskapazitäten zuordnen. Die angegebenen Zahlenwerte repräsentieren jeweils die Größenordnung des je Belagstyp tendenziell zu erwartenden Versickerungsvermögens. Angesichts der enormen Variabilität der Versickerungsleistungen sind die Werte in Bezug auf eine konkrete Einzelfläche mit entsprechenden Unsicherheiten behaftet.

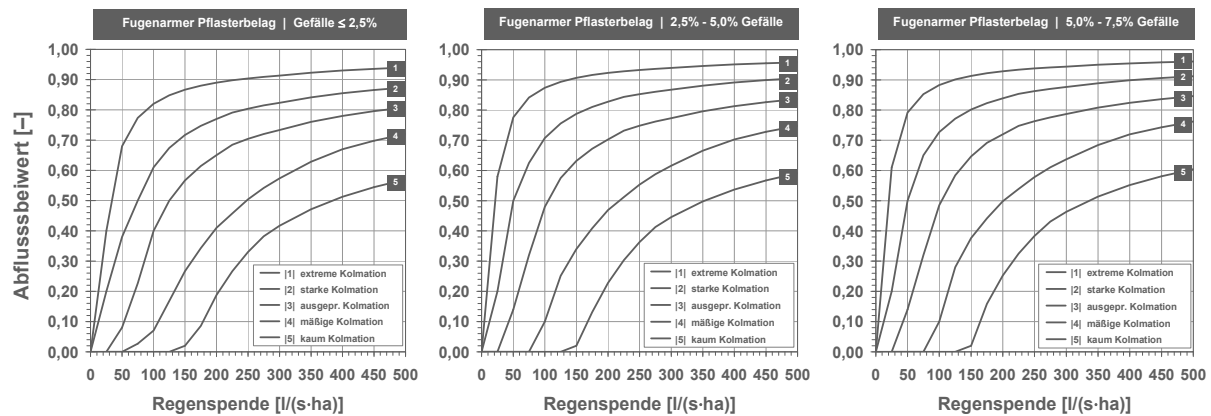


Abb. 3: Abflussbeiwerte fugenarm verlegter Pflasterbeläge (Fugenanteil 3-6%) für unterschiedliche Gefällestufen

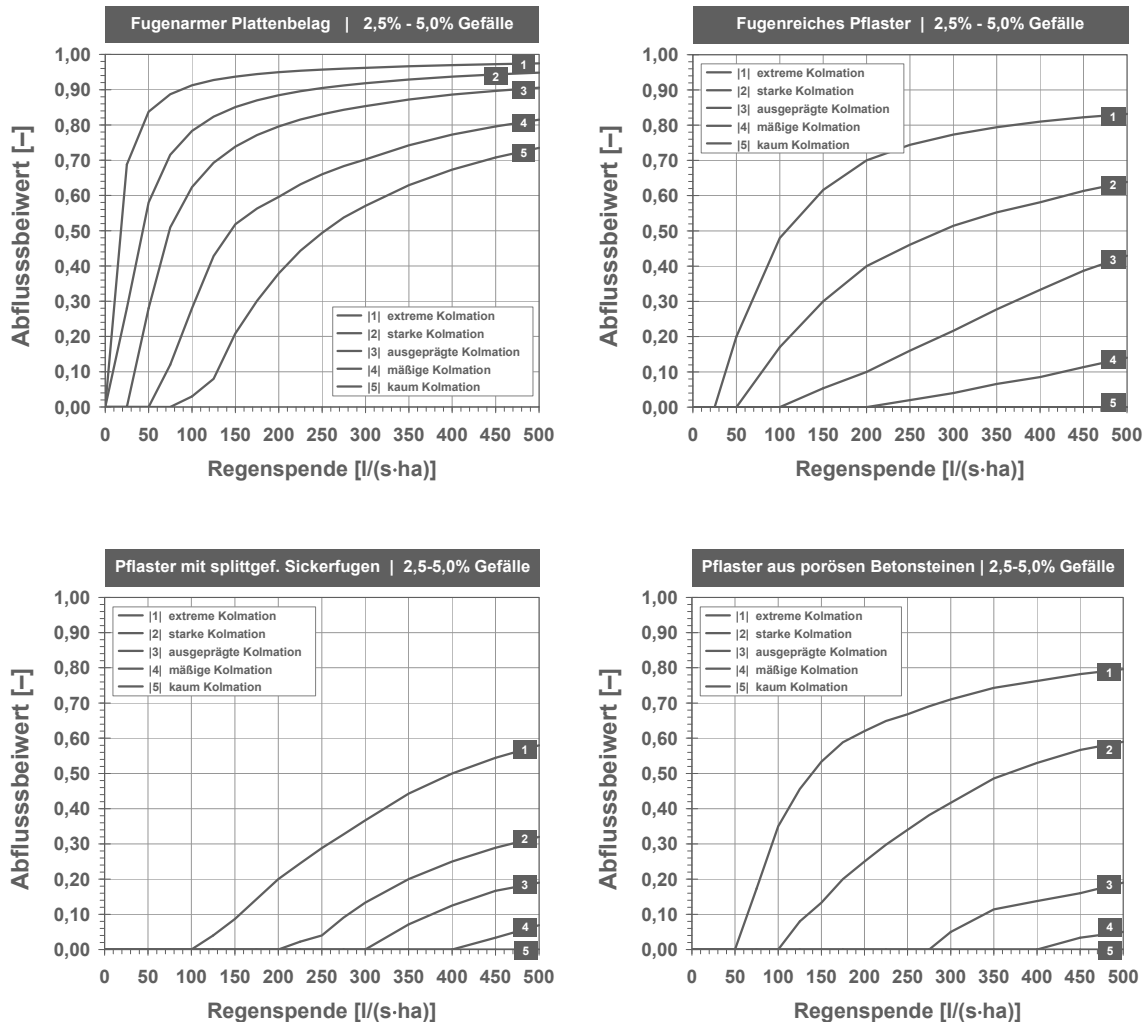


Abb. 4: Abflussbeiwert-Nomogramme für verschiedene Pflasterbeläge (2,5-5,0% Gefälle)

Gleichwohl wird mit den erarbeiteten Versickerungskennwerten eine deutlich breitere und zugleich durch umfangreiche Messungen und Analysen abgesicherte Grundlage zur quantitativen Bewertung des Versickerungsvermögens wasserdurchlässiger Flächenbefestigungen

bereitgestellt. Die ausgewiesenen Zahlenwerte erweitern auch die Empfehlungswerte von SCHMITT & ILLGEN 2001 bzw. der DWA-Arbeitsgruppe ES-2.6 (DWA 2007). Zum Teil widersprechen sie diesen Empfehlungswerten aber auch in gehörigem Maß, was angesichts der zwischenzeitlich enorm gewachsenen Datengrundlage und des beträchtlich gestiegenen Kenntnisstandes jedoch nicht überraschen kann. Die bisherigen Empfehlungen mussten sich noch auf eine weitaus kleinere Datenbasis stützen. Sie orientierten sich in erster Linie an den im technischen Regelwerk verankerten Abflussbeiwerten, die in Bezug auf versickerungsfähige Flächenbefestigungen seit Langem und vielfach als zu hoch kritisiert werden (z. B. BORGWARD 1994 und TIMMERMANN 2001).

Bezogen auf einen Jahreszeitraum resultieren für sämtliche durchlässig befestigten Flächen vergleichsweise niedrige Abflussanteile (Abbildung 5). Dies ist nicht zuletzt darin begründet, dass rund 85% des Jahresniederschlages mit geringen Regenintensitäten von $\leq 25 \text{ l/(s·ha)}$ auftritt und das Versickerungsvermögen bei der überwiegenden Mehrzahl der Regen im Jahresverlauf nicht oder auf nur wenigen Flächenteilen überschritten wird.

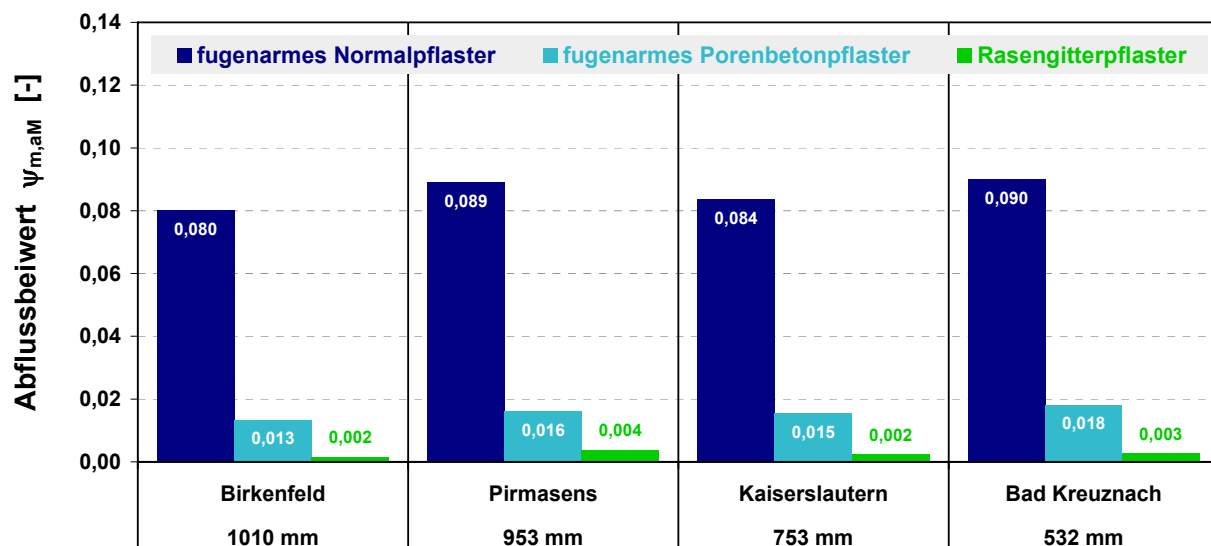


Abb. 5: Jahresabflussbeiwerte für unterschiedliche Flächentypen und Niederschlagsverhältnisse

5. Parameterempfehlung zur Abflusssimulation

Die bislang gängigen Berechnungsansätze zur hydrologischen Modellierung durchlässiger bzw. durchlässig befestigter Siedlungsflächen wurden aus der allgemeinen hydrologischen (Gewässer-)Modellierung übernommen. Sie sind nicht in der Lage, das spezifische Abfluss- und Versickerungsverhalten technisch hergestellter Flächenbefestigungen sachgerecht abzubilden und führen oftmals zu einer drastischen Überschätzung der Abflussbeiträge (ILLGEN 2009). Gleichwohl werden sie sicherlich auch in den nächsten Jahren weiterhin angewandt werden. Die meisten dieser Ansätze arbeiten mit Anfangs- und Endversickerungsraten und/oder einfachen Bodenwasserhaushaltsmodellen. Hier können die vorgenannten Kennwerte zur Wahl anwendungs- und ggf. ereignisspezifischer Parameterwerte herangezogen werden. Folgende Anwendungsempfehlungen werden diesbezüglich ausgesprochen:

- Ansatz konstanter Versickerungsraten

- Erfassung der hohen Anfangsinfiltrationsraten über entsprechende Anfangsverluste
- Ansatz einer vglw. raschen Regeneration des Versickerungsvermögens während Trockenperioden (z. B. $K = 0,0005-0,002 \text{ min}^{-1}$)
- einzugsgebietsweite Erfassung durchlässig befestigter Siedlungsflächen über 1-2 pauschale Flächenkategorien
- Orientierung an den Kennwerten für konventionelles fugenarmes Verbundpflaster bei der Wahl der hydrologischen Modellparameter
- Würdigung des primären Regenbelastungsspektrums bei der Wahl der Parameter (Jahreszeitraum, Einzelregen, Wiederkehrzeit)

6. Konzeption eines weitergehenden Modellansatzes

Angesichts der erheblichen Unsicherheiten bei der urbanhydrologischen Modellierung wurde versucht, auf der Grundlage der generierten Messdaten und den daraus gewonnenen Erkenntnissen einen verbesserten urbanhydrologischen Modellbaustein zu konzipieren. Es wurde ein bi-direktionales Schichtenmodell entworfen, das in seiner Systemlogik dem prinzipiellen Aufbau einer versickerungsfähig ausgebildeten Flächenbefestigung folgt, die sich aus einer teildurchlässigen Deckschicht und einer vlldurchlässigen Pflasterunterlage (Bettungs- und Tragschicht) zusammensetzt, die auf einem mehr oder minder durchlässigen Planum aufliegt. Dabei berücksichtigt das Modellkonzept die wesentlichen Einzelprozesse einschließlich ihrer zeitlichen Abfolge und kann daher als empirisch-deterministischer Modellansatz bezeichnet werden. Ein Schema des Schichtenmodells mit seiner zwei-direktionalen Prozesskette ist in nachstehender Abbildung 6 veranschaulicht.

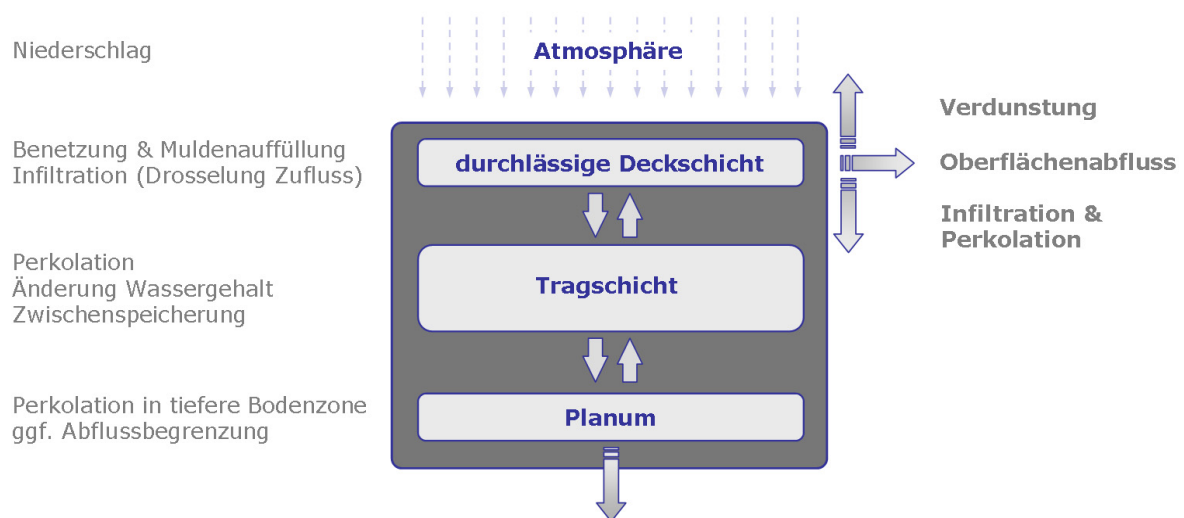


Abb. 6: Bi-direktionales Schichtenmodell

Den Kern des Modellkonzepts bildet ein Infiltrationsmodul, bei dem das Versickerungsvermögen entsprechend der in Abbildung 1 dargestellten Häufigkeitsverteilung gestaffelt wird. Hierzu werden modellintern die durchlässig befestigten Flächen fiktiv in eine bestimmte Anzahl von Flächensegmenten untergliedert. Den einzelnen Flächensegmenten werden Versickerungsleistungen zugeordnet, die der statistischen Unterschreitungshäufigkeit des Versi-

ckerungsvermögen entsprechen. Die Berechnungsflächen sollten hierbei in mindestens drei, besser jedoch fünf oder gar zehn Flächensegmente diskretisiert werden, um insbesondere die Abflussbeiträge bei Niederschlägen geringer bis mäßiger Intensität adäquat wiederzugeben (ILLGEN 2009). Das Prinzip der gestaffelten Versickerungsleistung ist für verschiedene Diskretisierungsstufen in Abbildung 7 veranschaulicht.

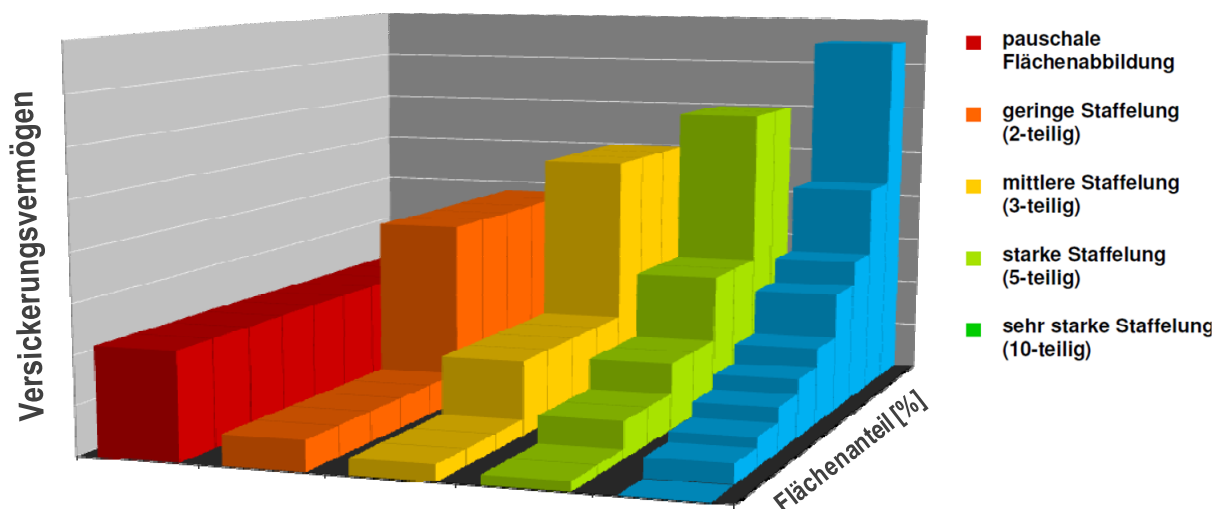


Abb. 7: Stafflung der Versickerungsvermögen über ein Flächenelement

Mit der Stafflung der Parameterwerte wird erreicht, dass auch rechnerisch das stochastisch geprägte Versickerungsverhalten durchlässig befestigter Siedlungsflächen und die daraus resultierende extreme Variabilität der Versickerungsleistung näherungsweise erfasst werden. Gleichzeitig wird das mit der Niederschlagsintensität ansteigende Versickerungsvermögen ebenso im Modell wiedergegeben, wie das Aufkommen von geringen Oberflächenabflüssen bereits bei vergleichsweise intensitätsschwachen Regenereignissen. Bei der Wahl der jeweiligen Versickerungsparameter kann sich wiederum an den in Abbildung 1 skizzierten Zahlenwerten orientiert werden. Trotz und vielleicht auch gerade wegen seiner Einfachheit hat sich dieser Infiltrationsansatz als überaus effektiv erwiesen. Er ist modelltechnisch leicht umsetzbar und arbeitet mit gängigen, dem Modellanwender vertrauten Parametern. Zugleich erfasst er jedoch die wesentlichen Versickerungsphänomene und insbesondere das von Fläche zu Fläche stark variierende Versickerungsvermögen sowie die mit der Regenintensität ansteigende Infiltrationsleistung. Der Ansatz ist grundsätzlich auch zur Beschreibung natürlicher bzw. bewachsener Einzugsgebietsflächen anwendbar. Er wird ausdrücklich zur weiteren programmtechnischen Umsetzung empfohlen.

7. Schlussfolgerungen und Ausblick

Pflasterflächen und andere grundsätzlich wasserdurchlässige Flächenbefestigungen sind in der Lage, dauerhaft und weitgehend unabhängig vom Untergrund Regenwasser am Abfluss zu hindern. Selbst konventionelles Funktionspflaster verfügt über ein durchaus beachtliches Versickerungsvermögen. Versickerungsfähig gestaltete Siedlungsflächen liefern damit einen wichtigen Beitrag, der Versiegelung urbaner Räume hinsichtlich ihrer abflussverschärfenden

Wirkung entgegenzuwirken und stellen ein geeignetes Mittel zu besseren Adaptionen unserer Städte und Entwässerungssysteme an die Folgen der Klimaveränderungen dar.

Auf der Basis eines umfangreichen und aussagekräftigen Datenkollektivs wurde das Abfluss- und Versickerungsverhalten durchlässig befestigter Siedlungsflächen analysiert, systematisiert, charakterisiert und quantifiziert. Mit den erarbeiteten Kennwerten und Bemessungshilfen wird eine deutlich verbesserte, sehr kompakte und zugleich durch umfangreiche Messungen und Analysen abgesicherte Grundlage zur Erfassung und Bewertung des Versickerungsvermögens durchlässig befestigter Siedlungsflächen bereitgestellt. Die Empfehlungswerte und der konzipierte Modellansatz können insbesondere Stadthydrologen und Kanalnetzplanern als wertvolle Hilfestellung dienen, um Regenwasserabflüsse zukünftig zutreffender abzuschätzen und Entwässerungsanlagen gleichermaßen sachgerecht wie wirtschaftlich zu dimensionieren. Zugleich bieten sie auch für die klassische Fließgewässerhydrologie zahlreiche Ansatzpunkte zur verbesserten Erfassung des urbanen Wasserhaushaltes.

8. Literatur

- BORGWARDT, S. (1994): Der Abflussbeiwert – Kritische Anmerkungen zur DIN 1986 Teil 2, Das Gartenamt 11/94; S. 756-760.
- BORGWARDT, S. (1995): Die Versickerung auf Pflasterflächen als Methode der Entwässerung von minderbelasteten Verkehrsflächen, Band 41 der Schriftenreihe „Beiträge zur räumlichen Planung“ des Fachbereiches Landschaftsarchitektur und Umweltentwicklung der Universität Hannover.
- BREUSTE, J. (1996): Stadtökologie und Stadtentwicklung: Das Beispiel Leipzig – Ökologischer Zustand und Strukturwandel einer Großstadt in den neuen Bundesländern, Angewandte Umweltforschung, Band 4, Analytica- Verlag, Berlin.
- DWA (2007): Oberflächenabfluss von durchlässig befestigten Flächen, Arbeitsbericht der DWA-Arbeitsgruppe ES-2.6 „Abfluss- und Schmutzfrachtsimulation“, KA Abwasser Abfall, 54. Jhrg., Nr. 8, S. 784-788.
- HUNT, W. F. III & E.Z. BEAN (2006): NC State University permeable pavement research and changes to the state of NC credit system, Proc. 8th Int. Conf. on Concrete Block Paving, November 6-8, 2006 San Francisco, California, USA .
- ILLGEN, M. (2009): Das Versickerungsverhalten durchlässig befestigter Siedlungsflächen und seine urbanhydrologische Quantifizierung, Schriftenreihe des Fachgebietes Siedlungswasserwirtschaft der Technischen Universität Kaiserslautern, Band 27.
- KRASS, K. et al. (2007): Untersuchungen zur Wasserdurchlässigkeit von Pflasterflächen, unveröffentlichte Dokumentation der Untersuchungsergebnisse, unveröffentlicht.
- NOLTING B. et al. (2005): Prüfung wasserdurchlässiger Flächenbeläge nach mehrjähriger Nutzung; Abschlussbericht zum gleichnamigen Forschungsprojekt im Auftrag des MUNLV NRW; unveröffentlicht (Zusammenfassung siehe: <http://www.fh-bochum.de>).
- SCHMITT, T.G. & M. ILLGEN (2001): Abflussbeiwerte für die Bemessung und Abflusssimulation von Entwässerungsanlagen, KA - Wasserwirtschaft, Abwasser, Abfall, 48. Jg., Dezember 2001, S. 1720-1728.
- SLG (2004): Marktdatenerhebung der Fachvereinigung Betonprodukte für Straßen-, Landschafts- und Gartenbau e.V., Bonn 2004.
- TIMMERMANN, U. (2000): Entsiegelung von Verkehrsflächen, Teile 1-5, Neue Landschaft 5/2000, S. 311-314; 6/2000, S. 381-384; 7/2000, S. 445-448; 8/2000, S. 515-516; 9/2000, S. 671-674.
- TIMMERMANN, U. (2001): Beurteilung wasserdurchlässiger Verkehrsflächen, Wasser und Abfall, Ausg. 1/2, S. 22-24.

Simulation von Siedlungsflächenabfluss und Schwellenwertsystemen im LARSIM-Wasserhaushaltsmodell für Rheinland-Pfalz

Margret Johst, Norbert Demuth

Zusammenfassung

In Rheinland-Pfalz wird für die Hochwasserfrühwarnung das Wasserhaushaltsmodell LARSIM eingesetzt. Für Eifel, Hunsrück, Westerwald und Taunus sind die Abflussvorhersagen weitgehend sehr zuverlässig. In der trockeneren Vorderpfalz und dem Pfälzer Wald (Buntsandstein) werden die Hochwasserscheitel hingegen häufig über- oder unterschätzt. Die Ursachen wurden beispielhaft für die Isenach und den Speyerbach recherchiert.

Der Abfluss der Isenach setzt sich lediglich aus zwei Abflusskomponenten zusammen: Einem relativ konstanten Basisabfluss und kurzen steilen Hochwassern, die von den pegelnahen Siedlungsflächen der Stadt Bad Dürkheim stammen. In LARSIM wird die Entstehung von Direktabfluss auch für Siedlungsflächen in hoher räumlicher Auflösung simuliert, die laterale Weiterleitung in das Gewässernetz kann jedoch nur für das gesamte Einzugsgebiet kalibriert werden. Eine bessere Nachbildung der kurzen steilen Hochwasser konnte durch den Einbau eines fiktiven Pegels oberhalb der Stadt Bad Dürkheim und eine separate Kalibrierung des Stadtgebiets erreicht werden.

Am Speyerbach kommt es im Gegensatz zur Isenach in nasseren Jahren zu einer Aktivierung einer weiteren Abflusskomponente (Zwischenabfluss), die dann zu den höchsten Hochwassern führt. Vor Aktivierung dieser Zwischenabflusskomponente reagiert der Speyerbach so gut wie gar nicht auf Niederschläge. Diese überjährige Abhängigkeit der Abflussreaktion vom Niederschlag ließ sich nur durch extreme Parameterwerte annähernd nachbilden.

1. Einführung

Am Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht, Rheinland-Pfalz (LUWG) wird unter www.hochwasser-rlp.de mindestens zweimal täglich eine Hochwasserfrühwarnung für die folgenden 24 Stunden herausgegeben. Die Warnungen werden für die einzelnen Land- bzw. Stadtkreise durch Grün-, Gelb-, Rot- und Violettfräbungen visualisiert und gelten für Einzugsgebiete < 500 km².

Grundlage der Hochwasserfrühwarnung sind flächendeckende Abflusssimulationen mit Wasserhaushaltsmodellen für Rheinland-Pfalz (LARSIM-WHM Rheinland-Pfalz und Mosel), die auf der Modellsoftware LARSIM („Large Area Runoff Simulation Model“, BREMICKER 2000) beruhen. Unter Verwendung aktueller Wettervorhersagen werden mit den LARSIM-WHM die Abflüsse in stündlicher Auflösung vorhergesagt. Anschließend werden die vorhergesagten maximalen Abflüsse für jedes Modellelement und die folgenden 24 Stunden ermittelt und diese mit regionalisierten Hochwasserjährlichkeiten verglichen. Erreichen die vorhergesagten Maximalabflüsse für eine bestimmte Anzahl an Modellelementen eine bestimmte Jährlichkeit, so wird die entsprechende Warnklasse aktiviert. Abschließend werden die Modellergebnisse und Hochwassergefährdungskarten überprüft und im Internet veröffentlicht.

In der Vergangenheit hat sich gezeigt, dass die Abflussvorhersagen in der Vorderpfalz weniger zuverlässig waren als im restlichen Rheinland-Pfalz. Durch eine Nachkalibrierung der Modellparameter sollte die Vorhersagequalität verbessert werden. In diesem Beitrag werden beispielhaft für zwei Pegel die besonderen naturräumlichen und hydrologischen Gegebenheiten der Vorderpfalz beschrieben, andererseits die Ursachen der weniger zuverlässigen Abflussvorhersagen erläutert und Lösungsvorschläge aufgezeigt.

2. Naturräumliche und hydrologische Charakterisierung des Projektgebiets

Die Rheinzufüsse Isenach und Speyerbach fließen vom Pfälzer Wald über den Haardtrand in die Oberrheinebene. Die Pegel Bad Dürkheim an der Isenach (Einzugsgebiet = 68 km²) und Neustadt/Wstr. am Speyerbach (Einzugsgebiet = 312 km²) liegen an der westlichen Grabenschulter der Oberrheinebene nördlich bzw. südlich von Wachenheim (Abbildung 1). In den beiden stark bewaldeten Gebieten dominieren durchlässige Buntsandsteinschichten, die nach Westen in die Pfälzer Mulde abfallen. Der mittlere Gebietsniederschlag liegt bei 650 mm/a (Abbildung 2).

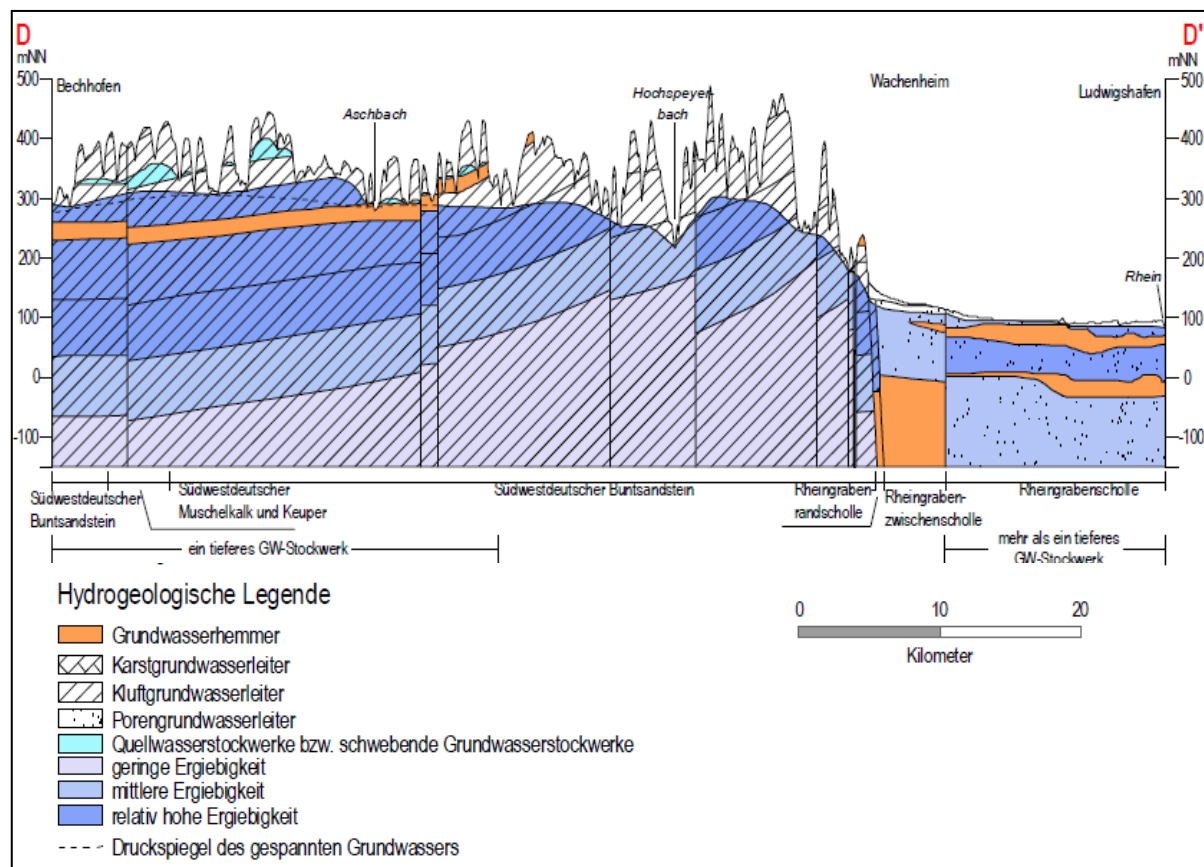


Abb. 1: Hydrogeologischer Schnitt von West nach Ost durch die Pfälzer Mulde und den westlichen Oberrheingraben (aus Hydrologischer Atlas RLP, TESCH & HOHBERGER 2005).

Die Isenach und der Speyerbach weisen nur in nassen Jahren ein für deutsche Mittelgebirge typisches pluviales Abflussregime auf. Charakteristisch für pluviale Abflussregime sind hohe Monatsabflüsse von etwa November bis April. Diese höheren Frühjahrsabflüsse resultieren aus einer höheren Bodenfeuchte, höheren Grundwasserständen und damit länger anhalten-

den Hochwassern, die mit LARSIM in der Regel sehr gut nachgebildet werden können (Abbildung 3 links).

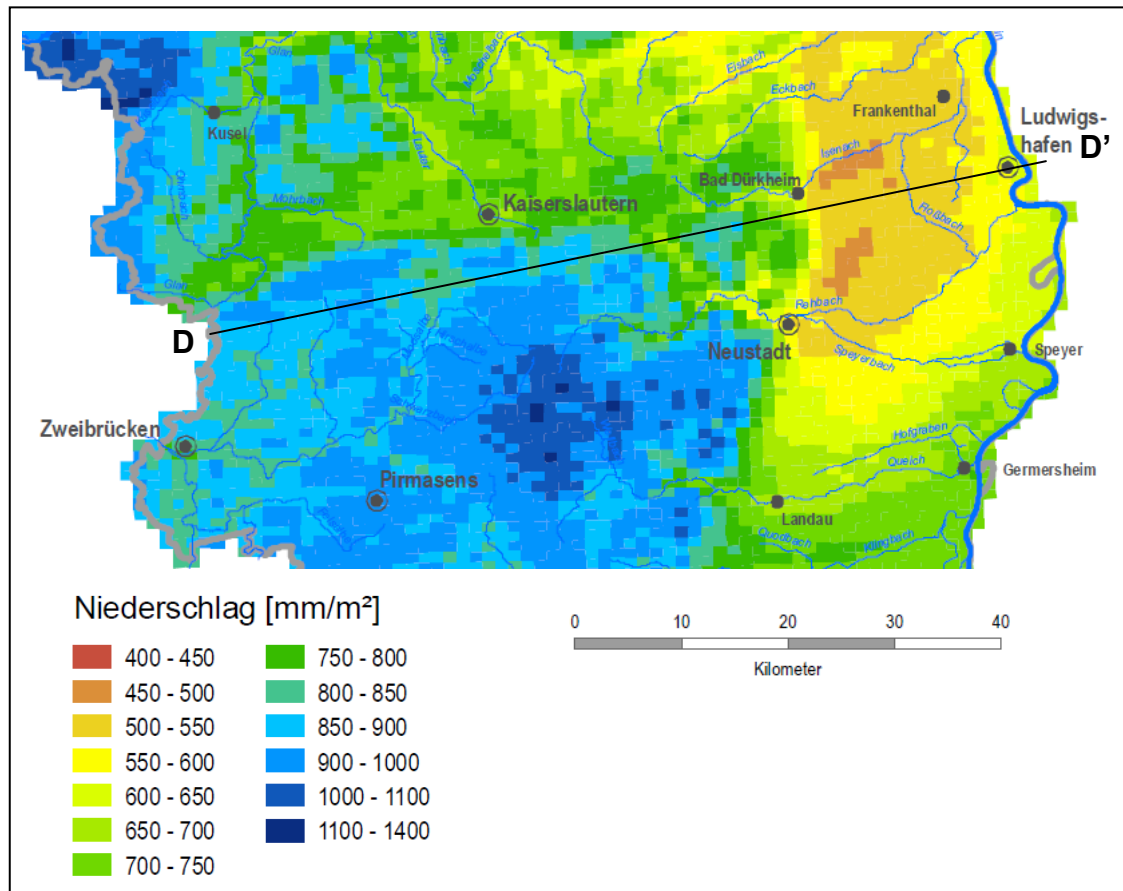


Abb. 2: Niederschlagsverteilung in der Vorder- und Westpfalz (aus Hydrologischer Atlas RLP, DEMUTH & LEHMANN 2005) und Lage der Pegel Bad Dürkheim und Neustadt/Wstr. D – D': Lage des hydrogeologischen Schnitts in Abbildung 1.

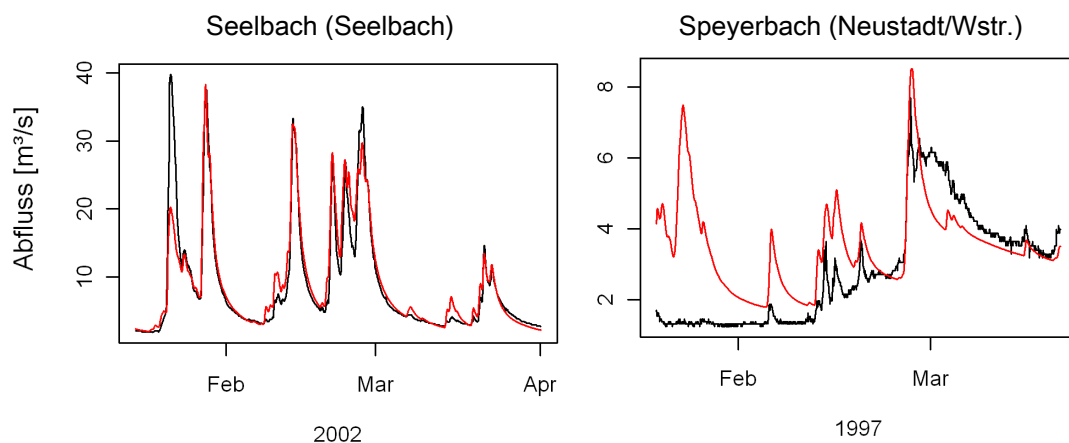


Abb. 3: Frühjahrshochwasser am Pegel Seelbach im Westerwald und am Pegel Neustadt/Wstr. in der Vorderpfalz (schwarz: gemessen, rot: simuliert).

Länger anhaltende Frühjahrshochwasser treten am Pegel Neustadt/Wstr. jedoch erst ab einer bestimmten Niederschlagsmenge auf (Abbildung 3 rechts), am Pegel Isenach sogar erst nach mehreren nassen Jahren (im Zeitraum 1995 – 2011 nur im Frühjahr 2001). Dieses Schwellenwertverhalten ist durch die hohe geologische Durchlässigkeit, die geologische Schichtung und die relativ niedrigen Niederschläge begründet.

Der Pegel Bad Dürkheim liegt unmittelbar flussabwärts der Stadt Bad Dürkheim unterhalb des Bad Dürkheimer Wurstmarktes, der als Fest- und Parkplatz genutzt wird und einen hohen Befestigungsgrad aufweist. Die Hochwasser am Pegel Bad Dürkheim bestehen nahezu ausschließlich aus dem Abfluss dieser Siedlungsflächen und sind dementsprechend steil und kurz (Abbildung 4). Ansonsten ist der Abfluss das gesamte Jahr über nahezu konstant.

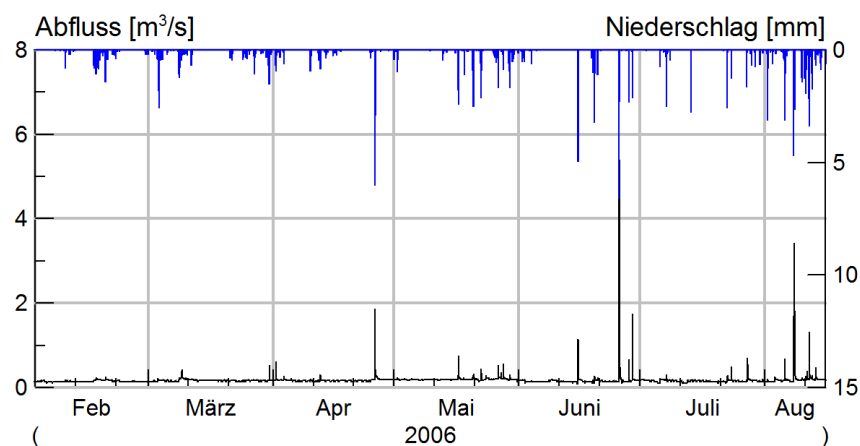


Abb. 4: Niederschlag (blau) und gemessener Abfluss (schwarz) am Pegel Bad Dürkheim (Hochwasser am 26.06.2006 ist höchstes Hochwasser im Zeitraum 1995 – 2011).

3. Simulation des Siedlungsflächenabflusses im LARSIM-WHM Rheinland-Pfalz

3.1 Modellkonzept und Restriktionen

Das LARSIM-WHM Rheinland-Pfalz ist in einzelne Teilgebiete (= Modellelemente) unterteilt (Abbildung 5). Für jedes Teilgebiet sind bis zu 15 verschiedene Landnutzungen flächenanteilig angegeben, wobei die Siedlungsflächen nochmals in einen versiegelten und einen unversiegelten Anteil untergliedert werden. Für die Landnutzung „Siedlungsflächen“ beträgt der versiegelte Anteil beispielsweise 75% (LARSIM-ONLINE-HILFE 2011, Stichwort ERW. BODENPARAMETER). Auf den versiegelten Flächen wird der Niederschlag abzüglich der Interzeptionsverdunstung komplett dem Direktabflussspeicher zugeleitet, der Bodenwasserhaushalt wird für versiegelte Flächen nicht simuliert (BREMICKER 2000).

Die laterale Weiterleitung des Direktabflusses erfolgt in LARSIM nach dem Einzellinearspeicherkonzept. Der Kalibrierparameter EQD bestimmt als Faktor der Rückhaltekonstante die Abflussreaktionsgeschwindigkeit des gesamten Direktabflusses eines Pegelkontrollbereichs. Hier ist zu betonen, dass EQD nur für den gesamten Pegelkontrollbereich und nicht für einzelne Teilgebiete oder bestimmte Landnutzungstypen kalibriert werden kann. Folglich wird im Modell der Direktabfluss von Siedlungsflächen nicht ausreichend schnell in das Gerinne weitergeleitet. Liegen diese Siedlungsflächen nahe am Pegel, so kann der erste schnelle Hochwasseranstieg insbesondere für sommerliche Starkregenereignisse mit LARSIM nicht

simuliert werden, was im operationellen Betrieb im Falle einer ungünstigen Modellnachführung (z.B. rückwirkende Erhöhung des Wasserdargebots) zu beträchtlichen Fehlvorhersagen führen kann. Dieses Phänomen wurde beispielsweise für die Städte Luxemburg (JOHST ET AL. 2011, JOHST & DEMUTH 2012), Coburg und Bayreuth (PÖHLER ET AL. 2012) und, wie unter geschildert, Bad Dürkheim festgestellt.

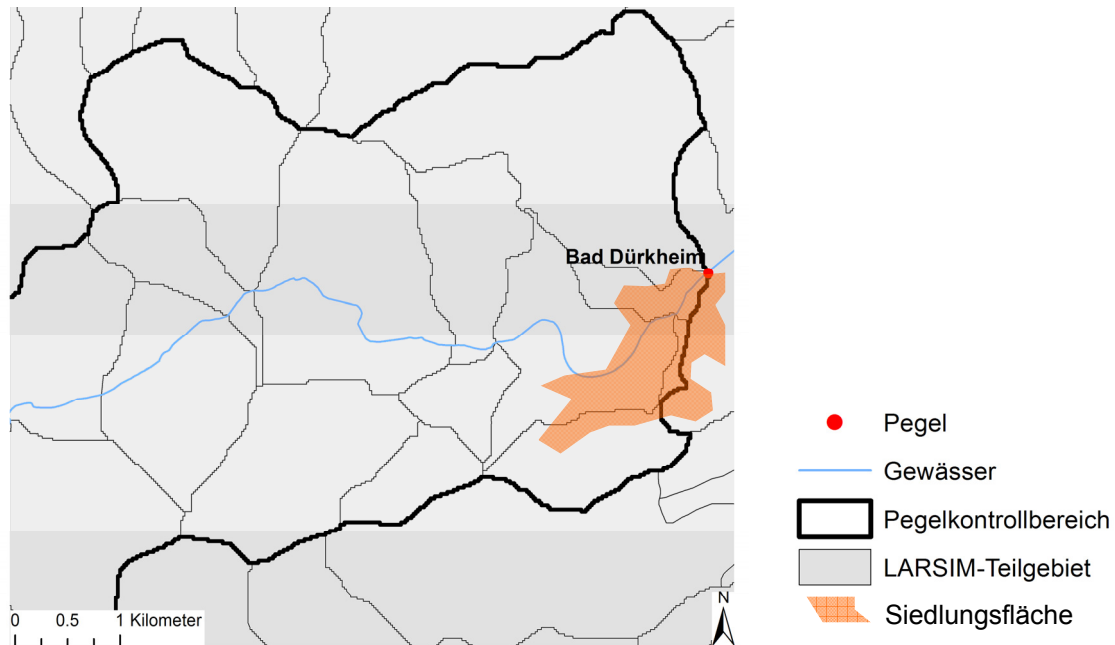


Abb. 5: Skizze zur Flächenaufteilung des LARSIM-WHM Rheinland-Pfalz für den unteren Pegelkontrollbereich Bad Dürkheim.

In LARSIM gibt es grundsätzlich mehrere alternative Möglichkeiten zur Simulation des Siedlungsflächenabflusses. Beispielsweise kann mit der Option AUFTEILUNG FLAECHE SIEDLUNG der Versiegelungsgrad für Siedlungsflächen manuell angepasst werden. Bei Verwendung der Option Q SIEDLUNG GETRENNT wird der Abfluss von versiegelten Flächen vom restlichen Gebietsabfluss getrennt in das Gerinne weitergeleitet (LARSIM-Online-Hilfe 2011). Beide Optionen sind jedoch mit der inzwischen erweiterten Modellstruktur des LARSIM-WHM Rheinland-Pfalz (Hinzunahme von vierter Abflusskomponente und weiteren Bodenparametern) nicht kompatibel und können somit nicht angewendet werden. Abschließend wird darauf hingewiesen, dass LARSIM originär für große Einzugsgebiete und nicht für die Siedlungswasserwirtschaft konzipiert ist. Abwasserkanalnetze und einzelne Straßenzüge können beispielsweise nicht in hoher Auflösung nachgebildet werden. In urbanen Gebieten sind somit gegebenenfalls standortspezifische Sonderlösungen zu finden.

3.2. Fallbeispiel Pegel Bad Dürkheim an der Isenach

Das Stadtgebiet von Bad Dürkheim mit einer Fläche von etwa 2,6 km² erstreckt sich über fünf Teilgebiete des LARSIM-WHM Rheinland-Pfalz (Tabelle 1). Die Flächenanteile der Landnutzung Siedlung liegen für diese Teilgebiete zwischen 35 % und 60 %. Bei einem Versiegelungsgrad von 75 % umfasst die zu 100 % versiegelte Fläche 1,98 km². Diese Siedlungsflächen liegen unmittelbar oberhalb des Pegels Bad Dürkheim.

Tab. 1: Siedlungsflächen-Kennwerte für ausgewählte Modellelemente

Teilgebiet-Nr.	Teilgebietsgröße [km ²]	Siedlungsfläche [km ²]	Versiegelungsgrad [%]	Versiegelte Fläche [km ²]
1332	0.60	0.21	75	0.16
1333	2.06	0.73	75	0.54
1334	1.22	0.59	75	0.44
1335	0.45	0.18	75	0.14
1337 (Pegel)	1.54	0.94	75	0.70
Summe:	5.86	2.64	---	1.98

Ursprünglich wurden die steilen, kurzen Hochwasser am Pegel Bad Dürkheim unterschätzt (Abbildung 6 links). Das Verbesserungspotenzial durch eine Parameterkalibrierung war, wie oben geschildert, limitiert: Durch eine Erniedrigung des Parameters EQD (Kalibrierparameter für die Rückhaltekonstante des Direktabflusses) zur Beschleunigung der Direktabflussreaktion wurden die kleinen Hochwasser aus dem oberhalb der Stadt liegenden Einzugsgebiet (z.B. im März 2006) stark überschätzt. Selbst durch einen Versiegelungsgrad von 100 % und einen höheren Siedlungsflächenanteil hätte die Weiterleitung des Siedlungsflächenabflusses ins Gerinne nicht zufriedenstellend simuliert werden können.

Zur besseren Nachbildung des Siedlungsflächenabflusses wurde in die Datei der gebietsabhängigen Kalibrierparameter (Tape35) ein fiktiver Pegel oberhalb des Stadtgebiets eingebaut. Die Direktabflussparameter EQD, EQD2 und A2 konnten dadurch separat für das Stadtgebiet optimiert werden und die sehr steilen, kurzen Hochwasser deutlich besser simuliert werden (Abbildung 6 rechts). Das Bestimmtheitsmaß erhöhte sich für den Kalibrierzeitraum 1995 – 2006 von ursprünglich 0,19 auf 0,41 und die lineare Güte nach Nash-Sutcliffe von -3,01 auf -0,33. Die immer noch relativ schlechte lineare Güte ist dadurch begründet, dass sich bei einer derart schnellen Abflussreaktion die Unsicherheit der Niederschlags erfassung stark auf die Simulationsgüte auswirkt. Die Hochwasserwelle am 15.06.2006 wird beispielsweise zu hoch, das Hochwasser am 26.06.2006 hingegen zu niedrig simuliert. Die ursprünglich systematische Unterschätzung konnte durch den Einbau des fiktiven Pegels jedoch deutlich verbessert werden.

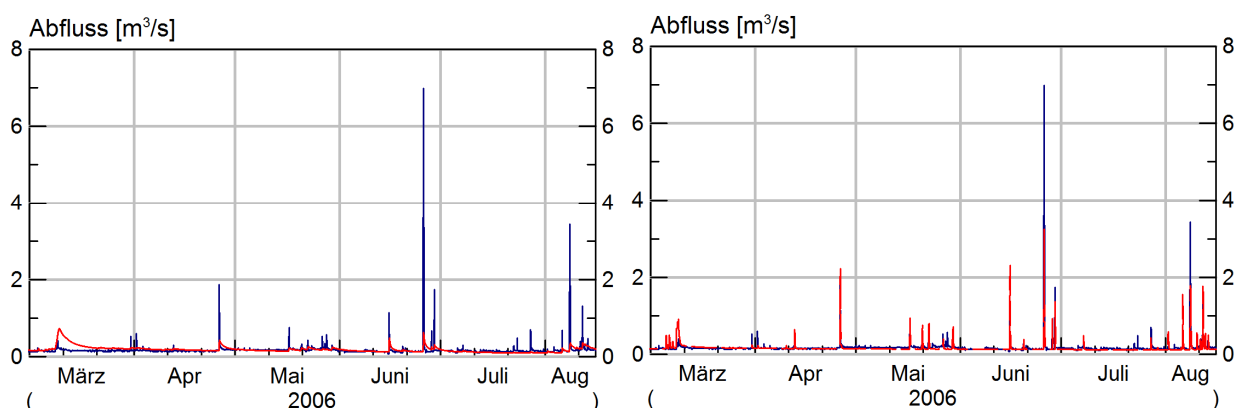


Abb. 6: Gemessener (blau) und simulierter (rot) Abfluss am Pegel Bad Dürkheim vor dem Einbau (links) und nach dem Einbau (rechts) des fiktiven Pegels.

4. Abfluss-Schwellenwerte im LARSIM-WHM Rheinland-Pfalz

4.1 Schwellenwertparameter in LARSIM

Im LARSIM-WHM Rheinland-Pfalz gibt es mehrere Parameter, die das Schwellenwertverhalten hydrologischer Prozesse nachbilden, wobei die meisten dieser Schwellenwertparameter keine Kalibrierparameter sind. Über den LAI (Leaf Area Index) beispielsweise wird die Kapazität des Interzeptionsspeichers berechnet und damit der Beginn des abflusswirksamen Niederschlags bestimmt. Der Parameter SRet (Maximale Schneeretention) steuert die kritische Lagerungsdichte des Schnees, ab deren Überschreitung kein weiteres flüssiges Wasser in der Schneedecke gespeichert werden kann. Wichtiger für die Schwellenwertprozesse in der Vorderpfalz sind jedoch die Schwellenwertparameter des Bodenmoduls, die nFK (nutzbare Feldkapazität) und der Schwellenwertparameter A2, über den der Beginn des schnellen Direktabflusses gesteuert wird. Die nFK wird für die Bodentypen eines Teilgebiets, d.h. für jedes Bodenkompartment, definiert und kann bei der Modellkalibrierung mit einem für alle Bodenkompimente einheitlichen Korrekturfaktor K_{Feld} modifiziert werden. In der Modellsoftware LARSIM gibt es grundsätzlich noch weitere Schwellenwertparameter, beispielsweise I_{max_fak} (maximale Infiltrationskapazität bei Option 4 Q-KOMP INFILTRATION) oder GW (maximaler Inhalt des Basisabfluss-Gebietsspeichers bei Option GS BASIS LIMITIERT). Diese sind im LARSIM-WHM Rheinland-Pfalz jedoch nur mit größerem Aufwand einsetzbar.

4.2. Fallbeispiel Pegel Neustadt/Wstr. am Speyerbach

In der relativ trockenen Vorderpfalz besteht ein ausgeprägter überjähriger Zusammenhang zwischen der Jahresniederschlagssumme und der Abflussreaktion. Am Speyerbach kommt es nur in nasseren Jahren zu einer Aktivierung einer weiteren Abflusskomponente (Zwischenabfluss), die dann zu den höchsten Hochwassern führt. Vor Aktivierung dieser Zwischenabflusskomponente reagiert der Speyerbach so gut wie gar nicht auf Niederschläge (z.b. Januar 1997 und Oktober 1998, Abbildung 7 oben). Ein ähnlich ambivalentes Abflussverhalten konnte für das ebenfalls im Buntsandstein gelegene Duerreych-Einzugsgebiet beobachtet werden (CASPER 2002).

Am Pegel Neustadt/Wstr. wurden die Hochwasserereignisse im Februar 1997 und Oktober 1998 mit der ursprünglichen Parametrisierung des LARSIM-WHM Rheinland-Pfalz stark überschätzt. Eine deutlich bessere Nachbildung des Schwellenwertverhaltens war durch eine Erhöhung der nutzbaren Feldkapazität um 50 % sowie durch sehr hohe Werte der Perkolationsparameter beta und D_{max} möglich. Besonders positiv und sehr wichtig für die operationelle Hochwasservorhersage ist die gute Simulation der insgesamt höchsten Hochwasser im Mai 1978 und März 2001 (Abbildung 7 unten links). Im Gegensatz zum Pegel Bad Dürkheim liegt der Pegel Neustadt am flussaufwärts gelegenen Stadteingang, so dass die Problematik des Siedlungsflächenabflusses hier nicht so stark zum Tragen kommt. Insgesamt sind die Modellergebnisse am Pegel Neustadt/Wstr. noch nicht zufriedenstellend, zumal die starke Erhöhung der nutzbaren Feldkapazität zu unrealistischen Verdunstungswerten führt. Bessere Modellergebnisse könnten durch die Limitierung des Grundwasserspeichers (Option GS BASIS LIMITIERT) erreicht werden, was jedoch mit einem Umbau der Modellstruktur und einer erneuten Modellkalibrierung verbunden wäre.

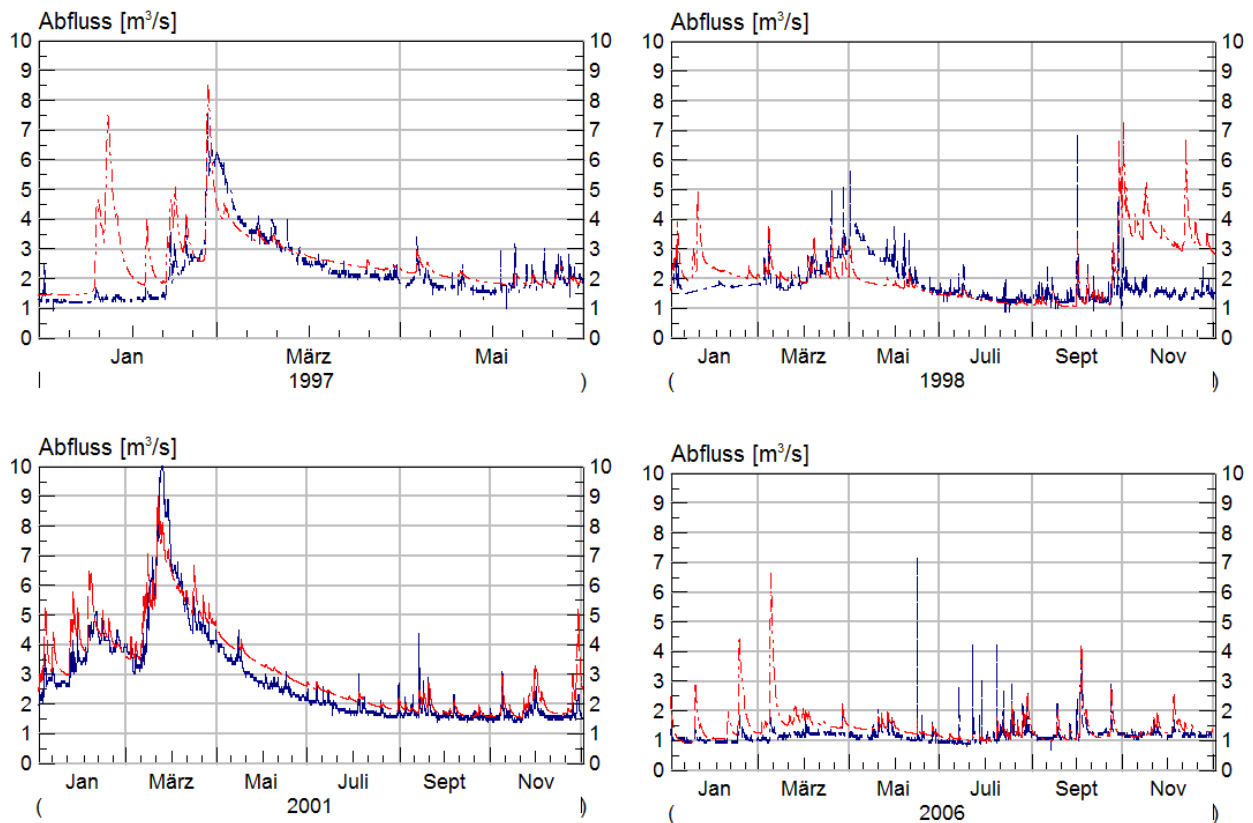


Abb. 7: Gemessener (blau) und simulierter (rot) Abfluss am Pegel Neustadt/Wstr.

5. Fazit

In der Vorderpfalz wird der Zwischenabfluss wegen der klimatischen und geologischen Verhältnisse nur nach lang anhaltenden Niederschlägen bzw. mehreren nassen Jahren aktiviert. Dieses Schwellenwertverhalten kann mit dem LARSIM-WHM Rheinland-Pfalz durch hohe nutzbare Feldkapazitäten in Kombination mit sehr hohen Perkulationsraten näherungsweise nachgebildet werden. Die hydrologischen Prozesse (z.B. Überlauf eines Grundwasserspeichers, Vernetzung unterirdischer Fließwege) sollten jedoch besser untersucht und eine entsprechende konzeptionelle Anpassung des LARSIM-WHM Rheinland-Pfalz vorgenommen werden. Der Abfluss von Siedlungsflächen kann im LARSIM-WHM Rheinland-Pfalz nicht angemessen schnell in das Gerinne weitergeleitet werden, da der Rückhalteparameter EQD die Direktabflussreaktion des gesamten Pegelkontrollbereichs steuert und folglich nicht explizit für die Siedlungsflächen angepasst werden kann. Dies ist dann besonders bedenklich, wenn die versiegelten Flächen nahe an einem Vorhersagepegel liegen. Für ausgedehnte, pegelnahe Siedlungsflächen sollte die Direktabflussreaktion folglich separat kalibriert werden, z.B. durch Einbau eines fiktiven Pegels oberhalb der Siedlung. Abschließend wird darauf hingewiesen, dass die Unsicherheit der Hochwasservorhersage für schnell reagierende Einzugsgebiete grundsätzlich höher ist als für träge reagierende Gebiete.

Literatur

- BREMICKER, M. (2000): Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM – Modellgrundlagen und Anwendungsbeispiele. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 11. Institut für Hydrologie, Universität Freiburg.
- CASPER, M. (2002): Die Identifikation hydrologischer Prozesse im Einzugsgebiet des Dürreychbaches. Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft und Kulturtechnik der Universität Karlsruhe, Heft 210 (Dissertation).
- DEMUTH, N. & H. LEHMANN (2005): Niederschlagsverteilung (Normalperiode 1961-1990). In LUWG (2005): Hydrologischer Atlas von Rheinland-Pfalz, Blatt 08, Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz (Hrsg.). <http://www.luwg.rlp.de/Service/Downloads/Wasserwirtschaft/Hydrologischer-Atlas> letzter Zugriff: 30.11.2012.
- JOHST, M. & N. DEMUTH (2012): Wirkung und Handhabung eines Zeitversatzes im ansteigenden Ast einer Hochwasserwelle. Vortrag auf dem LARSIM-Anwenderworkshop am 15./16. März 2012 in Luxemburg.
- JOHST, M., G. ROCK, J. HOCHSCHILD & J. SCHERZER (2011): Quantifizierung der Unsicherheiten von Abflussvorhersagen mit LARSIM (FLOW-MS). Unveröffentlichter Projektbericht im Auftrag der Internationalen Kommissionen zum Schutze der Mosel und der Saar (IKSMS).
- LARSIM ONLINE-HILFE (2011): LARSIM Online-Hilfe, Release 10 (Revision 72), Stand: 22.12.2011.
- PÖHLER, H., M. JOHST, B. SCHULTZE, M. HASSDENTEUFEL, T. SCHORN, A. GARMANN & J. SCHERZER (2012): Weiterentwicklung eines Wasserhaushaltsmodells für das Flussgebiet des Oberen Main bis Pegel Kemmern/Main. Unveröffentlichter Projektbericht im Auftrag des Bayerischen Landesamt für Umwelt.
- TESCH, J. & K. H. HOHBERGER (2005): Geologische und hydrogeologische Übersichtsschnitte (2). In LUWG (2005): Hydrologischer Atlas von Rheinland-Pfalz, Blatt 21, Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz und Landesamt für Geologie und Bergbau (Hrsg.). <http://www.luwg.rlp.de/Service/Downloads/Wasserwirtschaft/Hydrologischer-Atlas> letzter Zugriff: 30.11.2012.

Nutzung von Abflussprozessinformation in LARSIM

Oliver Gronz, Markus C. Casper, Peter Gemmar

Zusammenfassung

Die in einem Einzugsgebiet herrschende räumliche Heterogenität wird im Wasserhaushaltsmodell LARSIM in den einzelnen Modellkomponenten unterschiedlich stark berücksichtigt. Insbesondere die räumliche Verteilung der Abflussprozesse wurde bisher gar nicht berücksichtigt, weil keine flächenhaft verfügbare Information über eben diese Verteilung vorlag. Für das Einzugsgebiet der Nahe liegt nun seit mehreren Jahren eine Bodenhydrologische Karte vor, die flächenhaft den bei ausreichenden Niederschlägen zu erwartenden Abflussprozess ausweist. Im vorliegenden Artikel wird die Nutzung dieser Prozessinformation bei der Parametrisierung von LARSIM beschrieben: Für einzelne Prozessgruppen – SOF-, SSF- und DP-Prozesse – werden mittels zweier neuer Parameter „Bilanz“ und „Dämpfung“ inhomogene Parametersätze aus empirisch ermittelten Kennfeldern gewählt, um die Prozessinformation bei der Abflussbildung im Modell zu berücksichtigen. Für die Berücksichtigung der Intensität der Prozesse in den Gebietsspeichern werden drei unterschiedliche Ansätze vorgestellt, die sich in ihrer Komplexität unterscheiden. Abschließend werden erste Ergebnisse für ein Testgebiet vorgestellt: Mittels „Bilanz“ und „Dämpfung“ kann in wenigen Kalibrierungsschritten die Güte des homogen parametrisierten Modells erreicht und – je nach Zielsetzung - überschritten werden. Weiterhin zeigen einzelne Modellkompartimente im Sinne der Abflussprozesskarte wesentlich plausiblere Reaktionsmuster als die homogen parametrisierte ursprüngliche Variante.

1. Einleitung und Problemstellung

Ein Einzugsgebiet zeigt typischerweise räumliche Heterogenität hinsichtlich unterschiedlichster Gesichtspunkte wie Topografie, Landnutzung, Bodeneigenschaften, dominante Abflussprozesse usw. Jeder dieser Gesichtspunkte hat einen eigenen, mehr oder weniger stark ausgeprägten Einfluss auf das Abflussgeschehen des gesamten Einzugsgebietes.

Die Berücksichtigung all dieser Einflussfaktoren im Wasserhaushaltsmodell LARSIM (LUDWIG & BREMICKER 2006) wurde bisher in unterschiedlichem Maße umgesetzt: Beispielsweise der Einfluss der Landnutzung findet sich ausgeprägt im Interzeptionsmodell, indem die Kapazität des Speichers sowohl zeitlich im Laufe des Jahres als auch räumlich in Abhängigkeit der Landnutzung bestimmt wird. Auch im Verdunstungsmodell findet die Landnutzung Verwendung.

Die räumliche Verteilung der Abflussprozesse wird hingegen nicht berücksichtigt. Das liegt zum einen daran, dass die Information bisher nicht flächenhaft verfügbar war, zum anderen ist die Berücksichtigung dieser Heterogenität im Modell noch nicht möglich. Zwar gibt es einige inhomogene Aspekte im Modell: Die Speichergrößen und Schwellwerte (Feld- und Luftkapazität) sind aus Bodenkarten abgeleitet und variieren durchaus im Einzugsgebiet und es gibt auch einen gewissen Einfluss der Landnutzung durch die Interaktion mit dem Evapotranspirationsmodul. Aber die Parameter, die im Wesentlichen die Aufteilung des Wassers in die einzelnen Abflusskomponenten beeinflussen, sind aber in allen Kompartimenten gleich.

Somit repräsentiert das Bodenmodul eher ein mittleres Verhalten eines Einzugsgebietes. Als Konsequenz ist das Spektrum möglichen Verhaltens eingeschränkt und die Verteilung des Wassers im Modell entspricht unter Umständen nicht der Realität.

Die Zielsetzung ist es folglich, die bisherige homogene Parametrisierung – bei der alle Kompartimente den gleichen Parametersatz erhalten – durch eine inhomogene Parametrisierung zu ersetzen, bei der Kompartimente individuelle Parametersätze erhalten. Dadurch soll das Modell die räumliche Verteilung der Prozesse besser abbilden, der Kalibrierungsprozess soll vereinfacht werden und letztendlich auch die Modellgüte verbessert werden.

2. Das Wasserhaushaltsmodell LARSIM – ein kurzer Überblick

Im Folgenden werden der Aufbau und das Wirkungsgefüge der einzelnen Komponenten von LARSIM kurz beschrieben. Das Augenmerk liegt dabei auf dem Bodenmodul und seinen Interaktionen. Für weitere Details sei an dieser Stelle auf LUDWIG & BREMICKER (2006) verwiesen.

Im Wasserhaushaltsmodell LARSIM werden die wesentlichen an der Abflussbildung beteiligten Prozesse flächendetailliert simuliert. Dazu wird das Einzugsgebiet zunächst in einzelne Elemente aufgeteilt, die einen gewissen Abschnitt des Gewässers und die dazu beitragende Fläche repräsentieren. Jedes Element wird weiterhin in einzelne Kompartimente aufgeteilt. Ursprünglich gab es für jede Landnutzungsclassen ein Kompartiment; mit dem verfügbar werden zusätzlicher Informationen wurden Kompartimente aus einem Verschnitt der Landnutzungskarte mit der Bodenhydrologischen Karte (siehe Kapitel 3) und einer Bodenkarte erstellt (ELPERS et al. 2008). Aus der Bodenkarte werden dabei im Wesentlichen die Luft- und die Feldkapazität entnommen. Es gibt demnach Kompartimente mit beliebigen Kombinationen von Landnutzung, vorherrschendem Abflussprozess und Bodenparametern in einem Element. Aus hydrologischer Sicht stellt ein Kompartiment also ein Hydrotop dar. In Abbildung 1 wird zur Veranschaulichung die Aufteilung des Einzugsgebiets Kronweiler in Elemente visualisiert. Jeder Kreis repräsentiert ein Element und die Tortendiagramme geben in Teil a) die Anteile der Landnutzungen an, in Teil b) die Anteile der Abflussprozesse.

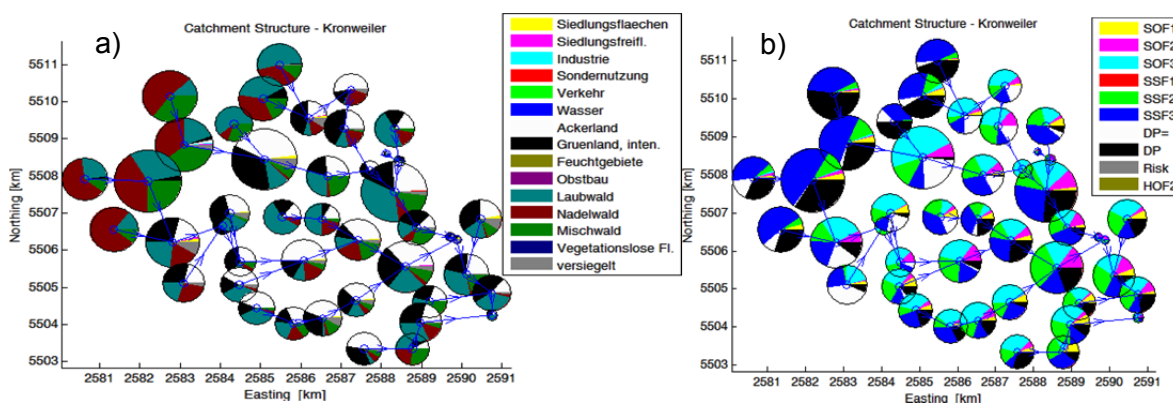


Abb. 1: Flächenanteile der a) Landnutzungen und b) Abflussprozesse in den einzelnen Elementen des Einzugsgebiets Kronweiler

Für jedes Kompartiment werden die in Abbildung 2 im oberen Bereich gezeigten Komponenten individuell simuliert. Wesentlich für den vorliegenden Artikel ist das Bodenmodul im mitt-

leren Bereich sowie die Gebietsspeicher. Das Bodenmodul besteht aus einem Speicher mit einer gewissen Kapazität und es werden aus diesem Speicher drei Abflusskomponenten erzeugt. Wichtig ist, dass der Niederschlag nicht direkt dem Bodenmodul zugeführt wird, sondern zunächst den Interzeptionsspeicher und den Schneespeicher passiert. Im Bodenmodul selbst kommt das Wasserdargebot an: der Niederschlag abzüglich der Interzeptionsverluste abzüglich der Neuschneebildung zuzüglich der Schneeschmelze. Es gibt eine ganz wesentliche Interaktion mit dem Evapotranspirationsmodul, das Wasser in Abhängigkeit der potenziellen Verdunstung und der Verfügbarkeit dem Bodenspeicher entnimmt.

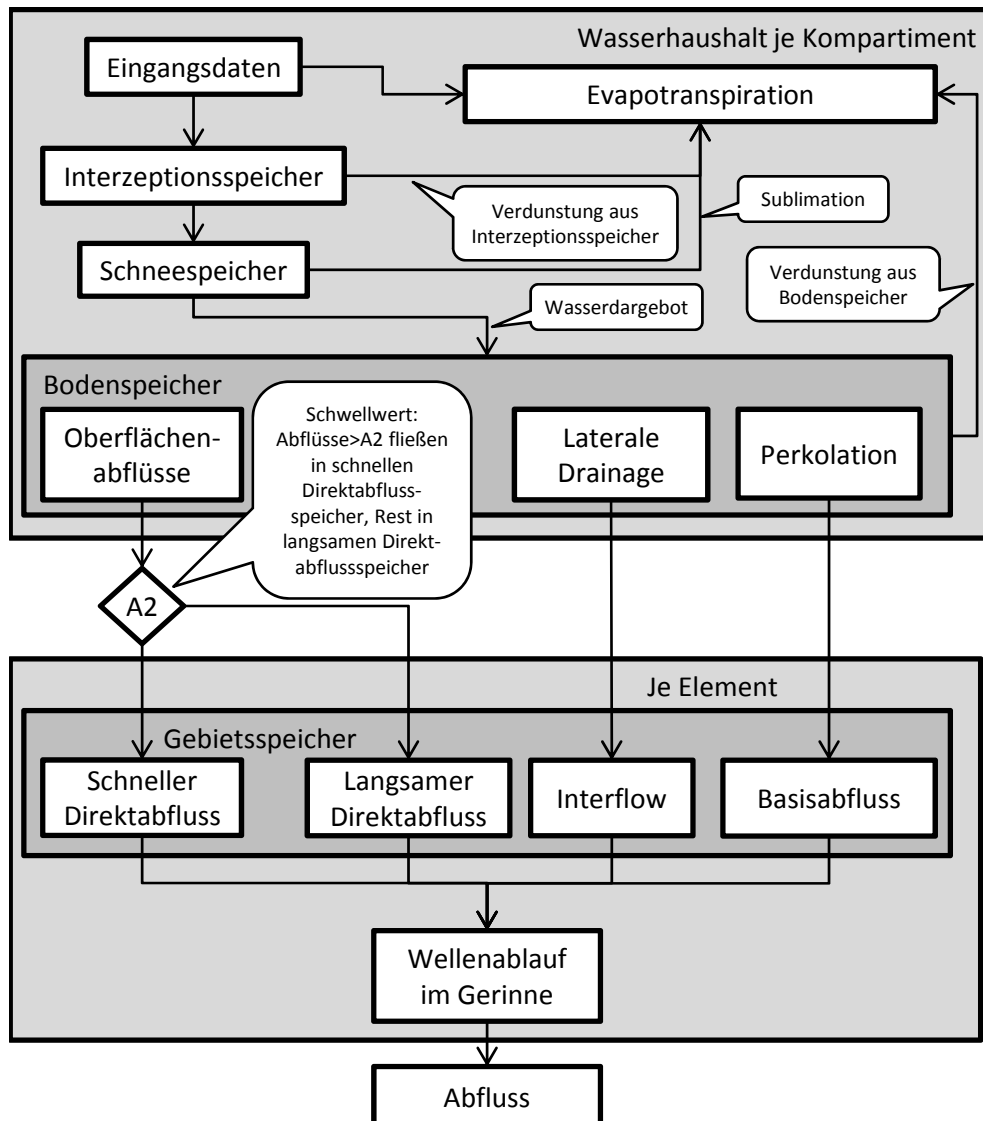


Abb. 2: Zusammenwirken der einzelnen Komponenten bei den im Nahe-Gebiet verwendeten Optionen (modifiziert nach LUDWIG & BREMICKER 2006, Seite 8)

Sind die Parameter des Bodenmoduls klein, so verbleibt ständig mehr Wasser im Bodenspeicher, die tatsächliche Verdunstung wird größer, die Bilanz, also der Anteil des Niederschlages, der zu Abfluss wird, sinkt. Im umgekehrten Fall, bei großen Parametern steigt entsprechend die Bilanz.

Die einzelnen Modellannahmen sind ebenfalls in LUDWIG & BREMICKER (2006) detailliert beschrieben, an dieser Stelle soll lediglich kurz der Oberflächenabfluss erwähnt werden. Die Gleichung für den Oberflächenabfluss lautet:

$$QS_D = P - (W_m - W_0) \text{ für } \left(\left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(1+b)W_m} \right) \leq 0 \text{ und } P + W_0 > W_m \quad (1)$$

beziehungsweise

$$QS_D = P - (W_m - W_0) + W_m \left(\left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(1+b)W_m} \right)^{b+1} \quad (2)$$

$$\text{für } \left(\left(1 - \frac{W_0}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{P}{(1+b)W_m} \right) > 0.$$

Dabei sind QS_D der Oberflächenabfluss, P das Wasserdargebot, W_0 der Wassergehalt zu Beginn des Berechnungszeitschrittes, W_m der maximale Wassergehalt und b ein Parameter. In Abbildung 3 ist der resultierende Oberflächenabfluss für das Beispiel $W_m=180$ und unterschiedliche Werte von b dargestellt. In Teil a) ist $b = 0$ und es wird lediglich im 1. Fall Abfluss generiert, also gemäß Gleichung (1): Der Teil des Wasserdargebotes, der nicht mehr in den Speicher hineinpasst, wird zu Oberflächenabfluss. Dies ist die schräge Ebene, die im hinteren Bereich sichtbar ist. Wird b größer, also z. B. 0,2, so wird auch der Fall in Gleichung (2) relevant, in dem ein gewisser Anteil des Wasserdargebotes zu Abfluss wird, auch bevor der Speicher überläuft, wie im Teil b) zu sehen. Wird b noch größer, konvergiert das System zu einem linearen Zusammenhang zwischen Wasserdargebot und Oberflächenabfluss, wie im Teil c) für $b = 2$ zu sehen ist.

Festzuhalten ist hier: Selbst wenn b null ist, entsteht Oberflächenabfluss, wenn das Wasserdargebot die verfügbare Kapazität im Boden übersteigt. Nimmt b beliebig große Werte an, so wird maximal ein linearer Zusammenhang erreicht. Die gemäß Abbildung 3.4 aus LUDWIG & BREMICKER 2006 (Seite 21) mögliche Interpretation, dass sich ein überproportionaler Zusammenhang zwischen Speicherfüllung und dem Anteil gesättigter Flächen für $b > 1$ in einer überproportionalen Weise bei der Berechnung des Oberflächenabflusses auswirkt, trifft nicht zu.

Zur Simulation der Abflusskonzentration gibt es in LARSIM für jedes Element vier Gebietspeicher: einen für schnellen Direktabfluss, einen für langsamen Direktabfluss, einen für Interflow und einen für den Grundwasserabfluss (unterer Teil von Abbildung 2). Die jeweiligen Abflusskomponenten aller Kompartimente münden aufsummiert in einen einzigen Gebietspeicher für jede Komponente. Da das Bodenmodul lediglich drei Abflusskomponenten erzeugt, gibt es einen Schwellwert – A_2 –, der die Aufteilung der im Bodenmodul erzeugten Oberflächenabflüsse in den schnellen Direktabflussspeicher und den langsamen Direktabflussspeicher steuert. Alle Abflüsse unterhalb A_2 fließen in den langsamen Direktabflussspeicher; der Anteil, der A_2 übersteigt, fließt in den schnellen Direktabflussspeicher.

Verwendet wurde im Rahmen des Projekts das durch das Ingenieurbüro Dr. Ludwig aufgestellte Modell für das Einzugsgebiet der Nahe (ELPERS et al. 2008) mit meteorologischen Eingangsdaten, die durch Internet interpoliert wurden (WAGNER & GERLINGER 2009).

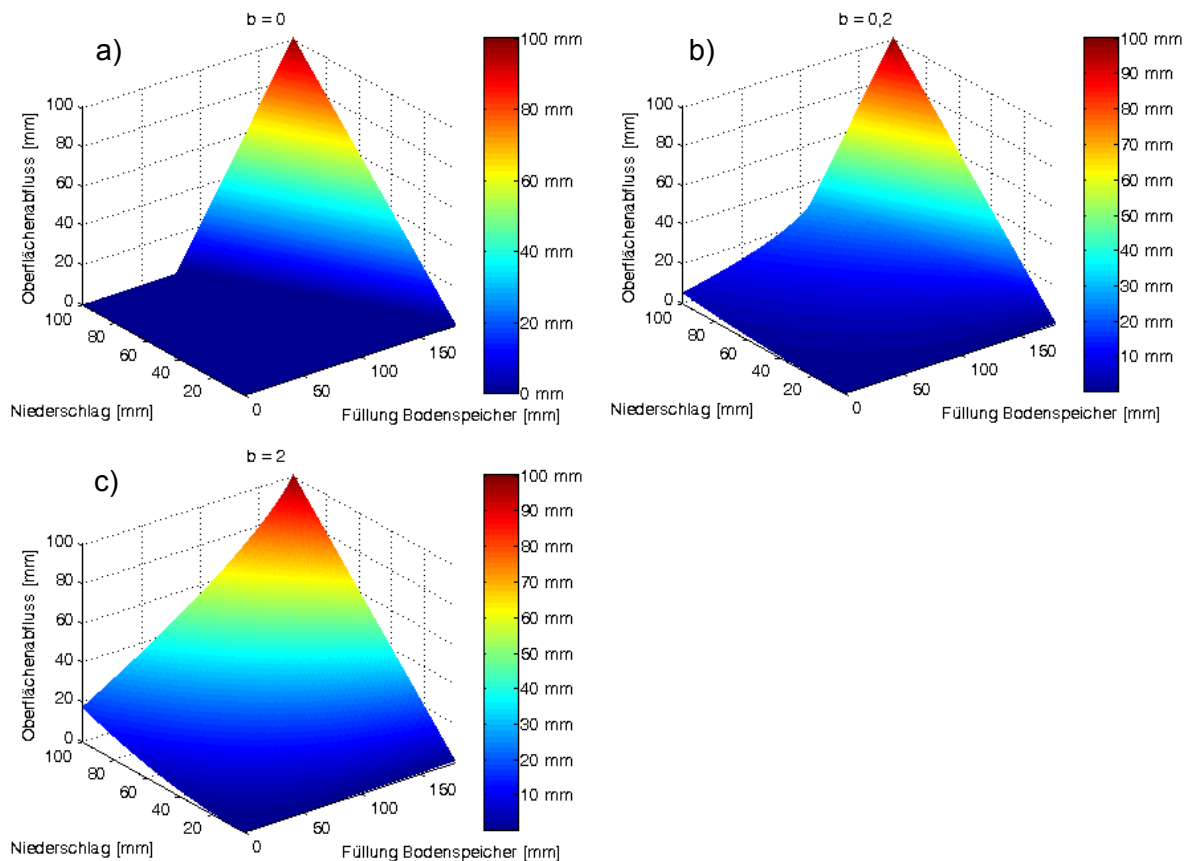


Abb. 3: Resultierender Oberflächenabfluss für einen Bodenspeicher mit 180 mm Kapazität bei unterschiedlichen Werten von b .

3. Die Bodenhydrologische Karte

Die Bodenhydrologische Karte liegt für das Gebiet „Nahe / Rheinland-Pfalz Südwest“ vor. Zur Erstellung dieser Karte wurden vier Referenzgebiete nach dem Kartierschema von SCHERRER (2006) aufgenommen. Mittels Methoden des Data Mining und expertenbasierter Prognosen wurde daraus eine Karte für die Gesamtfläche von 5.797 km² erstellt (vgl. STEINRÜCKEN & BEHRENS 2010, Seite 58). Der Bericht zur Bodenhydrologischen Karte beschreibt das Produkt in der Zusammenfassung kompakt und treffend: „Die Bodenhydrologische Karte berücksichtigt primär die Faktoren Boden und Relief. Sie ist eine bodenkundlich expertenbasierte sowie eine relief- und Data Mining-basierte Ableitung und beschreibt, ob aufgrund von pedologischen Merkmalen und von Reliefeigenschaften potenziell bei ausreichenden Niederschlägen mit dem Auftreten von bestimmten Abflussprozessen zu rechnen ist.“ (STEINRÜCKEN & BEHRENS 2010, Seite 58)

In Abbildung 4 ist ein Ausschnitt der Karte für das Einzugsgebiet Kronweiler dargestellt. Wie in der Karte zu sehen ist, treten dort nur die Prozesse SOF1 bis 3 (Saturated overland flow), SSF2 bis 3 (Subsurface flow), DP (Deep percolation) & DP= auf. Letzterer wird im zuvor genannten Bericht wie folgt beschrieben: „Ergänzt wird die Liste der Prozesse um die Einstufung „nicht beitragend (DP=)“, wenn der Untergrund keine Tiefenversickerung erwarten lässt, ein Abfluss auf Grund der Lage im Relief aber nicht zu erwarten ist.“

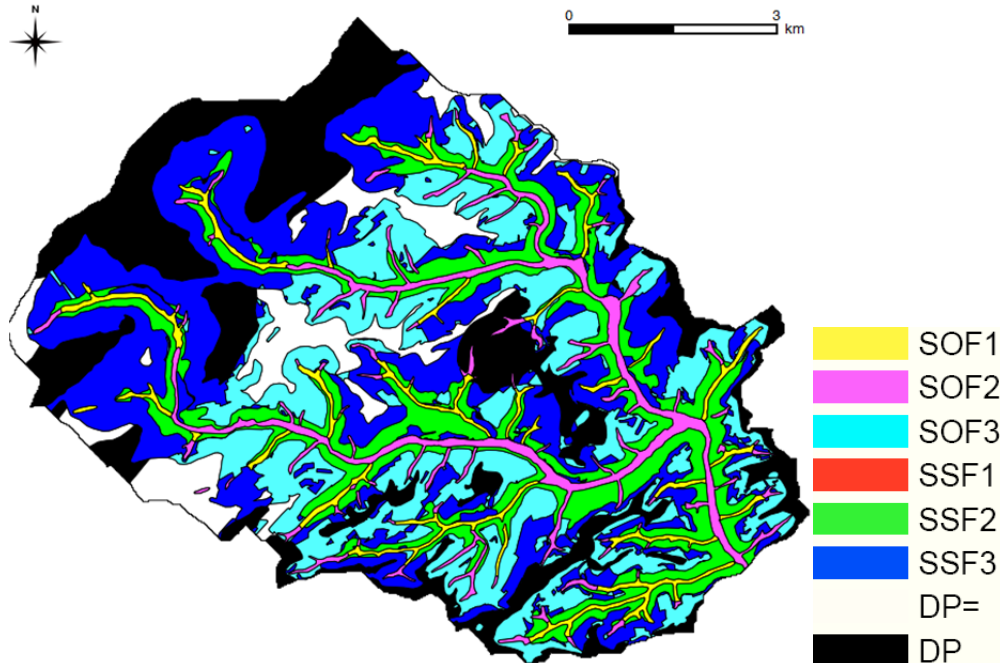


Abb. 4: Bodenhydrologische Karte für das Einzugsgebiet Kronweiler

4. LARSIM in MATLAB

Im Rahmen des Projekts wurde LARSIM mit den im Einzugsgebiet der Nahe verwendeten Optionen in der Programmiersprache und Umgebung MATLAB umgesetzt. Dies hatte mehrere Gründe:

- LARSIM ist in seiner Fortran-Realisierung nicht auf die wiederholte Ausführung mit unterschiedlichen Parametern optimiert. Für jede Ausführung müssen alle Eingangsdaten erneut eingelesen werden, was bei Nutzung der Internet-Daten bedeutet, dass für jedes Simulationsjahr mehr als 35.000 Dateien eingelesen werden müssen.
- LARSIM öffnet in seiner Fortran-Realisierung die Dateien für den exklusiven Zugriff; für eine zweite LARSIM-Instanz auf dem gleichen Rechner müssten die Eingangsdateien dupliziert werden.
- LARSIM ermöglicht in seiner Fortran-Realisierung nicht die Zuweisung inhomogener Bodenparameter. Hierzu wären Änderungen am Quellcode notwendig.
- LARSIM bietet nur auf Umwegen Möglichkeiten, beliebige Zustandsgrößen auszuwerten.

Insbesondere die ersten beiden Punkte machen die Nutzung im verwendeten Computer-Cluster ineffizient: Jeder Computer des Clusters hat mehrere Prozessoren und reichlich Arbeitsspeicher, aber wenig lokalen Festplattenspeicher.

Bei der Implementierung in MATLAB wurde eine Optimierung auf die wiederholte Ausführung im Computer-Cluster vorgenommen: Die Internet-Dateien werden nur einmalig eingelesen, anschließend werden sämtliche meteorologischen Eingangsgrößen in einer einzigen Datei und die Modellstruktur mit dem Anfangszustand in einer zweiten Datei abgelegt. Für die wiederholte Ausführung wird die meteorologische Datei einmalig eingelesen und dann bei jedem Modelllauf nur der Anfangszustand erneut eingelesen. So ergibt sich eine maximale Auslastung der Prozessoren bei minimalen Dateizugriffen.

Weiterhin ermöglicht MATLAB eine sehr effiziente Ausführung von Vektoroperationen. Diese werden benutzt, um die einzelnen Berechnungsschritte der verschiedenen Prozesse für alle Kompartimente eines ganzen Elementes in einer einzigen Operation auszuführen.

Darüber hinaus wurden mehrere visualisierende Analyse-Werkzeuge implementiert, die eine genaue Untersuchung der modellinternen Zustandsgrößen – etwa der Verlauf der Bodenspeicherfüllung – in einer äußerst anschaulichen und effizient zu handhabenden Weise ermöglichen.

5. Nutzung der Abflussprozessinformation in LARSIM

Wie in Kapitel 1 beschrieben, wird momentan in LARSIM der gleiche Bodenparametersatz allen Elementen und Kompartimenten zugewiesen. Bei der inhomogenen Variante gibt es Gruppen von Kompartimenten: Alle Kompartimente eines Abflussprozessstyps erhalten einen für diesen Abflussprozess gültigen Parametersatz.

Die Aufteilung in die drei Abflusskomponenten im Bodenmodul wird aktuell im Wesentlichen durch 4 Parameter beeinflusst: b (Oberflächenabfluss), r_{dmin} (Interflow bei Füllungen unterhalb der Feldkapazität), r_{dmax} (Interflow für Anteil oberhalb Feldkapazität) und β (Perkolation). Bei einer homogenen Parametrisierung sind es also vier zu findende Werte; bei einer inhomogenen Parametrisierung resultieren für jeden von der bodenhydrologischen Karte ausgewiesenen Prozess 4 Parameter, also insgesamt 32 Parameter bei 8 Prozessen.

Da jeder kartierte Prozess Information über (a) den Fließweg und (b) die Abflussintensität beinhaltet, erscheint es sinnvoll, diese Aspekte zu trennen, da in LARSIM ebenfalls eine Trennung von (a) Abflussbildung im Bodenmodul und (b) Abflusskonzentration in den Gebietsspeichern erfolgt. Für die inhomogene Parametrisierung des Bodenmoduls werden also alle Kompartimente mit den Prozessen SOF1 bis 3 zu den SOF-Kompartimenten gruppiert, alle Kompartimente mit den Prozessen SSF1 bis 3 zu den SSF-Kompartimenten und alle Kompartimente mit den Prozessen DP und DP= zu den DP-Kompartimenten. Für die Aufteilung und Parametrisierung in den Gebietsspeichern gilt folgende Gruppierung: Der Prozess SOF1 reagiert sofort, die Prozesse SOF2 und SSF1 rasch, der Prozess SSF2 verzögert, die Prozesse SOF3 und SSF3 stark verzögert, die DP-Prozesse spät.

Die inhomogene Parametrisierung der Abflussbildung wird im Abschnitt 5.2 beschrieben, die unterschiedlichen Ansätze der inhomogenen Abflusskonzentration in Abschnitt 5.3.

5.1 Spektrum des möglichen Verhaltens und Parameterinteraktionen

Zur Ermittlung des möglichen Spektrums des Verhaltens und zur Analyse der Parameterinteraktionen wurden Monte Carlo-Methoden angewendet. Der Datensatz umfasst 60.000 inhomogene Modellrealisationen. In diesen 60.000 Modellläufen wurde der Parameter b im Intervall $[0, 3]$ variiert, die Parameter r_{dmax} und r_{dmin} jeweils im Intervall $[0, 2]$ und der Parameter β im Intervall $[0, 0,1]$. Als Sampling-Strategie wurde das Latin-Hypercube-Sampling verwendet, um eine möglichst vollständige Abdeckung des Parameterraums sicherzustellen. Simuliert wurde der Zeitraum 1996-1999.

Für jede dieser 60.000 Modellrealisation wurden die Anteile der einzelnen Abflusskomponenten am Gesamtabfluss sowie die Bilanz berechnet. Das Modell zeigt dabei ein breites Ver-

haltungsspektrum und eine starke Interaktion zwischen den Parametern, was im Folgenden anhand der Abbildungen 5 und 6 exemplarisch verdeutlicht werden soll.

In Abbildung 5 wird für jedes der 60.000 Samples ein Punkt gezeichnet. Die Farbe des Punktes entspricht der Bilanz, also dem Anteil des Niederschlages, der im simulierten Zeitraum insgesamt zu Abfluss wurde. Die Koordinaten des Punktes entsprechen den verwendeten Parametern. (Die vierte Dimension, r_dmin , kann nicht gleichzeitig dargestellt werden, der Einfluss ist aber denkbar gering.) Es zeigt sich, dass im beprobten Teil des Parameterraums bei diesem Kompartiment in dem gewählten Zeitraum die Bilanz zwischen ca. 51,5 % und ca. 69,5 % variiert. Die geringste Bilanz wird erreicht, wenn alle Parameter nahezu den Wert 0 haben, die höchste Bilanz, wenn alle Parameter den höchsten beprobten Wert annehmen. Weiterhin ist ersichtlich, dass der Parameter β im Wesentlichen die Bilanz skaliert; der Einfluss der anderen Parameter ist kleiner. Auch wenn alle Parameter den Wert 0 haben, wird Abfluss generiert, allerdings ausschließlich Oberflächenabfluss.

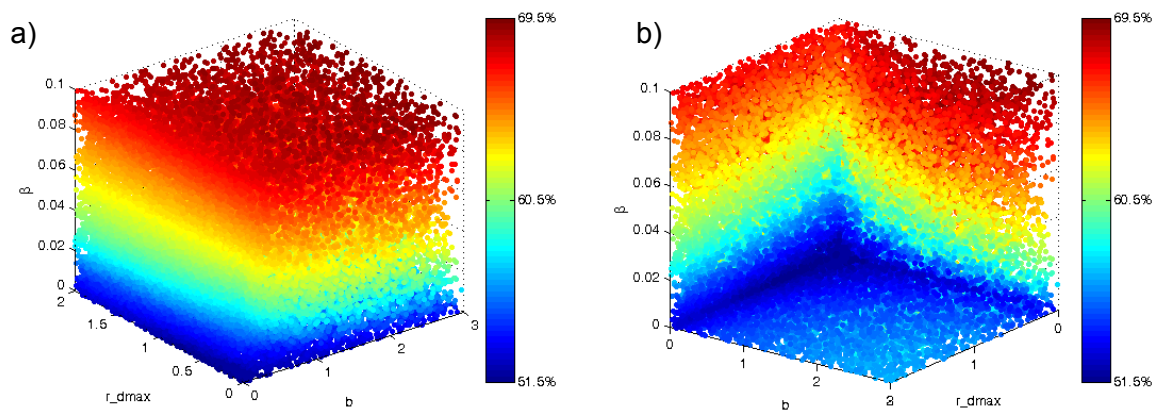


Abb. 5: Anteil des Niederschlages, der bei einer bestimmten Parameterkombination zu Abfluss wird, a) Ansicht von „oben“, b) Ansicht von „unten“

Dies zeigt sich in Abbildung 6 an der Koordinate (0,0,0). Die Abbildung stimmt mit der Darstellungsweise von Abbildung 5 überein, hier repräsentiert die Farbe der Punkte allerdings den Anteil des Oberflächenabflusses am Gesamtabfluss. In der Abbildung zeigen sich auch die starken Interaktionen und die Grenzen, die aus den Modellannahmen resultieren: Sind β und r_dmax klein, dann ist es egal, welcher Wert für b verwendet wird, der Anteil des Oberflächenabflusses ist nahezu 100%. Bei großem β kann der Anteil des Oberflächenabflusses nur noch in einem relativ kleinen Fenster variiert werden. Der Einfluss von r_dmax ist insgesamt eher klein.

Diese Anteile lassen sich auch für die anderen Abflusskomponenten analysieren und interpretieren. Zusammenfassend ergibt sich, dass die Modellannahmen des Oberflächenabflusses am wenigsten flexibel sind: Der Oberflächenabfluss kann nur bis zu einem bestimmten Grad verkleinert werden. Weiterhin zeigen sich in allen Analysen die starken Parameterinteraktionen.

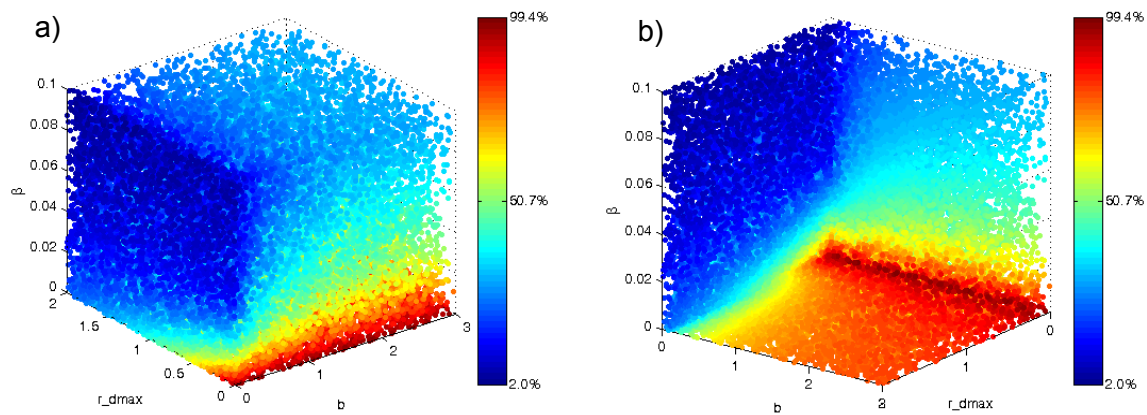


Abb. 6: Anteil des Oberflächenabflusses am Gesamtabfluss, der bei einer bestimmten Parameterkombination resultiert, a) Ansicht von „oben“, b) Ansicht von „unten“

5.2 Effiziente Kalibrierung mittels Bilanz und Dämpfung

In der Einleitung von Kapitel 5 wurde deutlich, dass sich durch die Nutzung der Abflussprozessinformation zunächst die Komplexität erhöht: Es gibt jeweils einen Parametersatz für die SOF-Flächen, einen für die SSF-Flächen und einen für die DP-Flächen.

Für den Kalibrierer ist die Aufgabe, diese insgesamt 12 Parameter zu bestimmen, ungleich schwerer als eine homogene Parametrisierung. Die wesentliche Schwierigkeit hierbei ist es, Reaktionsmuster im Sinne der Bodenhydrologischen Karte nicht zu stören, die Kompartimente der einzelnen Prozessgruppen sollten relativ zueinander Muster im Sinne der Bodenhydrologischen Karte zeigen. Weiterhin ist es nahezu unmöglich, den konkreten Einfluss eines einzelnen Parameters mit all seinen Interaktionen zu überblicken.

Aus diesem Grund wäre es wünschenswert, wenn der Parametersatz mit möglichst wenigen Einflussgrößen skaliert und so das Modell an ein konkretes Einzugsgebiet angepasst werden könnte.

Diese Aufgabe erfüllen zwei neu eingeführte Parameter: die „Bilanz“ und die „Dämpfung“. Die Anforderung an die „Bilanz“ ist, dass sie im Modell global den Anteil des Niederschlags, der zu Abfluss wird, skaliert, ohne die Reaktionsmuster im Sinne der Bodenhydrologischen Karte zu stören. Konkret sollen also die Anteile der einzelnen Abflusskomponenten nicht beeinflusst werden. Die „Dämpfung“ hingegen soll das Verhalten von einem reaktiven Verhalten hin zu gedämpfterem Verhalten verschieben, ohne die Bilanz zu verändern. Auch hierbei sollen die Reaktionsmuster im Sinne der Bodenhydrologischen Karte nicht verändert werden, die Abflusskomponentenanteile der einzelnen Prozessgruppen sollen relativ zueinander gleich bleiben.

Zu einer bestimmten Kombination von „Bilanz“ und „Dämpfung“ wird also ein konkreter Parametersatz von 12 Parametern benötigt, die dann den einzelnen Kompartimenten zugewiesen werden. Dies wird erreicht, indem für jede Prozessgruppe – 1. alle SOF-Prozesse, 2. alle SSF-Prozesse und 3. alle DP-Prozesse – ein individuelles Parameterkennfeld berechnet wird. Dazu werden Abflusskomponentenanteile für die drei Gruppen der SOF-, SSF- und DP-Kompartimente bestimmt. Bei Vergrößerung der Dämpfung wird der Anteil des Oberflächenabflusses verringert (bei gleichbleibender Bilanz); bei Verkleinerung der Dämpfung wird der

Oberflächenabflussanteil vergrößert (wieder bei gleichbleibender Bilanz). So ergeben sich für jede Position in den drei Kennfeldern eine Kombination von Soll-Abflusskomponenten und eine gewünschte Soll-Bilanz. Es wird nun der in Kapitel 5.1 beschriebene aus den Monte Carlo-Simulationen resultierende Datensatz benutzt, um für jeden Punkt des Kennfeldes den am besten passenden Parametersatz aus den 60.000 zu wählen. Das Kriterium für den besten Parametersatz ist, dass die Summe der quadrierten Abweichungen zwischen (a) den aus diesen Parametern resultierenden Abflusskomponentenanteilen sowie der Bilanz und (b) den Soll-Abflusskomponentenanteilen sowie der Soll-Bilanz für die Kombination von „Bilanz“ und „Dämpfung“ der entsprechenden Stelle des Kennfeldes möglichst gering ist.

Als Resultate werden in den Abbildungen 7 und 8 das Kennfeld der SSF-Flächen mit der resultierenden Bilanz und den resultierenden Abflusskomponentenanteilen gezeigt. Abbildung 7 zeigt das Kennfeld im Parameterraum. Jede Zelle der Fläche entspricht einer Kombination von „Bilanz“ und „Dämpfung“. Die gezeigte Farbe der Fläche entspricht in dieser Abbildung der tatsächlich resultierenden Bilanz. Wird nun die „Bilanz“ geändert, so bewegen wir uns entlang des roten Pfeils im Kennfeld. Eine Bewegung nach rechts erhöht die „Bilanz“ (hin zu roten Farben), eine Bewegung nach links verringert die „Bilanz“ (hin zu blauen Farben). Wird die „Dämpfung“ verändert, so bewegen wir uns entlang des grünen Pfeils. Eine Bewegung nach oben erhöht die „Dämpfung“, eine Bewegung nach unten verringert die „Dämpfung“. Zu beachten ist, dass innerhalb einer Spalte, also bei gleicher „Bilanz“, die Farben nahezu konstant bleiben, die tatsächliche Bilanz also erhalten bleibt.

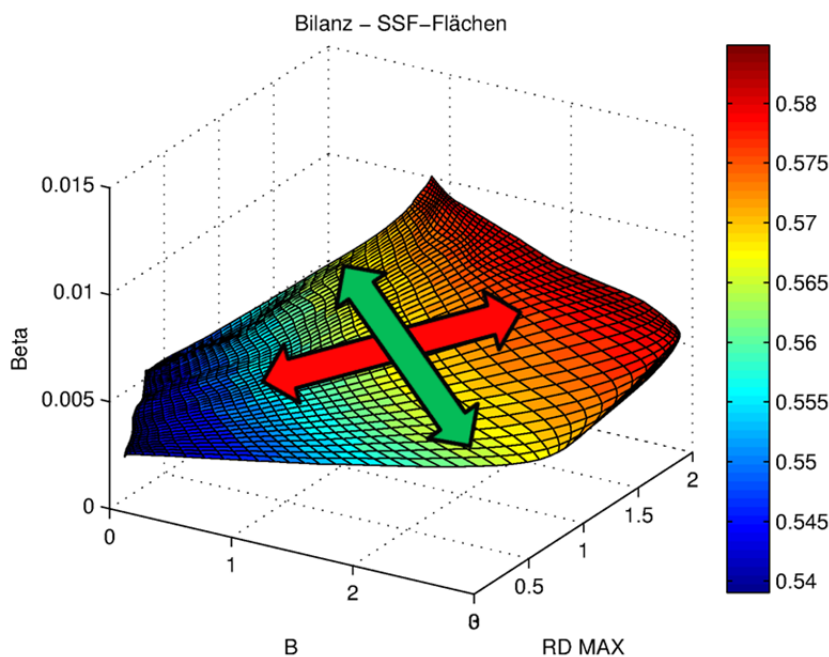


Abb. 7: Parameterkennfeld für SSF-Flächen mit resultierender Bilanz. Eine Bewegung entlang des roten Pfeils entspricht einer Veränderung der „Bilanz“; eine Bewegung entlang des grünen Pfeils entspricht einer Veränderung der „Dämpfung“

Dem gleichen Darstellungskonzept entspricht Abbildung 8. Hier repräsentiert die Farbe allerdings den Anteil des Oberflächenabflusses. Auch hier zeigt sich das gewünschte Verhalten: Eine Bewegung entlang der „Bilanz“, also in Richtung des roten Pfeils, verändert den Anteil

des Oberflächenabflusses nicht. Es wird, wie oben in Abbildung 7 zu sehen ist, lediglich die Bilanz geändert. Eine Bewegung entlang des grünen Pfeils, der „Dämpfung“, skaliert den Anteil des Oberflächenabflusses. Wie oben in Abbildung 7 zu sehen ist, bleibt dabei die Bilanz gleich.

Der gleiche Abbildungstyp lässt sich auch für die anderen Abflusskomponenten erstellen und es zeigt sich auch dort, dass „Bilanz“ und „Dämpfung“ das gewünschte Verhalten zeigen.

In Abbildung 9 werden die Kennfelder der einzelnen Prozessgruppen gegenübergestellt. Das Kennfeld der SOF-Flächen in Teil a) liegt bei der Darstellungsweise am weitesten unten (β ist klein) und rechts (b ist groß). Das Kennfeld der SSF-Flächen liegt ungefähr in der Mitte hinsichtlich β , aber weiter hinten (r_{dmax} größer). Das Kennfeld der DP-Flächen liegt am weitesten oben (β ist groß), links (kleines b) und vorne (kleines rd_{max}). Insgesamt sind also Kennfelder ermittelt worden, die auch unserem Verständnis der Parameter entsprechen.

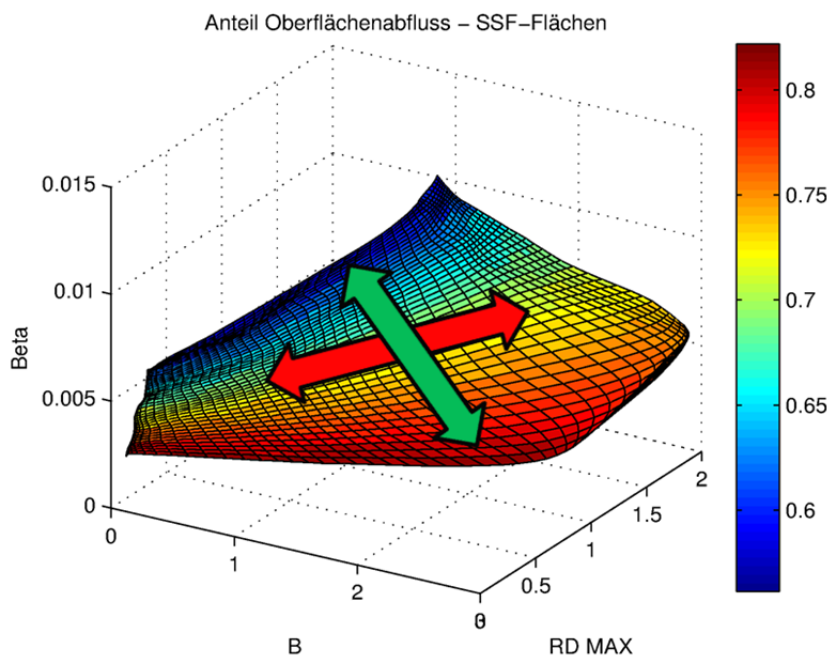


Abb. 8: Parameterkennfeld für SSF-Flächen mit resultierendem Oberflächenabflussanteil. Eine Bewegung entlang des roten Pfeils entspricht einer Veränderung der „Bilanz“; eine Bewegung entlang des grünen Pfeils entspricht einer Veränderung der „Dämpfung“

Abschließend sei noch auf zwei Aspekte hingewiesen: Zum einen sind die Kennfelder am Rand relativ wellig. Das liegt daran, dass hier der Rand des beprobten Parameterraums erreicht wurde und die zufällig am nächsten liegenden Samples gewählt wurden. Diese liegen aber nicht zwangsweise auf der Grenze des beprobten Raums, sondern in mehr oder weniger großem Abstand (bei einer unendlich großen Anzahl von Samples wären die Wellen also nicht vorhanden). In der Praxis hat dies jedoch keine Auswirkung, da der in der Mitte der Kennfelder liegende Bereich für eine Anpassung an ein neues Gebiet vollkommen ausreicht. Zum Anderen wurden diese Kennfelder empirisch ermittelt: Es wurden konkrete Eingangsdaten in einem konkreten Einzugsgebiet verwendet, um die Abflusskomponentenanteile zu berechnen. Ändert sich beispielsweise nur die Temperatur, so resultieren andere Bilanzen.

Ändern sich die Bodeneigenschaften – Luft- und Feldkapazität –, so ändert sich bei gleichen Eingangsdaten ebenfalls die Bilanz. Relativ zueinander resultieren die Kennfelder aber immer in Mustern, die auf SOF-Flächen mehr Oberflächenabfluss, auf SSF-Flächen mehr Interflow und auf DP-Flächen mehr Perkolation produzieren. Aus diesem Grund wurde darauf verzichtet, absolute Werte für die Skalen von „Bilanz“ und „Dämpfung“ zu verwenden, da diese Werte eben nur mit den gleichen Eingangsdaten und gleichen Bodenparametern erreicht werden. Für die Skala der „Bilanz“ und der „Dämpfung“ wurden folglich fiktive Wertebereiche festgelegt, die nicht eine tatsächliche Bilanz suggerieren, welche bei der Simulation dann nicht erreicht wird.

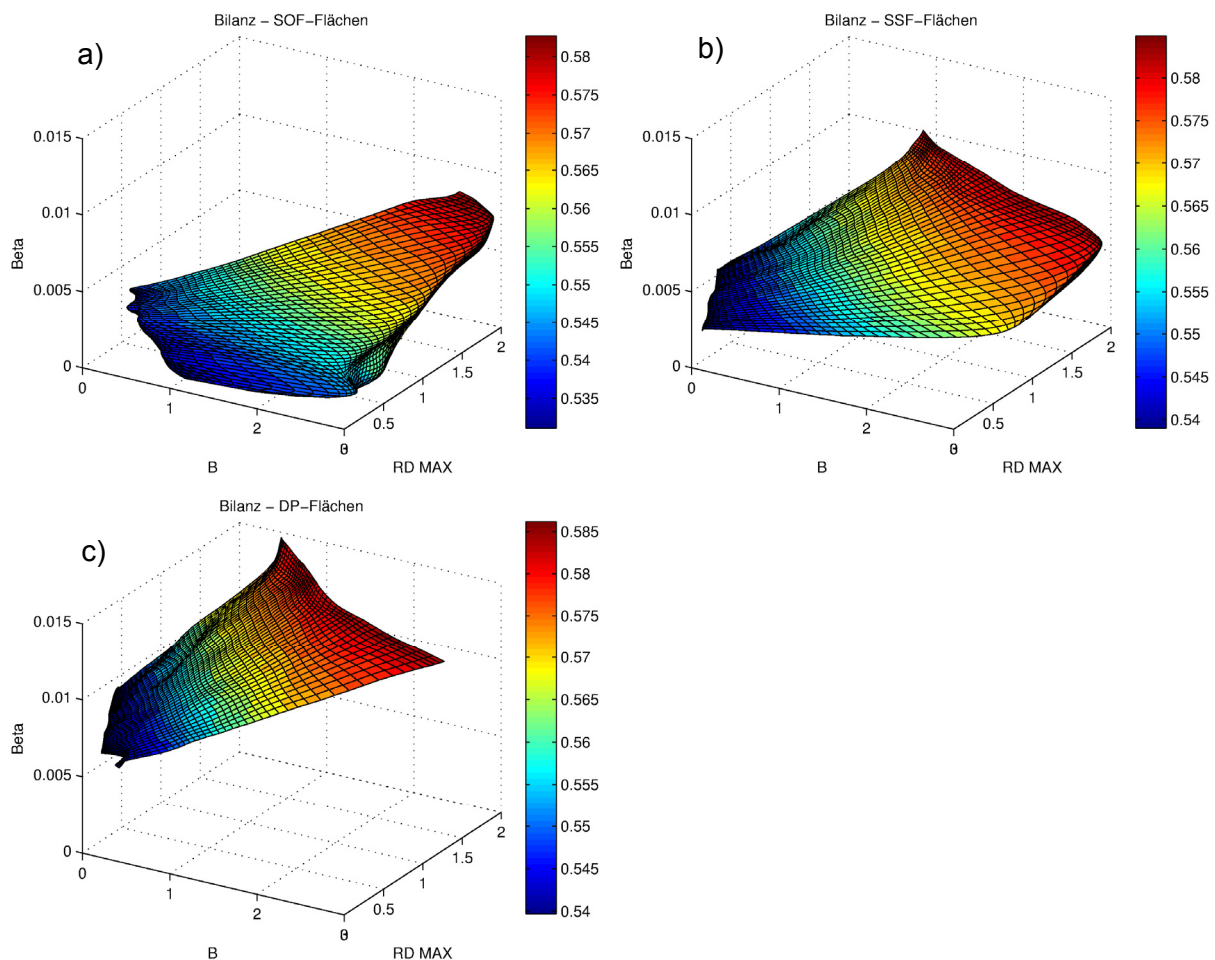


Abb. 9: Kennfelder im Vergleich: a) SOF-Flächen, b) SSF-Flächen, c) DP-Flächen

5.3 Abflusskonzentration

Wie in Kapitel 2 beschrieben, münden die Oberflächenabflüsse aller Kompartimente in zwei gemeinsamen Gebietsspeichern für den schnellen und den langsamen Direktabfluss. Dies hat bei der inhomogenen Parametrisierung den Nachteil, dass bei relativ leeren Direktabflussspeichern die Oberflächenabflüsse von den sofort oder rasch reagierenden Prozessflächen im Gebietsspeicher stark gedämpft werden, also nicht sofort oder rasch zu Abfluss werden. Ein Teil des Effekts der inhomogenen Parametrisierung wird hier also zunichtege-

macht. Aus diesem Grund wurden zwei unterschiedliche Ansätze implementiert, die im Folgenden beschrieben werden.

Im ersten Ansatz gibt es fünf Gebietsspeicher für den Oberflächenabfluss: in den ersten münden alle Oberflächenabflüsse der SOF1-Kompartimente, in den zweiten alle Oberflächenabflüsse der SOF2- und SSF1-Kompartimente, in den dritten alle Oberflächenabflüsse der SSF2-Kompartimente, in den vierten alle Oberflächenabflüsse der SOF3- und SSF3-Kompartimente, in den letzten alle Oberflächenabflüsse der DP- und DP=-Kompartimente. Um zu evaluieren, ob der stark nicht lineare Einfluss des Schwellwertes A2 im ersten Ansatz fehlt, wurde ein zweiter Ansatz implementiert. Dieser folgt vollständig dem ersten Ansatz, allerdings gibt es hier für jede der fünf Prozessgruppen zwei Oberflächenabflussspeicher und für jede der fünf Gruppen erfolgt die Aufteilung anhand des Schwellwertes A2. Es gibt also im Ganzen 10 Oberflächenabflussspeicher.

6. Ergebnisse

Bisher wurde lediglich für das Einzugsgebiet Kronweiler eine ausgiebige Kalibrierung vorgenommen. Dabei wurden als Hilfsmittel für den Einsatz der „Bilanz“ und „Dämpfung“ die simulierten und die gemessene Abflussdauerlinie miteinander verglichen und zur objektiven Bewertung Signature Indices berechnet, die einzelne Aspekte der Abflussdauerlinien miteinander vergleichen (YILMAZ et al. 2008). Die „Bilanz“ bewirkt im Wesentlichen eine Verschiebung der simulierten Abflussdauerlinie nach oben oder unten, die „Dämpfung“ bewirkt im Wesentlichen eine „Rotation“ um den Mittelwert, also eine Veränderung der Steigung (YILMAZ et al. 2008, Seite 18, Abbildung 5). Mithilfe der Signature Indices und der beiden neuen Parameter „Bilanz“ und „Dämpfung“ konnte so in wenigen Kalibrierungsschritten eine Güte erreicht werden, die der homogenen Kalibrierung entspricht. Es konnte jedoch allein mit diesen beiden Parametern keine Kombination gefunden werden, die alle Signature Indices minimiert: Das Resultat bleibt ein Kompromiss zwischen unterschiedlichen Zielsetzungen, etwa Abbildung der Spitzen oder möglichst genaue Bilanz.

Eine deutliche Verbesserung konnte bei der Prozessabbildung erreicht werden, wie in den Abbildungen 8 und 9 ersichtlich ist. Hier wird der Oberflächenabfluss des Bodenmoduls zweier Kompartimente gegenübergestellt: in Rot ein Kompartiment, das eine Industriefläche repräsentiert und für das der Prozess SOF1 ausgewiesen wurde; in Grün ein Kompartiment, das einen Laubwald repräsentiert und für das der Prozess DP ausgewiesen wurde. In Abbildung 8 ist das Resultat bei einer homogenen Parametrisierung zu sehen, in Abbildung 9 das Resultat bei einer inhomogenen Parametrisierung.

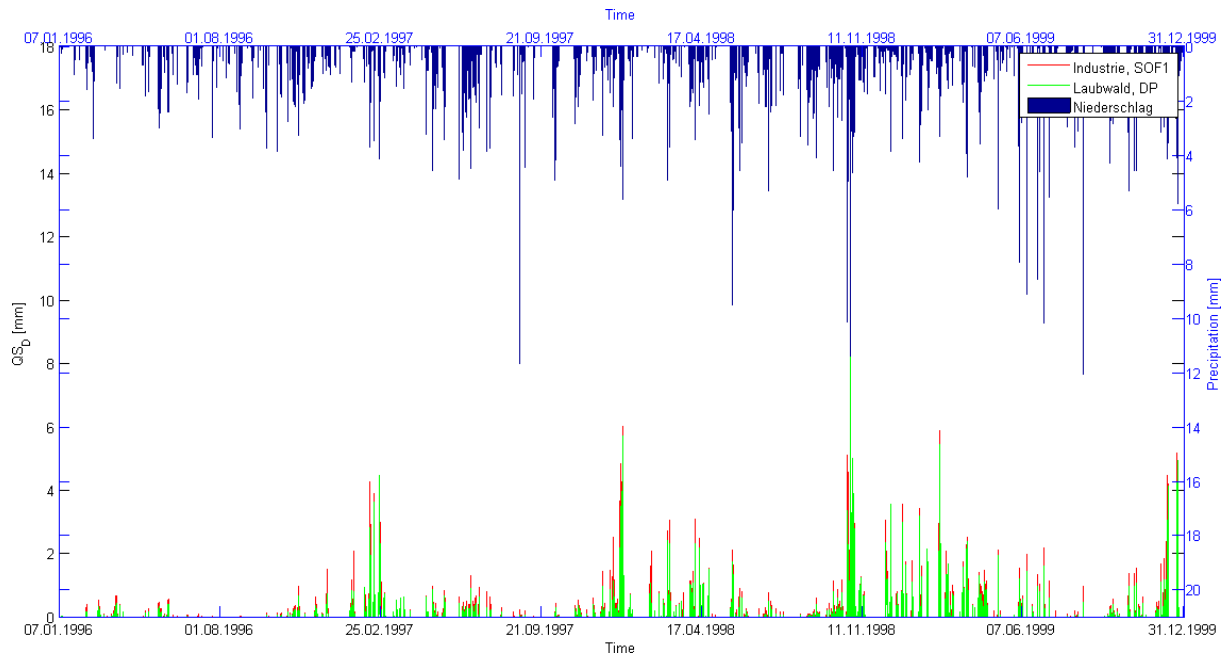


Abb. 8: Direktabfluss aus dem Bodenmodul auf zwei Kompartimenten bei homogener Parametrisierung

In Abbildung 8 fällt auf, dass beide Kompartimente unabhängig vom Niederschlag ähnliche Muster produzieren. Die Höhen der Oberflächenabflüsse unterscheiden sich nur minimal, was durch die leicht unterschiedlichen Luft- und Feldkapazitäten der beiden Kompartimente zu erklären ist. Offensichtlich ist, dass ein so häufiger Oberflächenabfluss für einen Laubwald eher als unrealistisch einzustufen ist.

In Abbildung 9 hingegen unterscheidet sich das Verhalten der beiden Kompartimente hingegen signifikant. Im Laubwaldkompartiment gibt es wesentlich seltener und nur bei größeren Mengen Niederschlag Oberflächenabfluss. Also ein Verhalten, das eher zu dem Prozessverständnis passt.

Weiterhin konnte durch den Einsatz der „Bilanz“ in den bisher betrachteten Gebieten auf den Einsatz des KG-Faktors verzichtet werden, der den Niederschlag pauschal skaliert, um systematische Abweichungen zwischen dem interpolierten Niederschlag und dem vermuteten tatsächlichen Niederschlag zu kompensieren. Aus unserer Sicht ist nicht für jedes Gebiet, in dem der KG-Faktor zuvor eingesetzt wurde, entscheidbar, ob die Abweichung tatsächlich durch systematische Fehler in der Niederschlagsinterpolation entsteht oder durch eine falsche Wahl der Parameter im Bodenmodul, die ebenfalls eine deutliche Skalierung der Bilanz erlauben.

Weniger zufriedenstellend erscheint die Abbildung der Abflusskonzentration. In der ursprünglichen Modellvariante mit vier Gebietsspeichern sind einige Ereignisse identifizierbar, bei denen der Oberflächenabfluss der sofort und rasch reagierenden Prozessflächen im Gebietsspeicher verzögert wird. Bei der ersten in Kapitel 5.3 beschriebenen Variante fehlt das Schwellwertverhalten, das sich durch den Parameter A2 ergibt. Mit der zweiten beschriebenen Variante konnte insgesamt das beste Ergebnis erzielt werden, allerdings zum Preis des deutlich gestiegenen Parametrisierungsaufwandes für die insgesamt 12 Gebietsspeicher. Es wurde versucht, universelle Faktoren zu finden, um die Speicherkoeffizienten für die Oberflä-

chenspeicher aus den zwei ursprünglichen Parametern EQD und EQD2 abzuleiten, dies ist aber bisher nicht gelungen.

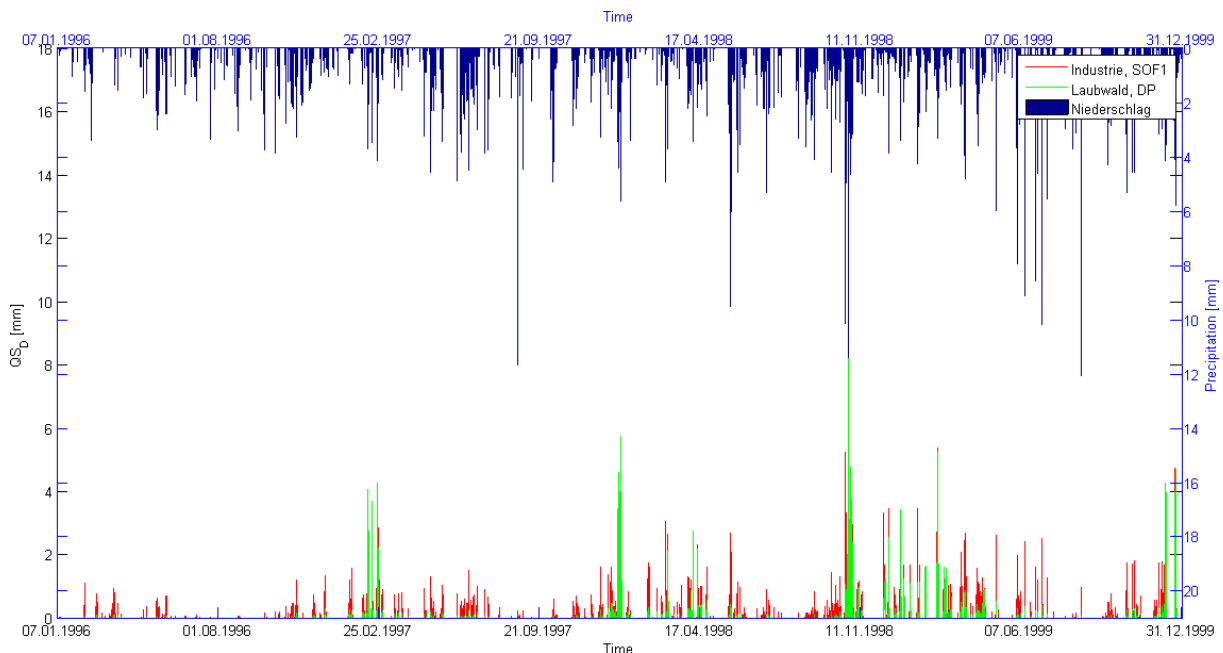


Abb. 9: Direktabfluss aus dem Bodenmodul auf zwei Kompartimenten bei inhomogener Parametrisierung

Zusammenfassend wurde bezüglich des Bodenmoduls das Ziel erreicht, die Kalibrierung des Modells durch Nutzung der Bodenhydrologischen Karte zu vereinfachen und zu objektivieren. Durch Nutzung der „Bilanz“ und „Dämpfung“ ist in wenigen Schritten eine Kalibrierung möglich und das resultierende Modell zeigt Reaktionsmuster im Sinne der Bodenhydrologischen Karte, repräsentiert die Prozessheterogenität im Einzugsgebiet also genauer. Bezüglich der Gebietsspeicher konnte kein Ergebnis erzielt werden, das die Kalibrierung vereinfacht.

7. Ausblick

Die bisherigen Ergebnisse legen für die weitere Vorgehensweise verschiedene Schritte nahe:

- Die Methode muss in weiteren Gebieten angewendet und dabei auf ihre Stärken und Schwächen geprüft werden.
- Die Methode hat zudem klare Grenzen, die auch aus den Modellannahmen resultieren. Es erscheint sinnvoll, die Methode auf den bereits in LARSIM existierenden Infiltrationsansatz auszuweiten, der ein breiteres Verhaltensspektrum beim Oberflächenabfluss zeigt und eine bessere Abbildung der Prozesse im hydrologischen Sinn erlaubt.
- Es besteht die Möglichkeit, den Ansatz mittels fernerkundlicher Daten, aus denen die Bodenfeuchte / die Verdunstung geschätzt werden kann, zu evaluieren, da sich die

Bodenfeuchteverläufe und damit auch die Verdunstungsverläufe bei homogener und inhomogener Parametrisierung unterscheiden.

Literatur

- ELPERS, C., J. HOHENRAINER, B. GROSSKINSKY, S. VOLLMER & K.-G. RICHTER (2008): Aufstellung von Wasserhaushaltsmodellen für die Landesfläche von Rheinland-Pfalz und für das Moselgebiet. – Bericht von Dr.-Ing. Karl Ludwig, Beratender Ingenieur, Karlsruhe, im Auftrag des LUWG Mainz (unveröffentlicht).
- LUDWIG, K. & M. BREMICKER (2006): The Water Balance Model LARSIM – Design, Content and Applications. – Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 22, Institut für Hydrologie der Universität Freiburg.
- SCHERRER, S. (2006): Bestimmungsschlüssel zur Identifikation von hochwasserrelevanten Flächen. – LUWG-Bericht 18/2006, Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz.
- STEINRÜCKEN, U. & T. BEHRENS (2010): Bodenhydrologische Karte. – LUWG-Bericht 6/2010, Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz
- WAGNER, A. & K. GERLINGER (2009): Anwendung des Programms InterMet zur Interpolation von WETTREG-Daten in Monats- und Tageszeitschritten im Rahmen des KlimLandRP-Projekts. - Bericht der Hydron Ingenieurgesellschaft für Umwelt und Wasserwirtschaft mbH Haid-und-Neu-Straße 7, D-76131 Karlsruhe, im Auftrag der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft Rheinland-Pfalz (unveröffentlicht).
- YILMAZ, K. K., H. V. GUPTA & T. WAGENER (2008): A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model. – Water Resources Research, Vol. 44.

Verbesserungspotentiale bei der prozessorientierten Ereignismodellierung

Simulation hydrologischer Systeme - Wie nah kommen wir der Realität?

Bernhard Kohl, Leopold Stepanek, Herbert Pirkel, Robert Kirnbauer, Vera Meyer, Gerhard Markart

Zusammenfassung

Bei der prozessorientierten Ereignismodellierung bestehen Verbesserungspotentiale. Neueste Auswertungen konvektiver Niederschläge aus Radardaten geben Einblicke in die räumliche und zeitliche Variabilität und erlauben eine der Realität nähere Betrachtung ihrer Auftretenswahrscheinlichkeit. Weiterführende Auswertungen von Starkregenexperimenten erleichtern die Parametrisierbarkeit von Oberflächenabflussprozessen. Hydrogeologische Studien verbessern das Verständnis über die Genese und den Ablauf von Zwischenabflussprozessen. Die Umsetzung solcher Verbesserungspotentiale hilft bei der Simulation hydrologischer Systeme der Realität einen Schritt näher zu kommen.

1. Einleitung

In unbeobachteten Einzugsgebieten bietet sich die Ereignismodellierung auf Basis der Rationalformel als eine Möglichkeit an, Bemessungshochwasserspitzen und -frachten zu ermitteln. Die ermittelte Abflussspitze Q als Produkt aus Fläche A , Abflussbeiwert Ψ und Niederschlagsintensität i_N (einer zu ermittelnden Dauerstufe und vorgegebener Eintrittswahrscheinlichkeit) wird als praktikabler Bemessungswert anerkannt. Jedoch bestehen in mancher Hinsicht erhebliche Defizite, so scheitern oft Versuche, bei einigermaßen bekannter Niederschlagshöhe die aus Ereignisdokumentationen gewonnene Größenordnung für Abflussspitzen zu rekonstruieren.

Es stellt sich die Frage ob wir die zeitliche und räumliche Verteilung der Regenintensität i_N solcher nachzubildender Ereignisse hinreichend genau kennen und ob wir unser Wissen modelltechnisch ausreichend umsetzen können? Noch größere Defizite bestehen zwischen den Anforderungen und Vorgaben von zu erwartenden Extremniederschlägen als Input in hydrologische Berechnungen. Solche Niederschlagsdatensätze haben den Charakter eines Bemessungsvorschlages, der innerhalb einer möglichen Bandbreite liegt (WEILGUNI 2013).

Ein weiteres Defizit könnte sein, dass wir in der Formel $Q = A \cdot \Psi \cdot i_N$ zu wenig über den Abflussbeiwert Ψ wissen? Die Parametrisierung der Abflussbildung mit Literaturwerten führt zu teils sehr unrealistischen Ergebnissen (GEMS et al. 2011). So zeigt z.B. das SCS-CN Kurvennummern Verfahren für Österreich große Defizite (MERZ 2006).

Weiters müssen wir uns fragen, ob wir dem versickernden Niederschlagsanteil $((1-\Psi) \cdot i_N)$ zu wenig Augenmerk schenken? Schnell infiltrierender Niederschlag kann insbesondere während Dauerregen bedeutend zur Hochwasserwelle beitragen (JOHST 2011).

An allen drei Ebenen (Niederschlagsdaten, Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss) bestehen Verbesserungspotentiale bei der prozessorientierten Ereignismodellierung.

2. Verbesserungspotential Niederschlagsdaten

Als grundlegender Parameter in der Niederschlags- Abflussmodellierung ist definitionsgemäß der Niederschlag anzusehen. Bei der Ermittlung von Bemessungsabflüssen in unbeobachteten Einzugsgebieten hat sich das bereits von ZELLER (1974) vorgeschlagene Verfahren, Bemessungsabflussspitzen aus Blockniederschlägen abzuleiten, als praktikables Instrument erwiesen (STEPANEK et al. 2002). Die damit vorgenommene pragmatische Vereinfachung der Realität, also der tatsächlich in der Natur stattfindenden Prozesse (flächig und zeitlich zufällig verteilte Niederschläge), erleichtert den Modellierungsweg. Sie erschwert aber die Nachbildung von dokumentierten Hochwasserereignissen aus gemessenen Niederschlags- und Pegeldaten und behindert damit die Möglichkeit, die Modellvorstellung als solches zu plausibilisieren. In der Aufarbeitung des Hochwasserereignisses im Tiroler Paznauntal 2005 (KOHL et al. 2008) konnte gezeigt werden, dass bei plausibler Parametrisierung eines Ereignismodells unter Verwendung flächig und zeitlich aufgelöster Niederschlagsdaten Ergebnisse erzielt werden können, die sehr nahe an den veröffentlichten Pegeldaten liegen. Unter solchen Voraussetzungen steigt auch das Vertrauen in die Realitätsnähe der kalkulierten Abflüsse der unbeobachteten Teilgebiete.

Die mit der Verwendung von Blockniederschlägen in der Modellierung einhergehende Überschätzung der Abflusskennwerte nimmt offensichtlich mit der Flächenausdehnung des Einzugsgebietes zu. Dementsprechend hat sich die Verwendung von Flächenabminderungsfunktionen etabliert. Neueste Auswertungen konvektiver Niederschläge aus Radardaten (MEYER & SCHAFFHAUSER 2012) zeigen jedoch, dass kleine Gewitterzellen kleine Zentren mit hoher Intensität haben und große Gewitterzellen große Zentren mit ebenso hoher Intensität. Die Form der Abminderungsfunktion scheint entgegen bisheriger Annahmen unabhängig von der Zellgröße zu sein.

Eine starke Abhängigkeit konnte hingegen zwischen der Lebensdauer und der Flächenausdehnung der Zelle gefunden werden. In vier ausgewerteten Gewittersaisons (2008-2011) im Raum Tirol hatten über 90 % der beobachteten Gewitterzellen kürzere Lebensdauern als 2 Stunden und damit auch eine relativ kleine überregnete Fläche. Diese Ergebnisse stehen in einem gewissen Widerspruch zu den allgemein verwendeten Bemessungsniederschlägen, deren Dauerstufen über die Dauerstufen ausgeglichen werden. Dieser Dauerstufenausgleich wird durchgeführt, damit die Niederschlagswerte mit zunehmender Dauerstufe und/oder Jährlichkeit größer werden (WEILGUNI 2009) und die Datenreihen keine Sprünge enthalten. Unterschiede in der Auftretenswahrscheinlichkeit zwischen konvektiven und advektiven Niederschlägen werden möglicherweise damit aber auch ausgeglichen.

Die Frage, wie nahe wir der Realität kommen, darf sich somit nicht auf die Modellvorstellungen und Modellergebnisse beschränken, sondern muss auch die verwendeten Eingangsdaten einbeziehen.

3. Verbesserungspotential Oberflächenabflussbeiwerte

Für alpine Boden-Vegetationseinheiten wurde in den vergangenen Jahrzehnten großes Augenmerk auf die Eingrenzung des oberflächlich abfließenden Niederschlagsanteils (Effektivregen = $\Psi \cdot i_N$) gelegt. Mit der „Provisorischen Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflussbeiwertes bei konvektiven Starkregen (Version 1.0)“ von MARKART et al. (2004) hatten diese Arbeiten einen praktikablen Standard erreicht. Diese 2004 erschienene Anleitung basiert auf einer Auswertung von ca. 700 Starkregensimulationen ($i_N = 100 \text{ mm h}^{-1}$; $d = 1 \text{ h}$) aus dem gesamten Ostalpenraum und beschreibt Vorgangsweisen zur Abschätzung von Oberflächenabflussbeiwerten und Rauigkeitskoeffizienten als Inputgrößen für konzeptive N-A-Modelle zur Berechnung von Abflussspitze und Abflussfracht in alpinen Einzugsgebieten. Dabei stellt der Oberflächenabflussbeiwert einen für unterschiedliche hydrologische Reaktionseinheiten vergleichbaren Standortparameter unter definierten Randbedingungen dar. Dieser Abflussbeiwert beschreibt also das Verhältnis zwischen Niederschlag und Abfluss in Abflusskonstanz für definierte einstündige Starkregenereignisse mit einer extremen Intensität von $i_N = 100 \text{ mm h}^{-1}$, unabhängig von der Vorfeuchte. Im letzten Dezennium wurden die Starkregensimulationen gezielt weitergeführt und neue Erkenntnisse zum Abflussverhalten erarbeitet. Diese Informationen und einige Anregungen von Anwendern in der Praxis fließen in die Version 2.0 der „Provisorischen Geländeanleitung“ ein. Ein erster Entwurf dazu wurde von MARKART et al. (2011) im Zuge des Interreg SEE-Projektes CC-WaterS (Climate Change – Impact on Water Supply) vorgestellt. Dabei wurde der allgemeine Teil mit weiteren Informationen und Bildern zu Abflussindikatoren erweitert. Auf Wunsch vieler Praktiker wurde auch eine kurze Anleitung zur Vorausscheidung von hydrologischen Vegetations- bzw. Landbedeckungseinheiten am Orthophoto bzw. GIS aufgenommen (siehe HEMUND et al. 2011). Da auch für einfache N/A-Modelle immer häufiger eine universelle Anwendbarkeit erwartet wird, wurde eine Funktion zur Abschätzung von Oberflächenabflussbeiwerten für Niederschläge unterschiedlicher Intensität Ψ_N aus den Regensimulationen abgeleitet. Neben der Variation der Intensitäten kurzer Regendauer ($30 < i_N < 120 \text{ mm h}^{-1}$; $d = 1 \text{ h}$; $A = 75 \text{ m}^2$) wurden zudem experimentell Dauerregen mit Niederschlagsintensitäten kleiner 12 mm h^{-1} auf große Flächen aufgebracht ($d > 10 \text{ h}$; $A = 400 \text{ m}^2$).

Auf Grundlage dieser Stark- und Dauerregensimulationen ergeben sich die in Gleichung 1 und Abbildung 1 dargestellten Zusammenhänge zwischen der Niederschlagsintensität und dem Abflussbeiwert bei Abflusskonstanz. Ausgehend von einem beurteilten oder gemessenen Abflussbeiwert eines Standorts bei einer normierten Intensität von 100 mm h^{-1} lässt sich somit der Oberflächenabfluss für unterschiedlich starke Niederschläge ableiten. Ähnliche Zusammenhänge finden sich z.B. bei ILLGEN (2009).

$$\Psi_N = (0,3 \cdot \Psi_{100}^2 + 0,7 \cdot \Psi_{100}) \cdot (1 - \exp(-0,03 \cdot \exp((0,1 \cdot \exp(3,3 \cdot \Psi_{100})) i_N^{(-0,7 \cdot \Psi_{100} + 1)))) + (-0,0035 \cdot \Psi_{100} + 0,0035) \cdot i_N \quad (1)$$

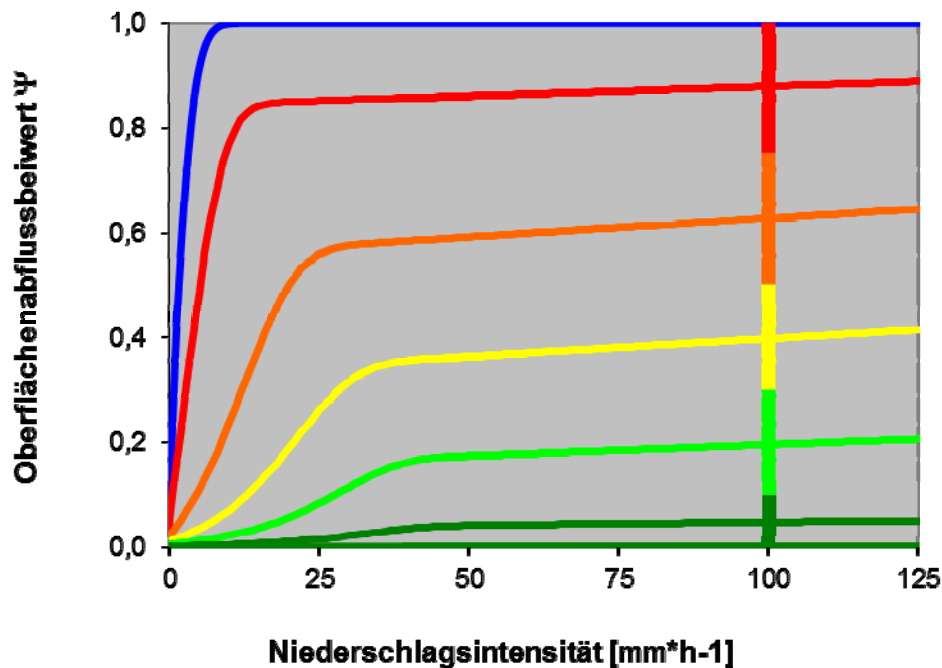


Abb. 1: Zusammenhang zwischen der Niederschlagsintensität und dem Oberflächenabflussbeiwert bei Abflusskonstanz für verschiedene Abflussklassen.

4. Verbesserungspotential Zwischenabfluss

Mit zunehmender Niederschlagsdauer und abnehmender Regenintensität nimmt der Anteil von oberflächennahem Zwischenabfluss und Return Flow am Gebietsabfluss zu (JOHST 2011). Hydrogeologische Detailstudien (z.B. PIRKL et al. 2006) zeigen, dass sich diese unterirdische Abflusskomponente (Zwischenabfluss = $1 - \psi \cdot i_N$) sehr unterschiedlich verhalten kann. In den letzten Jahren sind eine Reihe von Untersuchungen zur Verbesserung des Verständnisses über die Genese und den Ablauf von Zwischenabflussprozessen im Boden und im oberflächennahen geologischen Substrat erfolgt (z.B. SCHERRER 1997, KIENZLER 2007, KIENZLER & NAEF 2008, LAULE 2007, TROMP VAN MEERVELD & WEILER 2008). Zentrale Frage dabei ist auch die Integration dieser Abflussprozesse in hydrologische Modelle unter Verwendung prozessnaher Algorithmen. Derartige Studien erben zudem noch das Problem der limitierten und unklaren Transferierbarkeit von der Plotskala auf größere Maßstabebenen (CERDAN et al 2004).

In Österreich laufen derzeit Untersuchungen zur Beschreibung von Abflussprozessen im Untergrund auf zwei Ebenen, qualitativ und quantitativ:

a) PIRKL et al. (2000) begannen mit der Entwicklung einer Methodik um aus hydrogeologischen, geomorphologischen, vegetations- und bodenkundlichen sowie weiteren Grundlagen qualitativ Abflussprofiltypen in Einzugsgebieten abzuleiten. Die entwickelte Vorgangsweise ist ökonomisch, konsequent prozessorientiert und kann auf mehreren Maßstabebenen (regional, lokal) kompatibel angewandt werden. Auf regionaler Ebene ($\geq 1:20.000$) erfolgt die Ableitung primär durch Verschneidung und Attributierung

verschiedener Kartengrundlagen (hydrogeologisch-geomorphologische Karten, Landbedeckung, hydrologisch-relevante Vegetationseinheiten, Abflussbeiwertkarten, Ergebnisse aerogeophysikalischer Analysen, ...). Auf der mittleren Maßstabebene (1:10.000) und der Detailebene ($\leq 1:5.000$) fließen zusätzlich Informationen über lokale Situationen (z.B. bodenphysikalische Kennwerte, Art- und Intensität der Nutzung, hydrogeologische Messungen, Ergebnisse von Beregnungsversuchen, geoelektrische Messungen u.a.) in die Bewertung mit ein. Diese Methodik wurden in den letzten Jahren sukzessive weiterentwickelt (Abbildung 2)

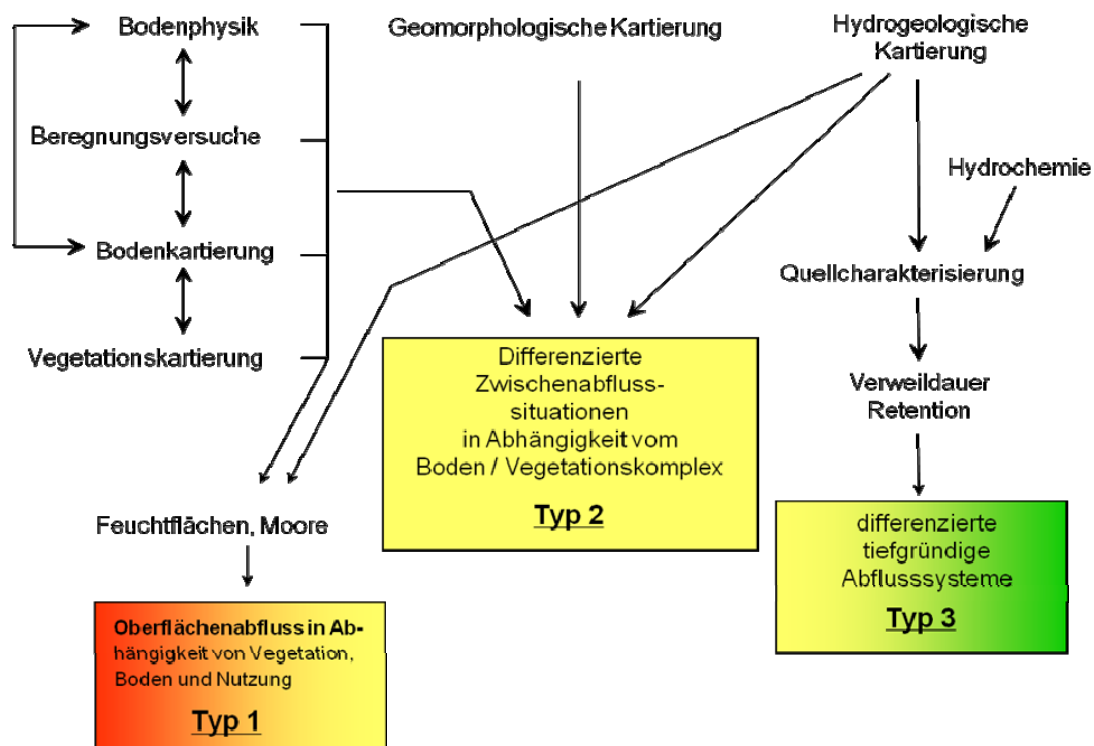


Abb. 2: Ableitung von Abflussprofiltypen nach PIRKL et al. (2000).

b) Aufgrund der Tatsache, dass es für viele hydrologische Modelle derzeit nur bedingt möglich ist, den Zwischenabfluss prozessnah zu parametrisieren hat das BFW gemeinsam mit der Geologischen Bundesanstalt (GBA) ein von der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (ÖAW) gefördertes Projekt gestartet, um Bandbreiten des oberflächennahen Zwischenabflusses (bis ca. 10 m Tiefe) für typische Substrate der Österreichischen Ostalpen zu quantifizieren. In diesem Projekt „Shallow Interflow“ kommt ein Set verschiedener Methoden zum Einsatz:

- Stark- und Dauerregensimulation mit punktueller bzw. kleinflächiger Tracer-Zugabe.
- Messungen der Änderung der Bodenfeuchte über TDR und Geoelektrik zur Dokumentation der Sickerung bzw. des Tracer-Durchganges.
- Messung weiterer Geoelektrik-Profile zur Charakterisierung der Untergrundsituation.

- Flächige und punktuelle Tracer-Einspeisung mit Messung von Temperatur- und Leitfähigkeitsänderungen am Vorfluter bzw. Detektion des Tracers über Geoelektrik.

Der Einfluss der Topografie des Subanstehenden bzw. allfälliger dichter Bodenschichten auf den Zwischenabfluss wurde in experimentellen Untersuchungen schon wiederholt dokumentiert. So z.B. von KOFALK (1998) bei Untersuchungen auf Grundmoränenstandorten in Brandenburg bzw. von CURWEN-MCADAMS et al. (2008) im Oregon Cascade Range in zwei unterschiedlichen geologischen Fließregimen.

Über die geoelektrischen Messungen wird der Einfluss der Topografie des Untergrundes auf den Interflow ebenfalls deutlich ersichtlich. Häufig sammelt sich versickerndes Wasser auf dem anstehenden Gestein und füllt allfällige vorhandene Mulden oder Geländedepressionen auf. Erst nach Verfüllung dieser Bereiche ergibt sich eine zusammenhängende (annähernd gesättigte) Zone lateraler Wasserbewegung zum Vorfluter bzw. zum Gerinne (FREER et al 2002, WILPERT et al. 2007). Tabelle 1 und Abbildung 3 fassen die im Rahmen des ÖAW-Projektes „Shallow Interflow“ experimentell ermittelten Fließgeschwindigkeiten des raschen oberflächennahen Zwischenabflusses zusammen und stellen sie im Vergleich mit einigen Angaben aus Literaturrecherchen dar.

Tab. 1: Beispiele von Fließgeschwindigkeiten des raschen oberflächennahen Zwischenabflusses für europäische Testgebiete.

Autor (Jahr)	v (m/h)	Einzugsgebiet	Substrat
Heller (2012) Heller und Kleber (2012)	0,004-0,08	Mulda (D)	periglaziale Deckschichten
Chiffard (2006) Chiffard et al. (2008)	0,035	Bohläse (D)	periglaziale Deckschichten; Siltschiefer
Nachtnebel et al. (2005)	0,4	Weißer Sulm (A)	grusig verwitternde Plattengneise
Markart et al. (2013a)	0,3-0,75	Bromberg (A)	phyllitische Glimmerschiefer und Phyllite
Jost et al. (2003, 2012)	0,2-1,4	Kreisbach (A)	Pseudogley über Flysch (Sandstein, Mergel)
Markart et al. (2013a)	0,4-3,2	Mölsbach (A)	Quarzphyllit, blockreiche Schuttkegel
Tilch et al. (2006) Kirnbauer et al. (2009)	0,36-3,6	Löhnersbach (A)	Blockschutt (matrixgestützt)
Didszun (2004)	0,5-4	Rotherdbach (D)	Altenberger Quarzporphyr
Wienhöfer et al. (2009)	2,1-2,7	Ebnit (A)	Lehmböden
Laule (2007)	0,7-5	Zastlertal (D)	periglaziale Deckschichten
Laine-Kaulio (2008)	2-6	Kangaslampi (FIN)	postglaziale Moräne
Markart et al. (2013a)	4,2-9,5	Ebnit (A)	Lehmböden
Markart et al. (2013a)	2-25	Wattener Lizum (A)	Moräne; Karbonat-Hangschutt
Markart et al. (2013a)	17-62	Ruggbach (A)	obere Süßwassermolasse
Seeger (1990)	3,6-36 50-150	Nordschwarzwald (D)	Deckschichten, Boden Buntsandstein, Großklüfte

Markart et al. (2013a)	72-73	Längental (A)	Silikat-Blockschutt (Schuttfächer, Schwemmkegel)
Rappl et al. (2010), Strobel & Wetzel (2012)	25,5-130	Zugspitzplatt (D)	stark verkarsteter Wettersteinkalk

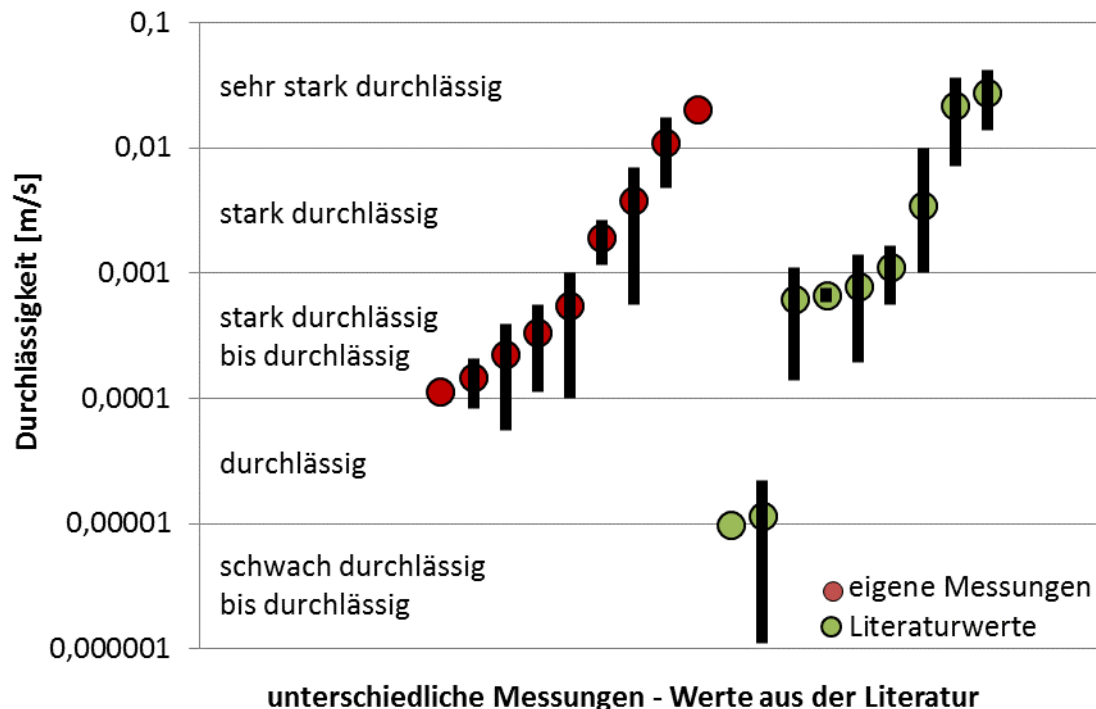


Abb. 3: Beispiele und Bandbreiten von Fließgeschwindigkeiten des raschen oberflächennahen Zwischenabflusses (Durchlässigkeit nach DIN 18130).

Angaben zu derartigen Abstands- bzw. Fließgeschwindigkeiten für Zentraleuropa und insbesondere den Alpenbogen sind rar. Aufgrund des hohen Bedarfes an verbesserten hydrogeologischen Informationen zu den Abflussverhältnissen im Untergrund hat PIRKL (2012) im Auftrag des Amtes der Tiroler Landeregierung (Abt. Wasserwirtschaft) und der Wildbach- und Lawinenverbauung, Sektion Tirol, zusammenführende Erhebungen zum Thema durchgeführt. Im Vergleich zwischen Simultanabflussmessungen an Quellen und Bachläufen mit den experimentell (z.B. über Beregnungen) direkt gemessenen Fließgeschwindigkeiten im Untergrund zeigt sich, dass letztere meist höhere Werte liefern. Auch die Geoelektrik scheint mehr auf den Matrixfluss zu fokussieren und rascheren Interflow über bevorzugte Fließwege nur bei größerem Umfang solcher rasch leitender Systeme wiedergeben zu können.

5. Diskussion und Schlussfolgerung

Für die ereignisbasierte N/A-Modellierung, deren Haupteinsatzgebiet die Abschätzung von Bemessungsabflüssen in unbeobachteten Einzugsgebieten ist, bestehen einige Verbesserungspotentiale. Diese Potentiale liegen vor allem in den Prozessbereichen Niederschlag, Oberflächenabfluss sowie bei Abflussprozessen im Untergrund. Neueste Auswertungen konvektiver Niederschläge aus Radardaten liefern neue Erkenntnisse über

die räumliche und zeitliche Variabilität möglicher Bemessungsregen. Über die Einbeziehung solcher Erkenntnisse über die Eingangsdaten (räumliche Abminderung, Zugbahnen, Lebensdauer konvektiver Zellen, ...) sollte es möglich sein, der Realität etwas näher zu kommen. Für die Abschätzung und Bewertung von Oberflächenabflüssen existiert seit 2004 eine Anleitung, die auf einer Vielzahl an Feldexperimenten fußt. Die aktuelle Überarbeitung (MARKART et al. 2013b) wird neben der Erweiterung der beschriebenen hydrologischen Reaktionseinheiten eine kurze Anleitung zur Vorausscheidung von hydrologischen Vegetations- bzw. Landbedeckungseinheiten enthalten. Zudem werden Anregungen von Anwendern aus der Praxis aufgenommen und neue Erkenntnisse beispielsweise zur Intensitätsabhängigkeit und zum Einfluss von Regenspauzen auf den Oberflächenabfluss eingearbeitet. Ebenfalls in Fertigstellung befindet sich ein Handbuch zur qualitativen und quantitativen Erfassung untergrundabhängiger Abflüsse in Wildbacheinzugsgebieten (PIRKL & SAUSGRUBER 2013). Dieses Handbuch verbindet langjährige Felderfahrung mit experimentellen Messungen der jüngsten Zeit. Über die Schnittstelle des Konzeptes der Abflussprofiltypen ist eine deutlich verbesserte qualitative und quantitative Erfassung sowohl oberflächlicher als auch untergrundabhängiger Abflüsse möglich. Unter Verwendung der beschriebenen Verbesserungspotentiale ist bei der prozessorientierten Ereignismodellierung ein großer Schritt in Richtung Prozess- und Realitätsnähe möglich, womit die Aussagekraft von N/A-Modellierungen in unbeobachteten Einzugsgebieten deutlich verbessert werden kann. Dies natürlich umso mehr, sofern die Möglichkeit besteht, sich zumindest größenordnungsmäßig an dokumentierte Ereignisse anzueichen (KOHL 2011).

Literatur

- CERDAN, O., Y. LE BISSONNAIS, G. GOVERS, V. LECOMTE, K. VAN OOST, A. COUTURIER, C. KING & N. DUBREUIL (2004): Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. *J. Hydrol.*, 299, 4-14.
- CURWEN-MCADAMS C., S. POTTER & J. WESTON (2008): Characterization of Subsurface Flows within a Headwater Catchment; Eco-Informatics Summer Institute (http://eco-informatics.engr.oregonstate.edu/EISI%202008/FINAL%20PAPER%20SUMMARY_WATER%20STORAGE.pdf)
- DIDSZUN, J. (2004): Experimentelle Untersuchungen zur Skalenabhängigkeit der Abflussbildung. Freiburger Schriften zur Hydrologie, Band 19.
- FREER, J., J.J. MCDONNELL, K.J. BEVEN, N.E. PETERS, D.A. BURNS, R.P. HOOPER, B. AULENBACH & C. KENDALL (2002): The role of bedrock topography on subsurface storm flow. *Water Resources Research*, Vol. 38, No. 12 1269.
- GEMS, B., J. SCHÖBER, S. ACHLEITNER, F. SCHÖBERL, R. KIRNBAUER, M. AUFLEGER & H. SCHÖNLAUB (2011): Zur Anwendung hydrologischer Modelle für die Bestimmung von Hochwasserabflüssen - Vergleich eines Unit Hydrograph Modells mit einem kontinuierlichen Wasserhaushaltsmodell. In: *Hydrologie und Wasserwirtschaft von der Theorie zur Praxis*. Tagungsband zum Tag der Hydrologie am 24./25. März 2011 an der TU Wien. S. 314.
- HEMUND, C., G. MARKART, B. KOHL, J. DOBMANN & R. WEINGARTNER (2011): Abschätzung von Oberflächenabflussbeiwerten bei konvektiven Starkregen – Evaluation der Geländeanleitung von Markart et al. (2004) für Schweizerische Einzugsgebiete. BFW-Dokumentation 12/2011.
- ILLGEN, M. (2009): Das Versickerungsverhalten durchlässig befestigter Siedlungsflächen und seine urbanhydrologische Quantifizierung. techn. Dissertation.; Kaiserslautern 2009, Selbstverlag, 371 S.

- JOHST, M. (2011): Experimentelle und modellgestützte Untersuchungen zur Hochwasserentstehung im Nordpfälzer Bergland unter Verwendung eines neuartigen Spatial-TDR-Bodenfeuchtemess-geräts. Dissertation an der Universität Trier.
- JOST, G., H. SCHUME, H. HAGER, G. MARKART & B. KOHL (2012): A hillslope scale comparison of tree species influence on soil moisture dynamics and runoff processes during intense rainfall. *J. Hydrol.*
- KIENZLER, P.M. (2007): Experimental study of subsurface stormflow formation - Combining tracer, hydrometric and geophysical techniques. Dissertation, ETH Zürich Nr. 17330.
- KIENZLER, P.M. & F. NAEF (2008): Subsurface storm flow formation at different hillslopes and implications for the „old water paradox“. *Hydrol. Processes*, 22, 1, 104-116.
- KIRNBAUER, R., P. HAAS, P. CHIFFLARD, N. TILCH, B. ZILLGENS, M. JOHST & R. STEIDL (2009): Hochwasserentstehung in der nördlichen Grauwackenzone. Beobachtung – Messung – Modellierung. *Wiener Mitteilungen*, 213: 232 S.
- KOFALK, S. (1998): Einfluss von Bodenvariabilität und Relief auf Wasserhaushalt und Stickstoffgehalte eines Grundmoränenstandorts. Dissertation, Fachbereich 7 - Umwelt und Gesellschaft - Technische Universität Berlin, Bodenökologie und Bodengenese, Heft 29.
- KOHL, B. (2011). Das Niederschlags-/Abflussmodell ZEMOKOST. Dissertation, Universität Innsbruck.
- KOHL, B., K. KLEBINDER, G. MARKART, F. PERZL, H. PIRKL, F. RIEDL & L. STEPANEK (2008): Analyse und Modellierung der Waldwirkung auf das Hochwasserereignis im Paznauntal vom August 2005. In: *Conference Proceedings - Internationales Symposium Interprävent 2008*, Dornbirn, (2), 505-516.
- LAINE-KAULIO, H. (2008): Subsurface flow in a forested till slope. Soil analysis, tracer experiments and physics-based modelling. Licentiate thesis. Helsinki University of Technology, Water Resources Laboratory, 100 S.
- LAULE, J. (2007): Experimentelle Untersuchungen zum Interflow in periglazialen Decksedimenten. Diplomarbeit, Universität Freiburg i. Br.
- MARKART, G., A. RÖMER, G. BIEBER, H. PIRKL, K. KLEBINDER, C. HÖRFARTER, A. AHL, A. ITA, B. JOCHUM, B. KOHL, G. MEISSL, K. MOTSCHKA, D. OTTOWITZ, I. SCHATTAUER, B. SOTIER, M. STRASSER, K. SUNTINGER & E. WINKLER (2013a): Abschätzung der Bandbreite von Fließgeschwindigkeiten des oberflächennahen Zwischenabflusses in alpinen Einzugsgebieten. Endbericht. Österr. Akademie der Wissenschaften, Kommission für Hydrologie, Wien.
- MARKART, G., B. KOHL, B. SOTIER, K. KLEBINDER, T. SCHAUER, G. BUNZA, H. PIRKL & R. STERN (2011): A Simple Code of Practice for the Assessment of Surface Runoff Coefficients for Alpine Soil-/Vegetation Units in Torrential Rain (Version 2.0). Report in the frame of the Interreg-SEE-Project CC-WaterS (WP7 - Water Supply Management Measures, Act 7.1).
- MARKART, G., B. KOHL, B. SOTIER, K. KLEBINDER, T. SCHAUER, G. BUNZA, H. PIRKL & R. STERN (2013b): Provisorische Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflusses auf alpinen Boden-/Vegetationseinheiten bei konvektiven Starkregen (Version 2.0). BFW Dokumentation, (in Fertigstellung).
- MARKART, G., B. KOHL, B. SOTIER, T. SCHAUER, G. BUNZA & R. STERN (2004): Provisorische Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflusses auf alpinen Boden-/Vegetationseinheiten bei konvektiven Starkregen (Version 1.0). BFW Dokumentation, Nr.3, 83.
- MERZ, R. (2009). Methoden zur Bestimmung des Bemessungshochwassers. *Wiener Mitteilungen*, Band 197, 179-194.
- MEYER, V. & A. SCHAFFHAUSER (2012): Systematische Untersuchungen von konvektiven Starkniederschlagsereignissen in Tirol. Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, Sektion Tirol, Unveröffentlichter Bericht, 29S.
- PIRKL, H. (2012): Untergrundabhängige Abflussprozesse / Kartierung und Quantifizierung für das Bundesland Tirol; Flächendeckende Aufnahme Osttirols. Projektbericht an das Amt der Tiroler

- Landesregierung , Abt. Wasserwirtschaft, und den Forsttechnischen Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, Sektion Tirol, Unveröffentlichter Bericht.
- PIRKL, H. & F. RIEDL (2006): Projekt HOPWAP (Hochwasser Paznaun 2005 – Wald-Abflusspotentiale) – Hydrogeologische Grundlagen für die Hochwassermodellierung Paznaun. Endbericht an den Forsttechnischen Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, Sektion Tirol, GZ. 75/41-2006. 63.
- PIRKL, H. & TH. SAUSGRUBER (2013): Handbuch zur qualitativen und quantitativen Erfassung untergrundabhängiger Abflüsse in Wildbacheinzugsgebieten. Forsttechnischer Dienst für Wildbach- und Lawinenverbauung, Sektion Tirol, (in Fertigstellung).
- PIRKL, H., G. MARKART & B. KOHL (2000): Von Fachkartierungen zu flächenhaften Prozessdarstellungen – Aggregierungsschritte als Weg. Internationales Symposium Interprävent, Villach, Juni 2000, Tagungspublikation, Band 3, 259 – 270.
- RAPPL A., K.-F. WETZEL, G. BÜTTNER & M. SCHOLZ (2010): Tracerhydrologische Untersuchungen am Partnach-Ursprung. Hydrologie und Wasserbewirtschaftung. 54 (4): 220-230.
- SCHERRER, S. (1997): Abflussbildung bei Starkniederschlägen. VAW-Mitteilungen, Nr. 147.
- SEEGER, T. (1990): Abfluss- und Stofffrachtseparation im Buntsandstein des Nordschwarzwaldes. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe C, Hydro-, Ingenieur- und Umweltgeologie, Nr. 6.
- STEPANEK, L., KOHL, B. & G. MARKART (2002): Erfahrungen in der praktischen Anwendung der Laufzeitmethode nach Zeller. Wildbach- und Lawinenverbau, Villach, 65(146): 121-135.
- STROBL G. & K.F. WETZEL (2012): Tracerhydrologische Untersuchungen im Zugspitzgebiet – Abgrenzung des Partnachgebietes im Osten. Umweltforschungsstation Schneefernerhaus (UFS), Wissenschaftliche Resultate 2011 / 2012, 31-32.
- TILCH, N., S. UHLENBROOK, D. DIDSZUN, J. WENNINGER, R. KIRNBAUER, B. ZILLGENS & C. LEIBUNDGUT (2006): Hydrologische Prozessforschung zur Hochwasserentstehung im Löhnersbach-Einzugsgebiet (Kitzbühler Alpen, Österreich). Hydrologie und Wasserbewirtschaftung, 50. Jg, Heft 2, April 2006, 67-78.
- TROMP-VAN MEERVELD, I. & M. WEILER (2008): Hillslope dynamics modeled with increasing complexity. J. Hydrol., 361, 24-40.
- WEILGUNI, V. (2009). Bemessungsniederschläge in Österreich. In: Hochwässer Bemessung, Risikoanalyse und Vorhersage. Wiener Mitteilungen, 216. Technische Universität Wien. S 71-85.
- WEILGUNI, V. (2013): eHyd- Fachkarte Bemessungsniederschlag. www.lebensministerium.at/.../eHyd2008/...Bemessungsniederschlag/ , S.6.
- WIENHÖFER, J., K. GERMER, F. LINDENMAIER, A. FÄRBER and E. ZEHE (2009): Applied tracers for the observation of subsurface stormflow at the hillslope scale. Hydrol. Earth Syst. Sci., 13, 1145–1161.
- WILPERT, K.V., J. NIEDERBERGER & H. PUHMANN (2007): Fallstudien zur Bewertung und Entwicklung forstbetrieblicher Optionen zur Sicherung der Wassergüte in bewaldeten Einzugsgebieten. Forschungsbericht FZKA/BWPLUS - FVA Baden-Württemberg, Abt. Boden und Umwelt.
- ZELLER, J. (1974): Starkniederschläge und ihr Einfluß auf Hochwasserereignisse, Bericht d. Eidg. Anstalt für das Forstliche Versuchswesen, Birmensdorf, Nr. 126.

Simulation von Auswirkungen potenzieller Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt unter Berücksichtigung unterschiedlicher Datengrundlagen

Ina Pohle, Hagen Koch, Anne Gädeke, Uwe Grünewald

Zusammenfassung

Das Einzugsgebiet der Lausitzer Neiße erstreckt sich über die Republik Tschechien, die Bundesrepublik Deutschland und die Republik Polen. Die für die Wasserhaushaltsmodellierung notwendigen Gebietsdaten in diesen Ländern standen den Autoren in sehr unterschiedlicher Qualität und Auflösung zur Verfügung. Insbesondere bezieht sich dies auf die Bodendaten – hier liegen im tschechischen und deutschen Gebietsteil neben europaweit verfügbaren Bodenkarten von EUSIS auch jeweils nationale Bodenkarten im Maßstab 1:1 000 000 vor. Das ökohydrologische Modell SWIM wurde unter Verwendung von drei Varianten der Bodenkarten kalibriert. Die langjährigen Monatsmittel der Wasserhaushaltskomponenten reale Verdunstung, Abfluss und Grundwasserneubildung der drei Varianten unterscheiden sich in der Referenzperiode 1961 - 1990 kaum. Die räumliche Verteilung der Wasserhaushaltskomponenten unterscheidet sich jedoch abhängig von der benutzten Datengrundlage. Um mögliche Folgen klimatischer Veränderungen auf den Wasserhaushalt und Unterschiede in den Varianten abzuschätzen, werden drei Szenarien des statistischen Regionalen Klimamodells STAR genutzt. Die Änderungen der Wasserhaushaltskomponenten sind deutlich, bei Betrachtung langjähriger Monatsmittel zeigen sich bezogen auf das Gesamtgebiet große Unterschiede zwischen den Szenarien, aber nur geringe Unterschiede zwischen den Varianten der Bodenkarten. Bei kleinräumiger Betrachtung dominieren jedoch die Unterschiede zwischen den Varianten der Bodenkarten.

1. Einleitung und Problemstellung

Der Wasserhaushalt der Flusseinzugsgebiete von Spree, Schwarzer Elster und Lausitzer Neiße ist aufgrund der Braunkohleförderung und der abrupten Stilllegung der Tagebaue Anfang der 1990er Jahre tiefgreifend gestört (GRÜNEWALD 2005). Die Region zählt zu den trockensten Regionen Deutschlands, die klimatische Wasserbilanz ist unter aktuellen Klimabedingungen negativ. Studien zu potenziellen Auswirkungen von Klimaveränderungen in der Region zeigen eine Verstärkung der negativen klimatischen Wasserbilanz und meist einen Rückgang der Abflüsse auf (GÄDEKE et al. 2012; GERSTENGARBE et al. 2003; HATTERMANN et al. 2008). Die Kalibrierung hydrologischer Modelle anhand gemessener Abflüsse ist aufgrund starker Einflüsse von Braunkohleförderung und Wasserbewirtschaftung in den Einzugsgebieten von Spree, Schwarzer Elster und Lausitzer Neiße nur eingeschränkt möglich. Der Ansatz ist daher, das Modell SWIM (Soil and Water Integrated Model, (KRYSANOVA et al. 1998; KRYSANOVA et al. 2000)) für ausgewählte Teileinzugsgebiete ohne Einfluss von Bergbau und Wasserbewirtschaftung zu kalibrieren und die Modellparameter zu regionalisieren. Eines dieser gewählten Gebiete ist das Einzugsgebiet der Lausitzer Neiße bis zum Pegel Zittau 1, welches im Wesentlichen über tschechische und deutsche - geringfügig über polnische - Gebietsanteile verfügt (Abbildung 1). In den drei Anrainerstaaten liegen die für die Wasserhaushaltsmodellierung notwendigen Daten, insbesondere Boden-

daten, in sehr unterschiedlicher Qualität und Auflösung vor. Für das Gesamtgebiet stehen den Autoren die europaweit verfügbaren Karten von EUSIS (EUROPEAN SOIL BUREAU 2001) zur Verfügung. Weiterhin liegen nationale deutsche (BGR 1998) und tschechische (CGS 2005) Bodenkarten im Maßstab 1:1 000 000 vor.

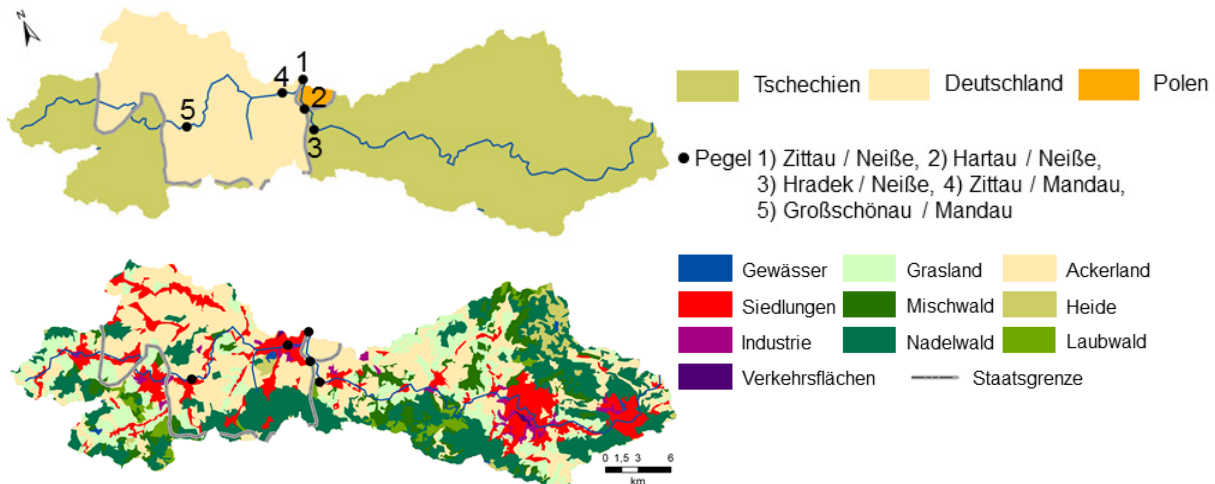


Abb. 1: Übersicht und Landnutzung des Untersuchungsgebiets

Böden integrieren den Einfluss von Geologie, Landnutzung und Klima und eignen sich daher zur Ausweisung hydrologisch ähnlicher Flächen (TETZLAFF et al. 2007). Dieser Ansatz bildet auch Grundlage der Systeme FLAB (PESCHKE et al. 1998) und HOST (BOORMANN et al. 1995). Böden sind in Abhängigkeit von ihrer Textur unterschiedlich anfällig für Klimaänderungen: BORMANN (2012) fand stärkste Anfälligkeiten bei Schluffböden und geringste Anfälligkeiten bei Tonböden. Aufgrund ihrer Bedeutung für die Abflussbildung sind Bodenprofile wesentliche Eingangsdaten der hydrologischen Modellierung mit SWIM. Da nur für die deutsche Bodenkarte entsprechende Bodenprofile als Leitprofile vorliegen, wurden diese Profile auf ähnliche Böden (nach Bodenart, Bodentyp und Lage) der anderen Bodenkarten übertragen. Der kleine polnische Gebietsteil wurde dabei entsprechend der ihn überlagernden Karte bzw. sich fortsetzender Muster parametrisiert. In dieser Studie werden drei Varianten der Bodenkarten genutzt (siehe Abbildung 2):

- I) Bodendaten aus EUSIS für das Gesamtgebiet 1:1 000 000,
- II) Bodendaten aus EUSIS für Tschechien und Polen sowie deutsche Bodenkarte 1:1 000 000,
- III) Tschechische und deutsche Bodenkarte 1:1 000 000.

Die Unterschiede zwischen den Varianten I und II liegen in der Ausweisung der räumlichen Verteilung von Parabraunerde-Pseudogley im deutschen Gebietsteil, dem in Variante II gegenüber Variante I geringeren Anteil von Parabraunerde und der Ausweisung von Auenböden nahe der Mündung der Mandau in die Lausitzer Neiße. Beim Vergleich von Variante II und Variante III ist besonders das Hinzukommen von als Auenboden ausgewiesener Flächen und die andere räumliche Verteilung von Braunerde und Podsol-Braunerde auffällig. Die Flächenanteile der Leitbodenprofile in der jeweiligen Bodenkarte gibt Tabelle 1 wieder. Für Leitbodenarten mit einem Flächenanteil > 5 % in einer der Karten werden in Tabelle 2

die Eigenschaften Bodenart (nach AD-HOC-AG BODEN (2005)) und gesättigte hydraulische Leitfähigkeit k_f für die Tiefenstufen aufgeführt.

Tab. 1: Flächenanteile der Leitbodenarten (LBA) in %

(Bodentypen: A Auenboden, BB Braunerde, SS Pseudogley, LL-SS Parabraunerde-Pseudogley, LL Parabraunerde, PP-BB Podsol-Braunerde, Y Anthroposol)

LBA	11	32	45	47	55	61	43	44	48	57	63	71
Bodentyp	A	BB					LL-SS	LL	SS	PP-BB		Y
Variante I	0	2	0	0	34	0	10	34	0	0	20	0
Variante II	2	0	9	<1	29	1	5	31	<1	0	22	<1
Variante III	19	1	10	<1	25	<1	5	24	<1	9	6	<1

Tab. 2: Bodenart, gesättigte Leitfähigkeit k_f und Feldkapazität FK für Leitbodenarten (LBA) mit Flächenanteil > 5 %:

LB A	Untergrenze Bodenschicht [cm]	30	40	50	55	60	65	70	80	90	100	200
11	Bodenart	Slu	Slu	Slu	Lu	Lu	Lu	Lu	Sl4	Sl3	Sl3	Sl3
	k_f [mm/h]	10	10	10	10	10	10	10	29	29	29	29
	FK [%]	36	32	36	36	36	36	36	29	27	27	27
43	Bodenart	Ut4	Ut3	Ut4	Ut4	Ut4	Ut4	Ut4	Ut4	Ut4	Ut3	Ut3
	k_f [mm/h]	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	FK [%]	40	36	36	36	36	34	34	34	36	36	36
44	Bodenart	Ut3	Ut3	Ut3	Tu4	Tu4	Tu4	Tu4	Tu4	Ut2	Su4	Su4
	k_f [mm/h]	2	2	2	2	2	2	2	2	2	8	8
	FK [%]	40	36	36	34	34	34	34	34	34	24	24
45	Bodenart	Ut3	Ut2	Tu4	Tu4	Tu4	Tu4	Tu4	Tu4	Ut3	Ut3	Slu
	k_f [mm/h]	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
	FK [%]	40	36	34	34	34	34	34	34	34	34	28
55	Bodenart	Ut3	Ut3	Ut3	Ut3	Ut3	Ls2	Ls2	Ls2	Ls2	Ls2	Ls2
	k_f [mm/h]	2	2	2	2	2	8	8	8	8	8	8
	FK [%]	38	33	33	33	33	19	19	19	19	19	19
57	Bodenart	Lu	Lu	Lu	Lu	Lu	Lu					
	k_f [mm/h]	8	2	8	8	2	2					
	FK [%]	49	27	30	30	27	27					
63	Bodenart	Sl3	Ss	Ss	Ss							
	k_f [mm/h]	29	83	83	83							
	FK [%]	30	15	15	15							

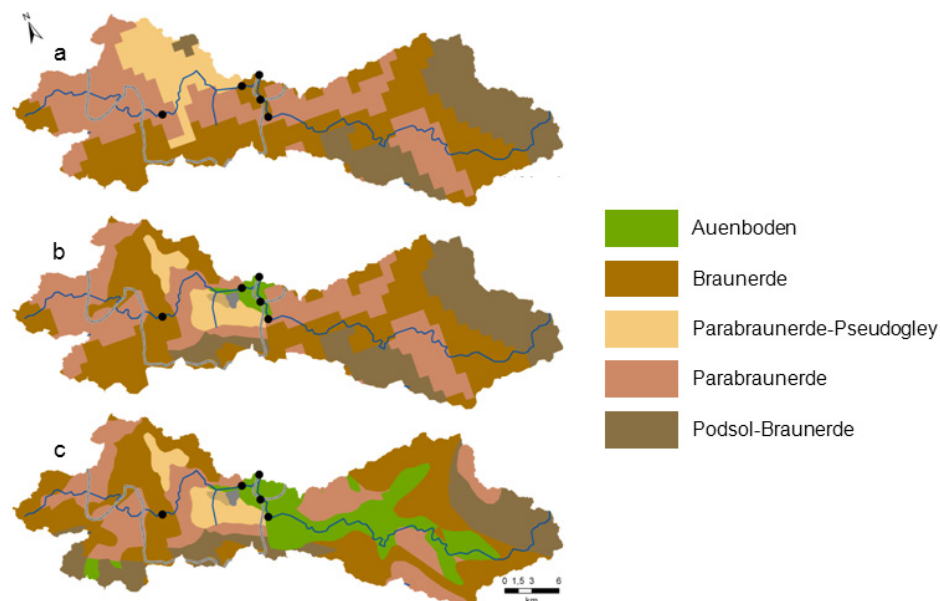


Abb. 2: Bodenkarten des Untersuchungsgebiets: a) Variante I, b) Variante II, c) Variante III

2. Hydrologische Modellierung

Das Modell SWIM wurde an den Pegeln Großschönau (Mandau), Zittau 3 und 5 (Mandau), und Zittau 1 (Neiße) auf Tagesschritt kalibriert (Jahre 1998, 2002 und 2003) und validiert (1999 – 2001) (POHLE et al. 2012). Für den Pegel Hradek lagen rückgerechnete natürliche – das heißt um Bewirtschaftungseinflüsse bereinigte - Abflüsse im Monatsschritt ab dem Jahr 2003 vor. Die Abflüsse der vorher gehenden Jahre wurden über eine Regressionsbeziehung mit ebenfalls monatlich zur Verfügung stehenden Abflüssen des Pegels Hartau ermittelt ($R^2=0,99$). Bei der Kalibrierung ergaben sich zwischen den Varianten der Bodendaten leichte Unterschiede in den Werten der Modellparameter für die Korrekturfaktoren für potenzielle Verdunstung und gesättigte Leitfähigkeit. Für die Simulationsergebnisse der drei Varianten an allen Pegeln wurden ähnlich zufriedenstellende Ergebnisse bei Kalibrierung und Validierung erreicht (Tabelle 3). Der Volumenfehler ist akzeptabel, da vor dem Pegel Zittau 1 Kläranlageneinleitungen den Durchfluss erhöhen.

Tab. 3: Gütekriterien für den Pegel Zittau 1(Neiße)

Gütekriterien am Pegel Zittau 1 Kalibrierung / Validierung	Variante I	Variante II	Variante III
Volumenfehler [%]	2,26 / -10,40	2,58 / -10,21	1,71 / -11,55
Modelleffizienz, NASH & SUTCLIFFE (1970)	0,68 / 0,75	0,68 / 0,75	0,68 / 0,74
Modelleffizienz, NASH & SUTCLIFFE (1970) mit logarithmierten Abflüssen	0,68 / 0,73	0,68 / 0,73	0,71 / 0,74
R^2 nach PEARSON	0,68 / 0,77	0,68 / 0,77	0,68 / 0,77
Volumeneffizienz nach CRISS & WINSTON (2008)	0,70 / 0,74	0,70 / 0,74	0,71 / 0,74

Die langjährigen mittleren Monatssummen der Wasserhaushaltskomponenten reale Verdunstung, Abfluss und Grundwasserneubildung unterscheiden sich zwischen den drei Va-

rianten für die Simulation der Klimanormalperiode 1961 - 1990 als Referenzperiode im Gebietsmittel sehr gering (siehe Tabelle 4). Dies ist durch die unterschiedliche Anpassung der Modellparameter für die drei Varianten zu begründen. Insbesondere der unterschiedliche Wert für die Verdunstungskorrektur kommt bei der Parametrisierung der Neisseaue als Feuchtgebiet mit direktem Zugang zum Grundwasser laut CONRADT et al. (2012) zum Tragen. Im Gesamtgebiet ist ET_r mit Werten um 430 mm etwas geringer als im Hydrologischen Atlas von Deutschland (HAD 2000) für den deutschen Gebietsteil angegeben. Dies ist dadurch zu begründen, dass der größere tschechische Gebietsteil höher gelegen und kälter ist als der deutsche Teil. In den Varianten I und II ist die ET_r im Frühjahr etwas höher und im Herbst etwas geringer als in Variante III. Im Winterhalbjahr ist die Abflussbildung in den Varianten I und II etwas höher als in Variante III und die Grundwasserneubildung leicht geringer. Die gesamtjährliche Grundwasserneubildung ist in Variante III leicht höher als in den anderen beiden Varianten.

Tab. 4: Wasserhaushaltskomponenten Niederschlag P, reale Verdunstung ET_r , Abfluss R und Grundwasserneubildung GWN in der Referenzperiode

Wasserhaushaltskomponenten [mm]	Referenzperiode		
Variante	I	II	III
P, Jahr	792		
P, Winterhalbjahr	344		
P, Sommerhalbjahr	448		
ET_r , Jahr	432	431	434
ET_r , Winterhalbjahr	88	88	87
ET_r , Sommerhalbjahr	344	343	347
R, Jahr	356	358	354
R, Winterhalbjahr	216	217	212
R, Sommerhalbjahr	140	141	142
GWN, Jahr	159	159	171
GWN, Winterhalbjahr	109	109	117
GWN, Sommerhalbjahr	50	50	53

Bei der räumlichen Betrachtung gibt es jedoch deutliche Unterschiede der Wasserhaushaltskomponenten zwischen den gewählten Bodenkarten. Bei Verwendung der Bodenkarte nach EUSIS ist die reale Verdunstung räumlich stark homogen entsprechend der größeren Flächen gleicher Böden; Heterogenität wird auf Flächen unterschiedlicher Landnutzung sichtbar. Besonders gering ist die reale Verdunstung auf leicht durchlässiger Podsol-Braunerde und Siedlungsflächen, besonders hoch über Gewässern sowie Waldgebieten auf Parabraunerde und Braunerde mit geringer Leitfähigkeit. Bei Verwendung der nationalen Bodenkarten ist die Verkleinerung der Fläche im tschechischen Gebietsteil, die in EUSIS als Podsol-Braunerde parametrisiert wird, zugunsten von Braunerde deutlich sichtbar durch eine gegenüber den Variante I und II deutlich höhere reale Verdunstung. Noch deutlicher ist das

Hinzukommen von als Auenböden parametrisierten Flächen im östlichen Gebietsteil in Variante III: dort ist die reale Verdunstung besonders hoch. Dies ist nicht mit dem k_f -Wert zu begründen, sondern damit, dass auf Auenböden die Landnutzung gemäß CONRADT et al. (2012) als Feuchtgebiet mit direktem Zugang zum Grundwasser modelliert wurde.

Im südwestlichen Teileinzugsgebiet der Mandau sieht man deutlich (Abbildung 3), dass bei Parametrisierung als weniger durchlässige Braunerde bzw. Parabraunerde in den Varianten I und II die Abflussbildung deutlich größer ist als bei Parametrisierung als Podsol-Braunerde in Variante III. Im eigentlichen Kopfgebiet der Neiße wird bei Verwendung der Bodenkarte nach EUSIS für Tschechien (Varianten I und II) eine geringere Abflussbildung an den Hängen simuliert, welche als Podsol-Braunerde mit hohem k_f -Wert parametrisiert sind. Hohe Werte finden sich im Tal (Braunerde und Parabraunerde mit geringerem k_f -Wert). In Variante III wird eine höhere Abflussbildung an den Hängen simuliert, besonders in dem Bereich, der als Parabraunerde parametrisiert ist. Eine geringere Abflussbildung wird in den Talbereichen simuliert. Diese werden als Auenböden mit höherem k_f -Wert betrachtet. Kleinsäumig zeigt sich die geringe Abflussbildung unter Waldgebieten. Unterschiede auch für den deutschen Gebietsanteil ergeben sich durch unterschiedliche Modellparameter in den Varianten II und III. Die Simulation der Grundwasserneubildung zeigt das umgekehrte Bild zur Abflussbildung: Hohe Grundwasserneubildung wird auf den Flächen mit höheren k_f -Werten simuliert, in Variante I und II sind das im östlichen Gebiet die Hang- und in Variante III die Tallagen.

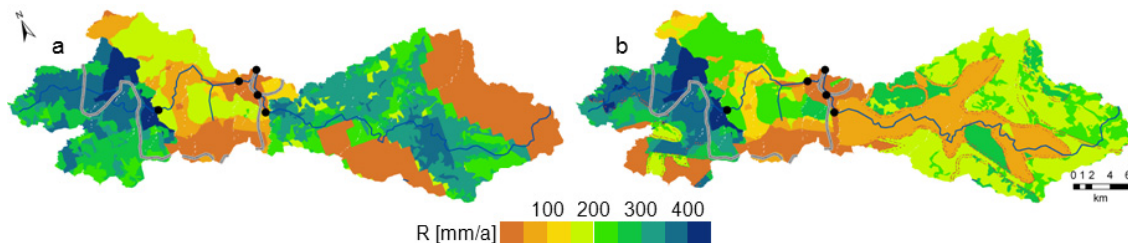


Abb. 3: Mittelwert der Abflussbildung R für die Referenzperiode: a) Variante II, b) Variante III

3. Das statistische Regionalisierungsmodell STAR

Das statistische Regionale Klimamodell STAR (GERSTENGARBE et al. 2008; ORLOWSKY et al. 2008) nutzt die Tagesmitteltemperatur als exogen treibende Klimavariablen zur Regionalisierung des aus globalen Zirkulationsmodellen ermittelten Klimatrends. Unter Annahme der Repräsentativität für Teilgebiete unter Berücksichtigung der räumlichen Erhaltungseigenschaften von Temperaturänderungen (WECHSUNG et al. 2011) werden bei vorgegebenem Temperaturtrend die meteorologischen Größen Niederschlag, relative Luftfeuchte, Globalstrahlung, Tagesminimum- und Tagesmaximumtemperatur mitgeführt, wodurch ihre Zusammenhänge erhalten bleiben. Die je 100 Realisierungen pro Szenario liefern eine Verteilung der meteorologischen Größen und zeigen somit die Unsicherheitsbandbreiten der Projektion eines Szenarios auf (CONRADT et al. 2012). In dieser Studie werden je 100 Realisierungen aus drei Szenarien genutzt, die im Gebietsmittel von einem weiteren Temperaturanstieg (zusätzlich zum bereits erfolgten) von 0 K (Szenario 0K), 2 K (Szenario 2K) beziehungsweise 3 K (Szenario 3K) in den Jahren 2003 bis 2055 ausgehen.

4. Ergebnisse mit Klimaszenarien

Die unterschiedliche räumliche Verteilung der Wasserhaushaltsgrößen für die Referenzperiode wirft die Frage auf, ob bei der hydrologischen Modellierung im Sinne der Äquifinalität (BEVEN 1996) gute Resultate aus falschen Gründen erreicht werden. Es soll nun untersucht werden, ob sich die unterschiedlichen Eingangsdaten der Bodenkarten und die damit verbundenen unterschiedlichen Modellparametersätze durch unterschiedliche Prozessabbildungen in den Modellen auf Simulationsergebnisse bei geänderten Klimaeingangsdaten auswirken. Dazu erfolgt eine Ensemblestudie mit den drei aus den Varianten der Bodenkarte sich ergebenden Modellen sowie den drei Klimaszenarien von STAR. Betrachtet wird der Unterschied in den langjährigen Monatsmitteln der Wasserhaushaltskomponenten für Referenz- (1961 - 1990) und Szenarioperiode (2050 - 2055) der Realisierungen (Tabelle 5).

Tab. 5: Median der Änderungen der Wasserhaushaltskomponenten Niederschlag P, reale Verdunstung ET_r , Abfluss R und Grundwasserneubildung GWN in der Szenarioperiode im Vergleich zur Referenz

Änderung [%]	Szenario 0K			Szenario 2K			Szenario 3K		
Variante	I	II	III	I	II	III	I	II	III
P, Jahr	24			16			12		
P, Winterhalbjahr	26			29			35		
P, Sommerhalbjahr	16			4			-6		
ET_r , Jahr	24	24	24	35	35	36	35	35	36
ET_r , Winterhalbjahr	32	32	32	68	68	70	79	78	78
ET_r , Sommerhalbjahr	21	21	21	26	26	28	21	22	24
R, Jahr	25	24	24	-8	-8	-9	-16	-16	-17
R, Winterhalbjahr	28	28	28	7	7	5	3	2	0
R, Sommerhalbjahr	9	9	9	-29	-28	-28	-46	-45	-44
GWN, Jahr	24	24	24	-11	-11	-11	-18	-18	-21
GWN, Winterhalbjahr	26	26	27	-2	0	-2	-5	-2	-8
GWN, Sommerhalbjahr	-8	-6	-5	-49	-47	-49	-69	-67	-68

In allen Szenarien nimmt die reale Verdunstung insbesondere im Winter zu, die stärkste Zunahme tritt, entsprechend des Temperaturanstiegs, im Szenario 3K auf. Im Sommer ist die Zunahme der realen Verdunstung im Szenario 3K aufgrund der Limitierung durch die Wasserverfügbarkeit am geringsten. Bei Betrachtung des Gesamtgebiets gibt es in den jeweiligen Szenarien für die reale Verdunstung kaum Unterschiede zwischen den Varianten der Bodenkarten. Ganzjährig nimmt die Abflussbildung aufgrund ansteigender Niederschläge im Szenario 0K zu, in den Szenarien 2K und 3K erfolgt aufgrund der höheren Verdunstung insbesondere im Sommerhalbjahr eine Abnahme. Die Unterschiede zwischen den Varianten der Bodenkarten sind im Gesamtgebiet sowohl in den Medianen als auch in den Bandbreiten äußerst gering (siehe Abbildung 4). Trotz Rückgangs im Sommer ist bei der Grundwasserneubildung für das Szenario 0K eine ganzjährliche Zunahme zu verzeichnen, für die Szenario

rien 2K und 3K werden deutliche Abnahmen im Gesamtjahr, insbesondere im Sommer simuliert.

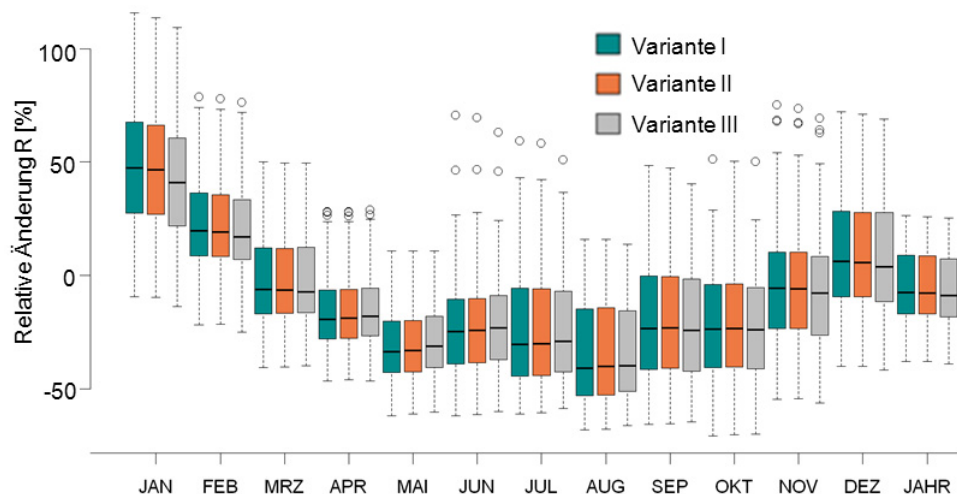


Abb. 4: Relative Änderung von der Abflussbildung im Szenario 2K gegenüber der Referenz

Bei räumlicher Betrachtung kann man die Unterschiede in den Simulationsergebnissen der Varianten deutlich erkennen. Die Abflussbildung geht in den Szenarien 2K und 3K am stärksten auf den Flächen zurück, auf denen in der Referenzperiode eine hohe Abflussbildung simuliert wurde. Das sind die als gut durchlässige Böden (Parabraunerde bzw. Parabraunerde-Pseudogley) parametrisierten Flächen. Die Abflussreduktion erfolgt insbesondere dann, wenn die Landnutzung Wald oder Acker ist. Sehr gering ist die Abflussänderung bei als Podsol-Braunerde oder Auenboden eingestuft Flächen und unter Siedlungen. Hier kann es in beiden Szenarien zu ansteigenden Abflüssen kommen (Abbildung 5).

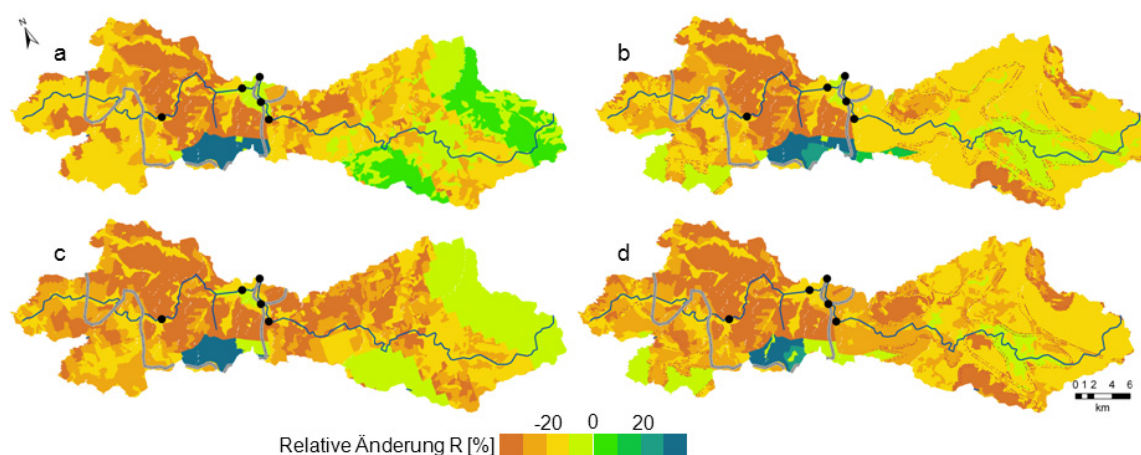


Abbildung 5: Relative Änderung der Abflussbildung: a) Variante II, Szenario 2K, b) Variante III, Szenario 2K, c) Variante II, Szenario 3K, d) Variante III, Szenario 3K

6. Schlussfolgerungen und Ausblick

Bei unterschiedlicher Datengrundlage hinsichtlich der Bodendaten können durch leicht unterschiedliche Modellparameter des Modells SWIM ähnlich gute Simulationsergebnisse an den Pegeln erreicht werden. Die Wasserhaushaltskomponenten reale Verdunstung, Abfluss

und Grundwasserneubildung werden für drei Varianten der Bodenkarten bei Betrachtung langjähriger Monatsmittel für die Referenzperiode für das Gesamtgebiet sehr ähnlich simuliert. Räumlich zeigen sich Unterschiede in den Simulationsergebnissen aller Wasserhaushaltskomponenten. Simulationen mit Realisierungen der Klimaszenarien 0K, 2K und 3K zeigen deutliche Zunahmen der realen Verdunstung. Für die Szenarien 2K und 3K werden deutliche Abnahmen von Abfluss und Grundwasserneubildung simuliert. Die Simulationsergebnisse der Varianten der Bodenkarten unterscheiden sich bei Betrachtung des Gesamtgebiets kaum. Die bei der Simulation der Referenzvariante festgestellten räumlichen Unterschiede setzen sich in den Simulationsergebnissen bei Verwendung von Klimaszenarien fort. Bei Modellierung mit dem hydrotopbasierten Modell SWIM hat bei der Betrachtung an den Endpegeln die genutzte Bodenkarte eine eher untergeordnete Bedeutung in Hinblick auf die Simulationsergebnisse der Referenzperiode und der Klimaszenarien für das Untersuchungsgebiet. Zum Teil kann dies dadurch begründet werden, dass die Modellparameter für jede der drei Varianten individuell angepasst wurden. Bei räumlicher Betrachtung der Wasserhaushaltskomponenten werden die Unterschiede der Simulationsergebnisse in Abhängigkeit von der zugrunde liegenden Bodenkarte jedoch deutlich. Bei Untersuchungen, die nur auf die Änderungen der Abflüsse für den Endpegel abzielen, kann aufgrund der Anpassung der Modellparameter unter Berücksichtigung verschiedener Bodenkarten nahezu das gleiche Ergebnis simuliert werden. Im Hinblick auf Fragestellungen, die nicht nur auf den Abfluss am Endpegel, sondern auch auf die flächenhafte Ausprägung der Wasserhaushaltskomponenten fokussieren, ist es essentiell, die bestaufgelöste und „richtige“ Bodenkarte zu nutzen. Diese Untersuchung dient als Grundlage des Modellaufbaus für ein größeres Einzugsgebiet der Lausitzer Neiße. Die Modellkalibrierung erfolgt weiterhin für weitere Teileinzugsgebiete der Spree und Schwarzen Elster. Durch Parameterregionalisierung sollen diese Modelle für größere Einzugsgebiete aufgebaut werden und anschließend eine Klima- und Landnutzungsimpaktstudie für natürliche Abflüsse durchgeführt werden. Die Auswirkungen potenziell veränderter natürlicher Abflüsse auf die Wasserverfügbarkeit für Wassernutzer sollen durch eine Wasserbewirtschaftungsmodellierung abgeleitet werden.

Literatur

- AD-HOC-AG BODEN (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Hannover. 483 S.
- BEVEN, K. J. (1996): The limits of splitting: Hydrology. *Science of the Total Environment* 183 (1-2): 89-97.
- BGR (1998): Bodenübersichtskarte der Bundesrepublik Deutschland 1:1 000 000. Hannover.
- BOORMANN, D. B., J. M. HOLLIS & A. LILY (1995): Hydrology of soil types. A hydrologically based classification of the soils of the United Kingdom. Report No. 126. Institute of Hydrology. Wallington, Vereinigtes Königreich.
- BORMANN, H. (2012): Assessing the soil texture-specific sensitivity of simulated soil moisture to projected climate change by SVAT modelling. *Geoderma* 185–186: 73-83.
- CGS (2005): Bodenkarte der Tschechischen Republik 1:1 000 000.
- CONRADT, T., H. KOCH, F. F. HATTERMANN & F. WECHSUNG (2012): Spatially differentiated management-revised discharge scenarios for an integrated analysis of multi-realisation climate and land use scenarios for the Elbe River basin. *Regional Environmental Change*: 1-16.

- CRISS, R. E. & W. E. WINSTON (2008): Do Nash values have value? Discussion and alternate proposals. *Hydrological Processes* 22 (14): 2723-2725.
- EUROPEAN SOIL BUREAU (2001): The European Soil Database. Soil Geographical Database of Eurasia at Scale 1:1000 000. Version 4 beta.
- GÄDEKE, A., I. POHLE, H. HÖLZEL, H. KOCH & U. GRÜNEWALD (2012): Analyse zum Einfluss des Landschafts- und Klimawandels auf den Wasserhaushalt in einem Teileinzugsgebiet der Spree. In: GRÜNEWALD, U., BENS, O., FISCHER, H., HÜTTL, R. F., KAISER, K., KNIERIM, A. (Hrsg.): *Wasserbezogene Anpassungsmaßnahmen an den Landschafts- und Klimawandel*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart. 81-94.
- GERSTENGARBE, F.-W., F. BADECK, F. F. HATTERMANN, V. KRYSANOVA, W. LAHMER, P. LASCH, M. STOCK, F. SUCKOW, F. WECHSUNG & P. C. WERNER (2003): Studie zur Klimatischen Entwicklung im Land Brandenburg bis 2055 und deren Auswirkungen auf den Wasserhaushalt, die Forst- und Landwirtschaft sowie die Ableitung erster Perspektiven. PIK Report 83. Potsdam Institut für Klimafolgenforschung. Potsdam.
- GERSTENGARBE, F.-W., P. C. WERNER, B. ORLOWSKY & M. WODINSKI (2008): Klimaprojektion für Ostdeutschland. Die Ertragsfähigkeit ostdeutscher Ackerflächen unter Klimawandel 1. Potsdam Institut für Klimafolgenforschung. Potsdam.
- GRÜNEWALD, U. (2005): Probleme der integrierten Wasserbewirtschaftung im Spree-Havel-Gebiet im Kontext des globalen Wandels. In: WECHSUNG, F., BECKER, A., GRÄFE, P. (Hrsg.): *Auswirkungen des globalen Wandels auf Wasser, Umwelt und Gesellschaft im Elbegebiet*. Weißensee Verlag. Berlin. 209-218.
- HAD (2000): ergänzt 2001, 2003. *Hydrologischer Atlas von Deutschland*. Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit. Bonn.
- HATTERMANN, F. F., J. POST, V. KRYSANOVA, T. CONRADT & F. WECHSUNG (2008): Assessment of Water Availability in a Central-European River Basin (Elbe) under Climate Change. *Advances in Climate Change Research* 4: 42-50.
- KRYSANOVA, V., D. I. MÜLLER-WOHLFEIL & A. BECKER (1998): Development and test of a spatially distributed hydrological water quality model for mesoscale watersheds. *Ecological Modelling* 106 (2-3): 261-289.
- KRYSANOVA, V., F. WECHSUNG, J. ARNOLD, R. SRINIVASAN & J. WILLIAMS (2000): SWIM (Soil and Water Integrated Model) User Manual. PIK Report 69. Potsdam Institut für Klimafolgenforschung. Potsdam.
- NASH, J. E. & J. V. SUTCLIFFE (1970): River Flow Forecasting Through Conceptual Models - Part I - A Discussion of Principles. *Journal of Hydrology* 10: 282-290.
- ORLOWSKY, B., F.-W. GERSTENGARBE & P. C. WERNER (2008): A resampling scheme for regional climate simulations and its performance compared to a dynamical RCM. *Theoretical and Applied Climatology* 92 (3-4): 209-223.
- PESCHKE, G., C. ETZENBERG, G. MÜLLER, J. TÖPFER & S. ZIMMERMANN (1998): Das wissensbasierte System FLAB - ein Instrument zur rechnergestützten Bestimmung von Landschaftseinheiten mit gleicher Abflussbildung. *IHI Schriften Heft 10*.
- POHLE, I., H. KOCH & U. GRÜNEWALD (2012): Wasserhaushaltsmodellierung der Lausitzer Neiße auf Basis von national unterschiedlichen Datengrundlagen. In: WEILER, M. (Hrsg.): *Wasser ohne Grenzen. Beiträge zum Tag der Hydrologie 2012*. 22./23. März 2012 an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg. Freiburg. 381-382.
- TETZLAFF, D., C. SOULSBY, S. WALDRON, I. A. MALCOLM, P. J. BACON, S. M. DUNN, A. LILLY & A. F. YOUNGSON (2007): Conceptualization of runoff processes using a geographical information system and tracers in a nested mesoscale catchment. *Hydrological Processes* 21 (10): 1289-1307.
- WECHSUNG, F., B. HANSJÜRGENS, V. HARTJE, S. KADEN & M. VENOHR (2011): Bleibt genügend Wasser in den Flüssen? In: WECHSUNG, F., KOCH, H., GRÄFE, P. (Hrsg.): *Elbe-Atlas des globalen Wandels*. Weißensee Verlag. Berlin. 14-17.

Mögliche Auswirkungen des Klimawandels auf das Abflussregime der Eifel-Rur

Bernd Hausmann, Heribert Nacken

Zusammenfassung

Für drei 30-Jahre-Perioden (1961-1990/2021-2050/2071-2100) wurden mit NASIM, einem räumlich hoch aufgelösten, prozessdifferenzierten, konzeptionellen Niederschlags-Abfluss-Modell sowie GR4J, einem konzeptionellen Blockmodell, Simulationen mit einer zeitlichen Auflösung von einem Tag durchgeführt. Für die beiden Zukunftszeiträume wurden dabei jeweils ein nasses und ein trockenes Szenario auf Grundlage von für Nordrhein-Westfalen (NRW) ermittelten Änderungsfaktoren betrachtet.

Im Hinblick auf die mittleren monatlichen Abflüsse wird für beide Zukunftszeiträume unabhängig von der Wahl des Szenarios und des hydrologischen Modells für die Monate von Juni bis September eine Minderung prognostiziert. Für die Mitte und das Ende des Jahrhunderts werden für das trockene Szenario (CLM) vergleichbare Werte simuliert. Für das nasse Szenario (WETTREG) werden für 2071-2100 größere Werte berechnet als für 2021-2050.

Bezüglich der Hochwasserabflüsse im Winterhalbjahr (Oktober bis März) werden für beide Zukunftszeiträume für das trockene Szenario nur geringe Änderungen prognostiziert. Für das nasse Szenario wird ein stetiger Anstieg bis zum Ende des Jahrhunderts vorhergesagt. Für ein Wiederkehrintervall von 100 Jahren wird ein maximaler Anstieg um ca. 60 % (nass, 2071-2100, GR4J) simuliert.

1. Einführung

Die hier vorgestellten Ergebnisse wurden im Rahmen des europäischen Interreg IVb-Projektes AMICE (Adaptation of the Meuse to the Impacts of Climate Evolutions) durchgeführt. Hauptziel ist die Abschätzung der klimabedingten Veränderungen im Abflussregime der Rur bis zum Ende des 21. Jahrhunderts.

Für drei 30-Jahre-Perioden (1961-1990/2021-2050/2071-2100) wurden mit einem räumlich hoch aufgelösten prozessdifferenzierten, konzeptionellen Niederschlags-Abfluss-Modell (NASIM) sowie einem konzeptionellen Blockmodell (GR4J) Simulationen mit einer zeitlichen Auflösung von einem Tag durchgeführt. Für die Zukunftszustände wurden dabei jeweils ein trockenes und ein nasses Szenario in Betracht gezogen.

2. Das Projektgebiet

Abbildung 1 gibt einen Überblick über das 2.338 km² große Einzugsgebiet der Rur. Die Rur fließt im Quellbereich 10 Kilometer durch Belgien, anschließend 132 Kilometer durch Deutschland und schließlich im Mündungsbereich 21 Kilometer durch die Niederlande. Im Einzugsgebiet der Rur leben ca. 1.1 Millionen Menschen. Von knapp 700 m ü. NN im Quellbereich der Eifel fällt die Rur dabei auf ca. 15 m ü. NN an der Mündung in die Maas bei Roermond. Der durchschnittliche Jahresniederschlag liegt bei 855 mm (MUNLV 2005).

Das Abflussgeschehen der Rur wird wesentlich beeinflusst von den neun Talsperren mit einem Gesamtstauvolumen von ca. 300 Mio. m³ sowie einer Vielzahl von Hochwasserrückhaltebecken. Eine bedeutende Landnutzung stellt der Braunkohletagebau dar. Obwohl flä-

chenmäßig nur gering, erhält er durch die erforderliche Umgestaltung der Landschaft sowie die weitreichende Absenkung des Grundwassers seine Bedeutung. Für den Tagebau „Inden“ ist die Schaffung eines Restsees vorgesehen. Das Wasser hierfür soll der Rur entnommen werden. Mit der Füllung soll unmittelbar nach dem Ende des Braunkohletagebaus in 2030 begonnen werden.

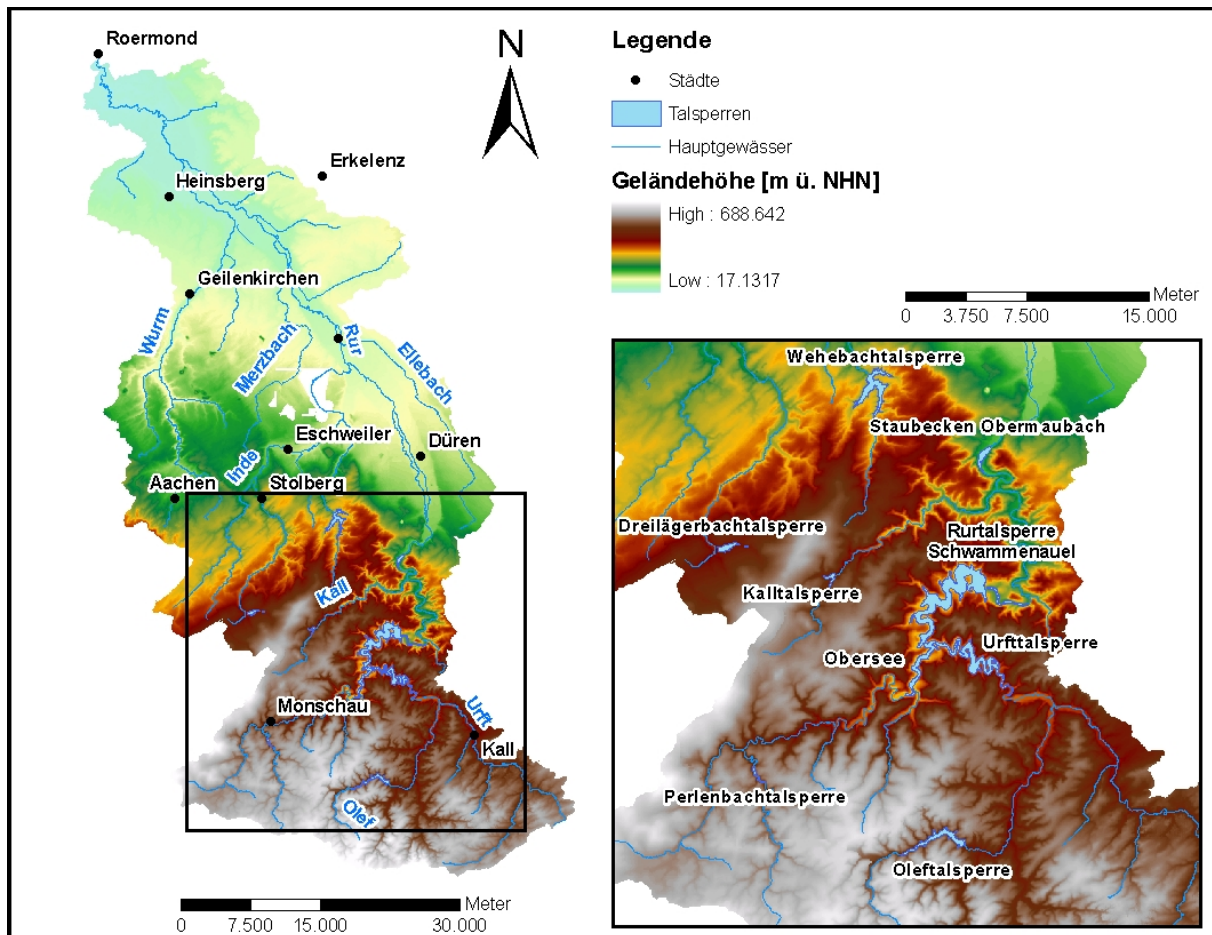


Abb. 1: Das Einzugsgebiet der Rur mit Detailansicht der Talsperren der Nordeifel

3. Klimadaten

Für die hydrologischen Simulationen wurden die E-OBS 2.0 Klimadaten verwendet. Die Datenbank enthält für den Zeitraum von 1950-2008 flächenhafte Mittelwerte in täglicher Auflösung für den Niederschlag und die Temperatur (HAYLOCK et al. 2008). Die potenzielle Evapotranspiration wurde anhand der Formel von (OUDIN 2005) ermittelt.

Im Rahmen des AMICE-Projektes einigte man sich für die Erstellung von Szenarien für den Niederschlag und der Temperatur aufgrund des begrenzten Zeithorizontes auf die Verwendung des Delta-Ansatzes. Bei diesem Ansatz werden für die relevanten Variablen die Änderungen zwischen Zukunftsszenarien und Kontrolllauf des jeweiligen regionalen Klimamodells herausgefiltert und dann die Messdaten auf Grundlage dieser Veränderungen modifiziert.

Die Änderungsfaktoren (Niederschlag) bzw. –summanden (Temperatur) wurden den Ergebnissen der ersten Phase des ZWEK-Projektes (Zusammenstellung von Wirkmodell-Eingangssatzen für die Klimafolgenabschätzung) des DWD entnommen. Dort wurden

die Simulationsergebnisse der regionalen Klimamodelle REMO, CLM, WETTREG und STAR für Deutschland ausgewertet und gegenübergestellt.

Als nasse Szenarien wurden die Ergebnisse des WETTREG-Modells verwendet, als trockene Szenarien die Resultate von CLM. Die Änderungssignale für die jeweiligen Szenarien sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Es handelt sich hierbei um Mittelwerte für Nordrhein-Westfalen. Näherungsweise wurde angenommen, dass die auf den Referenzzeitraum von 1971-2000 bezogenen Änderungen auch für 1961-1990 Gültigkeit besitzen.

Tab. 1: Änderungen der mittleren Temperatur [°C] und der mittleren Niederschlagsmengen [%] im Vergleich zu 1971-2000 für Nordrhein-Westfalen

	Nass (WETTREG)				Trocken (CLM)			
	2021-2050		2071-2100		2021-2050		2071-2100	
	ΔN	ΔT	ΔN	ΔT	ΔN	ΔT	ΔN	ΔT
Winter	20	1,5	55	3,8	-5	1,5	15	3,8
Frühling	10	0,0	5	1,0	5	0,5	5	2,0
Sommer	-5	0,5	-10	2,0	-5	1,5	-25	3,8
Herbst	0	0,5	0	2,0	5	1,5	-5	3,5

4. Hydrologische Modellierung

Die beiden hydrologischen Modelle liefern als Ergebnis den Abfluss am Pegel Stah und decken den Bereich bis zum Staubecken Obermaubach ab, dessen Abflussganglinie als Eingangsgröße benötigt wird. Vonseiten des Wasserverbandes Eifel-Rur wurden dem Lehr- und Forschungsgebiet Ingenieurhydrologie der RWTH Aachen (LFI) kalibrierte NASIM-Modelle (HYDROTEC 2007) zur Verfügung gestellt. Das GR4J-Modell (PERRIN et al. 2003), das im Rahmen des AMICE-Projektes aufgestellt und kalibriert wurde, bildet das Einzugsgebiet zwischen dem Staubecken Obermaubach und dem Pegel Stah durch ein einziges Element ab. Für das Routing des Abflusses von Obermaubach wurden hier vereinfachte Verfahren für die Translation und die Retention verwendet und die Parameteranpassung iterativ durchgeführt. Die Abflüsse der im Verbund gesteuerten Talsperren im Einzugsgebiet der Rur hängen sowohl vom Füllungsgrad als auch von den Zuflüssen ab. Die Simulation erfolgt mit der Software TALSIM (SYDRO 2007). Für die meisten der Talsperren existierten für die Simulation ihrer Zuflüsse jedoch keine Niederschlags-Abfluss-Modelle. Für die Bestimmung der Abflussganglinie des Staubeckens Obermaubach für die Zukunftszustände wurden die Annahmen getroffen, dass die nach Jahreszeiten aufgeschlüsselte Abflusssumme das entscheidende Kriterium ist und dass sich die Abflussrelation der Inde übertragen lässt auf die Zuflüsse zu den Talsperren. Außerdem wurde angenommen, dass die bestehenden Steuerungsregeln der Talsperren auch für die Zukunftsszenarien Gültigkeit besitzen.

Für die Füllung des Restsees wurde in Absprache mit dem Wasserverband Eifel-Rur eine Entnahmestrategie angenommen, bei der mit der Entnahme ab einem Abfluss von 5 m³/s am Pegel Jülich begonnen wird und die maximale Entnahme in Höhe von 2,5 m³/s ab einem Abfluss von 12,5 m³/s stattfindet. Es wurde weiter davon ausgegangen, dass die Entnahme 2071 abgeschlossen ist und daher auf den Simulationszeitraum von 2071-2100 keinen Einfluss hat.

5. Ergebnisse

Mittlere monatliche Abflüsse

In Abbildung 2 sind die für den Zeitraum von 1961-1990 simulierten und gemessenen mittleren monatlichen Abflüsse den Prognosewerten für die Zeiträume von 2021-2050 und 2071-2100 gegenübergestellt. Beide Modelle zeigen für 1961-1990 (grüne Linien) eine gute Übereinstimmung mit dem beobachteten Jahresgang (schwarze Linie). Die außerdem dargestellten Änderungsfaktoren wurden ermittelt durch Division der simulierten Werte für die Zukunftszustände durch die simulierten Werte für 1961-1990.

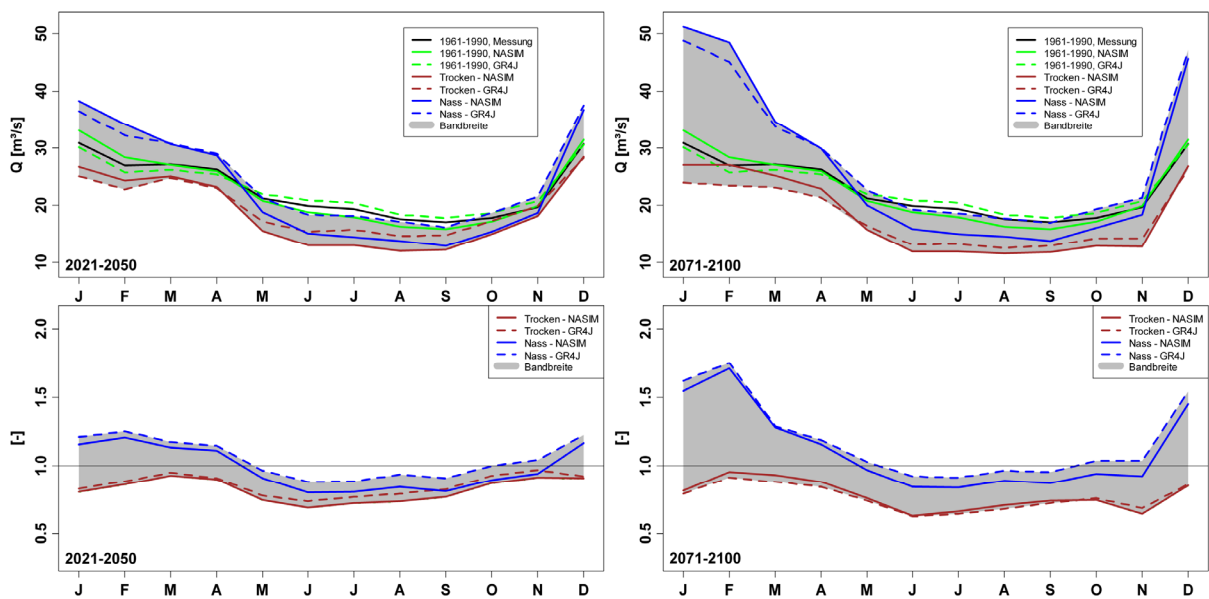


Abb. 2: Vieljährige mittlere monatliche Abflüsse (oben) sowie ihre Änderungsfaktoren (unten) am Pegel Stah in Abhängigkeit von zwei unterschiedlichen regionalen Klimamodellen und zwei hydrologischen Modellen für die Zeiträume 2021-2050 (links) und 2071-2100 (rechts)

Für beide Zukunftszeiträume wird unabhängig von der Wahl des regionalen Klimamodells und des hydrologischen Modells für die Monate von Juni bis September eine Minderung der mittleren monatlichen Abflüsse prognostiziert. Für die Mitte und das Ende des Jahrhunderts werden für das trockene Szenario (CLM) vergleichbare Werte simuliert. Für das nasse Szenario (WETTREG) werden für 2071-2100 größere Werte berechnet als für 2021-2050. Die größte Reduktion wird mit einem Änderungsfaktor von 0,63 für den Monat Juni (trocken, 2071-2100, GR4J) prognostiziert. Die größte Zunahme ergibt sich mit einem Änderungsfaktor von 1,75 für den Monat Februar (nass, 2071-2100, GR4J).

Zumindest für die Monate von Dezember bis April ist die durch die Wahl des regionalen Klimamodells bedingte Spannweite in den Ergebnissen größer als die durch die hydrologischen Modelle verursachte.

Hochwasserabflüsse im Winterhalbjahr (Oktober bis März)

In Abbildung 3 sind die Hochwasserabflüsse für verschiedene Wiederkehrintervalle für alle drei Simulationszeiträume gegenübergestellt. Die auf Grundlage der Simulationen für 1961-1990 berechneten Werte stimmen gut mit den auf Grundlage der Messungen berechneten

Werten überein. Es fällt auf, dass GR4J für die Zukunftszeiträume größere Werte vorhersagt als NASIM.

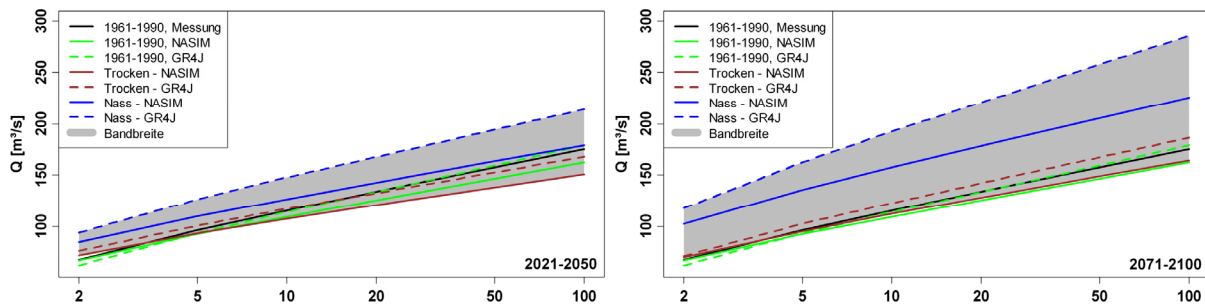


Abb. 3: Hochwasserabflüsse (Winterhalbjahr) für verschiedene Wiederkehrintervalle am Pegel Stah in Abhängigkeit von zwei unterschiedlichen regionalen Klimamodellen und zwei hydrologischen Modellen für die Zeiträume 2021-2050 (links) und 2071-2100 (rechts)

Für beide Zukunftszeiträume werden für das trockene Szenario - insbesondere für große Wiederkehrintervalle - nur geringe Änderungen prognostiziert. Für das nasse Szenario wird ein stetiger Anstieg bis zum Ende des Jahrhunderts vorhergesagt. Für ein Wiederkehrintervall von 100 Jahren wird ein maximaler Anstieg um ca. 60 % (nass, 2071-2100, GR4J) vorhergesagt.

NM7Q-Werte für das Sommerhalbjahr (April bis September)

Wegen des großen Einflusses der Wasserentnahme auf die NM7Q-Werte (niedrigstes arithmetisches Mittel von 7 aufeinanderfolgenden Tagesmittelabflüssen) wurden als Grundlage für die extremwertstatistischen Berechnungen nur die Zeiträume 1970-1990, 2030-2050 und 2080-2100 in Betracht gezogen. Die Analysen wurden nur auf Grundlage der Ergebnisse des GR4J-Modells durchgeführt. Die Simulationsergebnisse für die NM7Q-Werte zeigen im Vergleich zu den Hochwasserabflüssen eine weniger gute Übereinstimmung mit den gemessenen Werten.

Für Wiederkehrintervalle bis zu 20 Jahren liegen alle Prognosewerte unterhalb der Werte für 1970-1990. Wegen der Wasserentnahme werden für das trockene Szenario für 2030-2050 geringfügig kleinere Sommer-NM7Q-Werte simuliert als für 2080-2100. Für das nasse Szenario werden für 2080-2100 größere Werte simuliert als für 2030-2050. Für ein Wiederkehrintervall von 20 Jahren liegt der maximal prognostizierte Rückgang der Sommer-NM7Q-Werte (trockenes Szenario für 2030-2050) bei ca. 26 %.

Vergleich mit Ergebnissen infolge Änderungsfaktoren für das Maas-Einzugsgebiet

Von jedem der vier Anrainerstaaten der Maas wurden Klimaänderungsfaktoren für ihr Teileinzugsgebiet geliefert. Diese unterscheiden sich z. T. beträchtlich voneinander. Um die Konsistenz der Abflüsse an den Grenzen zu gewährleisten, wurden neben den vorgestellten Ergebnissen infolge von Änderungsfaktoren für NRW auch Simulationen mit über das ganze Maas-Einzugsgebiet gemittelten Faktoren durchgeführt. Die „nationalen“ Faktoren wurden bei der Mittelung mit dem Anteil des Teileinzugsgebietes am Gesamteinzugsgebiet der Maas

gewichtet. Tabelle 2 gibt einen Überblick über die für das Maas-Einzugsgebiet gemittelten Änderungsfaktoren.

Tab. 2: Änderungen der mittleren Temperatur [°C] und der mittleren Niederschlagsmengen [%] im Vergleich zu 1961-1990 für das Maas-Einzugsgebiet

	Nass				Trocken			
	2021-2050		2071-2100		2021-2050		2071-2100	
	ΔN	ΔT	ΔN	ΔT	ΔN	ΔT	ΔN	ΔT
Winter	10,9	1,2	24,7	2,7	-1,3	1,6	-1,0	3,2
Frühling	3,5	1,2	-3,3	2,5	0,7	1,8	-4,9	3,8
Sommer	-10,3	1,5	-22,2	3,6	-16,1	2,3	-39,9	5,0
Herbst	3,5	1,2	2,9	2,9	-5,2	1,8	-13,1	4,0

Im Vergleich zu den „nationalen“ Änderungsfaktoren zeigen die Maas-Mittelwerte etwas geringere Niederschlagsanstiege und größere Minderungen. Die Temperaturanstiege fallen bei den „nationalen“ Betrachtungen – mit Ausnahme des Winters – etwas geringer aus.

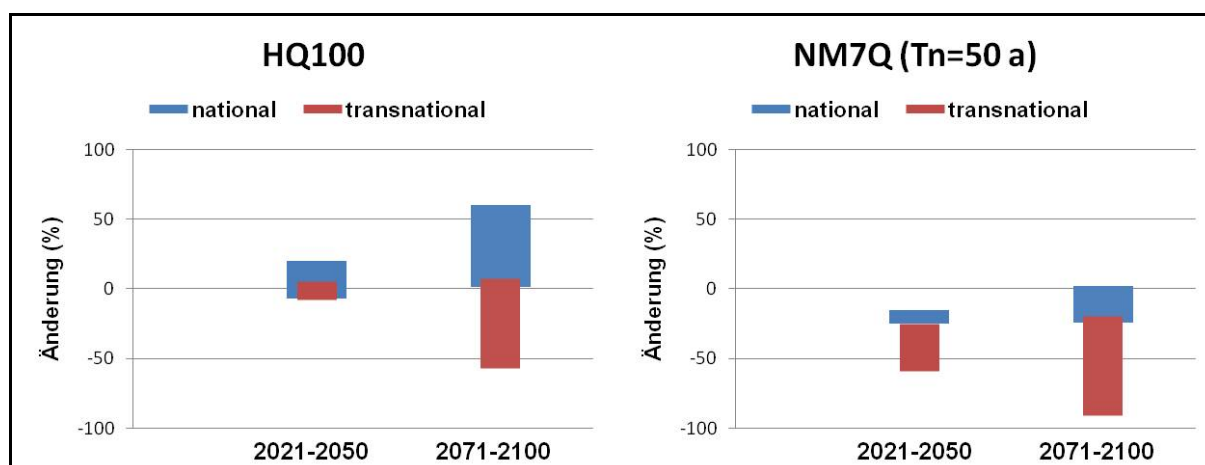


Abb. 4: Änderungsspannbreiten infolge „nationaler“ und „transnationaler“ (Maas-Mittelwerte) Faktoren für HQ₁₀₀ und NM7Q ($T_n = 50$ a)

In Abbildung 4 sind die Spannbreiten der Änderungen infolge beider Änderungssignale dargestellt. Es fällt auf, dass die Änderungen infolge der Maas-Mittelwerte gegenüber den Werten für NRW nach unten verschoben sind. Anstiege werden geringer prognostiziert, Minderungen größer. Für die Betrachtung von Hochwasserereignissen stellen die „nationalen“ Änderungssignale die ungünstigeren Szenarien dar. Bei Niedrigwasserbetrachtungen verhält es sich hingegen umgekehrt. Die Maas-Mittelwerte führen zu größeren Minderungen und sind somit die ungünstigeren Ergebnisse.

6. Ausblick

Die Ergebnisse der hydrologischen Simulationen stellen die Grundlage für weitere Arbeitspakete des AMICE-Projektes dar. So soll beispielsweise die Steuerung der Talsperren im Rur-Einzugsgebiet vor dem Hintergrund des Klimawandels sowie einer möglichen Niedrigwasseraufhöhung überprüft werden. Außerdem werden zum ersten Mal für die gesamte

Maas und ihre wichtigsten Zuflüsse hydraulische Berechnungen auf Grundlage aufeinander abgestimmter hydrologischer Szenarien durchgeführt.

Literatur

- HAYLOCK, M. R. et al. (2008): A European daily high-resolution gridded dataset of surface temperature and precipitation. J. Geophys. Res. (Atmospheres). 113, 2008.
- HYDROTEC (2007): Niederschlag-Abfluss-Modell NASIM - Version 3.6.1. - Hydrotec Ingenieurgesellschaft mbH, Aachen.
- MUNLV - Ministerium für Umwelt und Naturschutz, Landwirtschaft und Verbraucherschutz des Landes Nordrhein-Westfalen (Hrsg.) (2005): Ergebnisbericht Rur und südliche sonstige Maaszuflüsse. Bearbeitungsgebiet Maas-Deutschland (Süd). Wasserrahmenrichtlinie in NRW – Bestandsaufnahme. Düsseldorf.
- LOUDIN, L. et al. (2005): Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 2 - Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. Journal of Hydrology. 2005, 303, S. 290-306
- PERRIN, C. et al. (2003): Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. Journal of Hydrology. 279, 2003, S. 275-289.
- SYDRO (2007): TALSIM v2.2 - Theorie, Sydro Ingenieurgesellschaft für Systemhydrologie, Wasserwirtschaft, Informationssysteme.

Sollten wir Bias-Korrekturverfahren auf Ergebnisse globaler und regionaler Klimamodelle anwenden?

Uwe Ehret, Erwin Zehe, Volker Wulfmeyer, Kirsten Warrach-Sagi, Joachim Liebert

Zusammenfassung

Simulationen globaler und regionaler Klimamodelle weichen trotz Fortschritten immer noch deutlich von den zugeordneten Beobachtungen ab. Dies schließt ihre direkte Nutzung für Klimaänderungsuntersuchungen meist aus. Um dem abzuhelpen, hat sich die Biaskorrektur, d. h. die nachträgliche Korrektur von Simulationen und Projektionen mit Hilfe von Referenzdaten als Standardprozedur etabliert.

In diesem Artikel argumentieren wir, dass die Integration von Biaskorrekturverfahren in die Modellkette globaler und regionaler Klimamodelle für Klimaänderungsuntersuchungen häufig nicht valide ist, da sie weder konsistent noch universell sind. Konsistente Verfahren erhöhen die Übereinstimmung zwischen Modellergebnissen und unserem Weltverständnis, universelle Verfahren erweitern ihren Anwendungsbereich bzw. schränken ihn nicht ein.

Die Anwendung von Biaskorrektur erhöht die Übereinstimmung zwischen Beobachtungen und den Ergebnissen von Klimamodellen und verkleinert so die damit verbundenen Unsicherheiten, meist jedoch ohne dafür eine physikalisch plausible Begründung zu liefern. Diese scheinbare Erhöhung der Prognosesicherheit ist den Endnutzern von Klimaprojektionen häufig nicht bewusst und kann zu Fehleinschätzungen und –entscheidungen führen.

Nach einer kurzen Einführung über Gründe, Verfahren und Einfluss von Biaskorrekturverfahren diskutieren wir die damit verbundenen Annahmen und Implikationen und schließen daraus auf ihre Validität. Im Anschluss stellen wir Möglichkeiten dar, mit biasbehafteten Modellergebnissen umzugehen und den Bias mittel- und langfristig zu reduzieren.

Ziel des Artikels ist, eine offene Diskussion über Nutzen und Grenzen der Biaskorrektur im Rahmen von meteorologischen und hydrologischen Klimaänderungsuntersuchungen zwischen allen Beteiligten zu befördern.

1. Einführung

Die Gründe und Auswirkungen des globalen Klimawandels zu verstehen, zu quantifizieren und zu prognostizieren ist momentan eine der wichtigsten Fragen der Gesellschaft an die Wissenschaft. Die besten Werkzeuge, die uns dafür zur Verfügung stehen sind, neben Beobachtungen, globale Zirkulationsmodelle (GCMs) (RANDALL et al. 2007). Für die meisten hydrologisch relevanten Variablen liefern GCMs wegen ihrer groben Auflösung auf Skalen unter 200 km jedoch noch keine für den Antrieb hydrologischer Prozesse direkt nutzbaren Informationen (MARAUN et al. 2010, BLÖSCHL & SIVAPALAN 1995, INES & HANSEN 2006). Dies gilt insbesondere für die wichtigste hydrologische Eingangsgröße, den Niederschlag, der für hydrologische Simulationen nicht nur bezüglich des Mittelwertes, sondern auch bezüglich Extrema, Intermittenz und raum-zeitlicher Variabilität realistisch sein muss (KUNDZEWICZ et al. 2007, MARAUN et al. 2010). Diese Skalenlücke kann entweder durch statistisches Downscaling (z.B. WÓJCIK & BUIHAND 2003; BURGER 1996; STEHLIK & BÁRDOSSY 2002) oder auf physikalisch konsistentere Weise durch dynamisches Downscaling

ling geschlossen werden. Dazu werden regional hochaufgelöste Zirkulationsmodelle (RCMs) betrieben, mit den GCM Simulationen als randlichem Antrieb. Durch die höhere Auflösung und detailliertere Abbildung atmosphärischer Prozesse kann dies regionale Klimasimulationen und -projektionen deutlich verbessern (MARAUN et al. 2010). Für hydrologische Fragestellungen werden RCM Ergebnisse häufig als Antrieb für hydrologische Modelle (HMs) verwendet.

Trotz substantieller Fortschritte in den letzten Jahren ist die Reproduktion hydrologisch relevanter Variablen auf hydrologisch relevanten Skalen für das Ist-Klima jedoch nach wie vor mit systematischen Fehlern (Bias) in einer Größenordnung behaftet, die eine direkte Nutzung in HMs ausschließen (WILBY et al. 2000, WOOD et al. 2004, RANDALL et al. 2007, PIANI et al. 2010, HAGEMANN et al. 2011, CHEN et al. 2011, ROJAS et al. 2011, HADDELAND et al. 2012, JOHNSON & SHARMA 2012). Um dieses Problem zu beheben, hat sich die nachträgliche Ergebniskorrektur mit Hilfe von Beobachtungsdaten als Standardprozedur etabliert. Diese als Biaskorrektur bekannten Verfahren haben signifikanten Einfluss auf die GCM/RCM Ausgaben und damit auch auf die Ergebnisse aller darauf aufbauenden Untersuchungen zu den Auswirkungen von Klimaänderungen.

In diesem Zusammenhang verfolgen wir in diesem Artikel die Frage, ob und wann die Anwendung von Biaskorrektur gerechtfertigt ist, die im Gegensatz zu den anderen Komponenten der Modellkette GCM/RCM/HM meist nicht auf physikalischen Gesetzmäßigkeiten fußt.

2. Bias: Definition, Ursachen und Größenordnung

2.1 Definition

Laut WMO (WWRP 2009-1) ist Bias definiert als die Übereinstimmung zwischen einer Vorhersage und einer Beobachtung, die jeweils über eine bestimmte Fläche und einen bestimmten Zeitraum gemittelt wurden. Im Kontext der Klimafolgenforschung wird die Definition allerdings weniger strikt gehandhabt: Mit Bias wird hier jede interessierende Abweichung zwischen Modell und Beobachtung bezeichnet, was je nach Inhalt der Studien neben Mittelwerten auch Varianzen, Kovarianzen, Dauer von Trockenperioden etc. beinhalten kann. Klimamodelle werden meist über längere Zeiträume bezüglich der Reproduktion klimatischer Indizes analysiert (siehe z.B. MARAUN et al. 2010). Dabei sollte allerdings nicht vergessen werden, dass Bias kein zeitinvariante Größe ist, sondern vielmehr das Resultat einer dynamischen Prozesskette ist und damit immer aus einer Kombination zeitvarianter Fehler besteht. Wir behalten im Folgenden die breite Definition von 'Bias' bei, empfehlen aber zukünftig die Nutzung des Begriffs wieder auf seine ursprüngliche Bedeutung einzugrenzen.

2.2 Ursachen

Die wichtigsten Gründe für Bias in den Ergebnissen von Klimamodellen sind die imperfekte Repräsentierung atmosphärenphysikalischer Prozesse (MARAUN 2012), inkorrekte Modellinitialisierungen und Defizite in der Modellparametrisierung, siehe auch DOHERTY et al. 2009; WCRP 2009. Speziell für RCMs stellen inkorrekte Randbedingungen von GCMs oder Reanalysen (modellbasierte Aufbereitung und Interpolation von Beobachtungsdaten) oder Inkonsistenzen zwischen der Modellphysik von GCMs und RCMs weitere Fehlerquellen dar. Dazu ist anzumerken, dass der Gesamtbias immer eine zeitvariable Kombination mehrerer

Einflussfaktoren ist: Bei großskaligen Wetterlagen dominieren die durch das GCM bereitgestellten Randbedingungen den Bias, während bei kleinskaligen Wetterlagen (Konvektion) die Orographie und Landoberflächenheterogenität in den RCMs den Bias dominiert (WULFMEYER et al. 2011).

Eine weitere Ursache für Bias in GCM und RCM Ausgaben sind die begrenzten Parametrisierungszeiträume der Modelle, in denen meist nicht die gesamte Variabilität atmosphärischer Prozesse enthalten ist (MARAUN 2012). Dies gilt auch für die Parametrisierung von Biaskorrekturverfahren. Scheinbarer Bias kann auftreten, wenn die als Referenz benutzten 'Beobachtungszeitreihen' ihrerseits biasbehaftet sind. Dies ist entweder der Fall wenn bei beobachtungs-basierten Referenzreihen wie E-OBS (HAYLOCK et al. 2008) die zugrundeliegenden Beobachtungen nicht repräsentativ sind oder wenn die Reihen ihrerseits Modellausgaben (Reanalysen) mit den bekannten Biasquellen sind, z.B. WATCH (WEEDON et al. 2011), oder ERA-interim (DEE et al. 2011).

Bei hydrologischen Fragestellungen bildet die Nutzung von HMs eine weitere Biasquelle, z.B. wenn die Skale der Eingangsgrößen nicht mit der Skale des Modells und der Skale der für die Modellkalibrierung verwendeten Daten übereinstimmt (HAY et al. 2002).

2.3 Größenordnung

Für hydrologische Studien zu Klimafolgen stellt der Bias im Niederschlag das größte Problem dar. Er äußert sich meist in einer Überschätzung der Niederschlagstage, Unterschätzung der Starkniederschläge und betrifft das gesamte Intensitätsspektrum, den Mittelwert und die Streuung der Niederschlagsmengen (PIANI et al. 2010, ROJAS et al. 2011). Speziell in Europa wird der Winter- gegenüber dem Sommerniederschlag meist überschätzt. CHRISTENSEN et al. 2008, DOSIO & PARUOLO 2011, ROJAS et al. 2011 berichten, dass der von 1961-2000 mit dem RCM HIRHAM 5 simulierte mittlere Jahresniederschlag über Europa den zugehörigen Beobachtungswert um nahezu das Doppelte übersteigt. HAGEMANN et al. 2011 berichten aus einer Studie mit drei GCMs, zwei Emissionsszenarien und zwei globalen hydrologischen Modellen, dass der Einfluss der Biaskorrektur in einigen Regionen größer ist als das Klimaänderungssignal selbst. Auf Basis einer Multi-Modell Studie in drei mesoskaligen Einzugsgebieten in Deutschland mit zwei GCMs, zwei RCMs und drei HMs berichten SCHÄDLER et al. 2012, dass die modellierten mittleren Monatshochwasser im Zeitraum 1971-2000 einen deutlichen Bias aufweisen: Für den Pegel Wetter/Ruhr (3908 km²) und das RCM 'CLM' beträgt er 168%.

Wichtig dabei ist, dass effektive Biaskorrekturen, welche Bias dieser Größenordnung entfernen, damit auch einen ebenso großen Einfluss auf die Ergebnisse von Studien zur Klimaänderung haben. Und das nicht nur bezüglich der Absolutwerte, sondern potentiell auch bezüglich der Klimaänderungssignale. Dieser Einfluss wird jedoch nur selten explizit quantifiziert und die grundlegenden Annahmen der Biaskorrektur – vor allem Stationarität des Bias unter instationären Bedingungen – werden nur selten diskutiert.

3. Biaskorrektur verschleiert Modelldefizite

Wie eingangs diskutiert, ist das Problem biasbehafteter Ausgaben von GCMs und RCMs wohl bekannt. Die zugehörigen Lösungsansätze können in drei Ansätze unterteilt werden:

Der erste Ansatz besteht in der Verbesserung der zugrundeliegenden Modelle an den in Kapitel 2.2 genannten Schwachstellen. Dies ist der schwierigste, langwierigste aber langfristig erfolgversprechendste Ansatz, da er direkt an der physikalischen Basis der Modelle ansetzt (siehe auch Kap. 6).

Die Ablösung deterministischer Einzelmodellprognosen durch probabilistische Prognosen auf Basis von Multi-Modell Ensembles mit GCMs, RCMs und HMs wird momentan stark vorangetrieben (siehe auch Kap. 6). Dadurch werden Modelldefizite und Bias zwar nicht eliminiert, die damit einhergehenden Unsicherheiten können aber quantifiziert, und damit in Entscheidungsprozessen berücksichtigt werden.

Der dritte Ansatz, Korrektur von Modellausgaben durch Postprocessing beinhaltet die gängigen Verfahren der Biaskorrektur. Sie reduzieren den Bias und können als valider Teil der Modellkette betrachtet werden, wenn sie die allgemeinen Kriterien valider Modellkomponenten erfüllen: Konsistenz, Qualität und Wert (MURPHY 1993). Konsistente Verfahren erhöhen die Übereinstimmung zwischen Modellergebnissen und unserer Erfahrung, die Qualität eines Verfahrens wird durch die erhöhte Übereinstimmung zwischen Modellausgaben und Referenzmessungen ausgedrückt, Wert beschreibt den Nutzen, den ein Entscheider aus den Modellausgaben ziehen kann. Zur Konsistenz gehört auch die Universalität, d.h. Verfahren, die man einer Modellkette hinzufügt, sollten deren Anwendbarkeit im gesamten Spektrum möglicher Randbedingungen und Systemzustände erhöhen, nicht einschränken. Die meisten heute üblichen Verfahren zur Biaskorrektur (siehe auch THEMESSEL et al. 2011) erhöhen zwar die Qualität der Modellausgaben in Beobachtungszeiträumen, der Nachweis von Konsistenz und Universalität wird aber meist nicht erbracht. Wir argumentieren daher, dass diese Verfahren die wahre Qualität einer Modellkette eher verschleiern als erhöhen. Verfahren zur Biaskorrektur werden in der Modellkette GCM-RCM-HM meist zwischen RCM und HM eingefügt, im Vergleich zu den anderen Modellkomponenten sind sie meist wenig physikalisch basiert und genügen meist nicht physikalischen Erhaltungssätzen (HAERTER et al. 2011). Warum wurden Verfahren zur Biaskorrektur dann überhaupt eingeführt? Letztendlich aus der Not heraus, auf die drängenden Fragen der Gesellschaft zum Klimawandel mit den verfügbaren Mitteln Antworten geben zu können (VANNITSEM 2011). Darüber hinaus besitzen die meisten Verfahren zur Biaskorrektur den Vorteil, an den Modellausgaben anzusetzen und daher durch jeden potenziellen Nutzer dieser Ausgaben maßgeschneidert für die interessierende Ausgabegröße entwickelt werden zu können, mit überschaubarem Aufwand und ohne einen vertieften Einblick in die zugrunde liegenden Modelle (siehe auch JOHNSON & SHARMA 2012). In diesem Sinne reflektiert die Bandbreite heutiger Biaskorrekturverfahren die Defizite heutiger Klimamodelle aus Anwendersicht.

4. Verfahren zur Biaskorrektur

Der folgende Überblick über Verfahren zur Biaskorrektur ist bei Weitem nicht vollständig und dazu gedacht, dem Leser einen Eindruck der Bandbreite und typischer Verfahrensschritte zu geben (ein besserer Überblick ist in THEMESSEL et al. 2011 zu finden): Monatliche Mittelwertskorrektur (FOWLER & KILSBY 2007), Delta Change Methode (HAY et al. 2000), Multiple lineare Regression (HAY & CLARK 2003), Analogmethoden (MORON et al. 2008), Intensitätsskalierung (SCHMIDLI et al. 2006), Quantilemapping (WOOD et al. 2004, SUN et al.

2011), Histogrammangleichung (PIANI et al. 2010), Gamma-Gamma Transformation (SHARMA et al. 2007).

Die typischen Verfahrensschritte sollen hier stellvertretend anhand der Histogrammangleichung von PIANI et al. 2010 erläutert werden: Angleichung der Auflösung von Modellausgaben und der Referenz, Entfernung von Ausreißern, Ordnen der Modellausgaben und Referenzwerte nach Größe. Die so erhaltene Dichtefunktion der Modellausgaben wird auf die der Referenzwerte übertragen. Diese Transferfunktion beeinflusst alle Verteilungsmomente und wird einzeln für jeden Kalendermonat, jeden Gitterpunkt und jede Variable (Niederschlag, Temperatur etc.) aufgestellt.

Wichtig ist hierbei, dass die Biaskorrektur damit individuell für Variablen, Zeiträume und Raumpunkte durchgeführt wird. Damit sind mehrere starke Annahmen verbunden, die im nächsten Kapitel diskutiert und bewertet werden.

5. Anwendbarkeit von Biaskorrektur

5.1 Annahmen und Implikationen

Nicht alle der im Folgenden genannten Annahmen und Implikationen treffen auf jedes Verfahren zur Biaskorrektur zu. Die Liste sollte daher als allgemeine Übersicht gesehen werden.

Zuverlässigkeit: GCMs oder RCMs mit Defiziten in einer Größenordnung, die eine Biaskorrektur erforderlich machen, sind trotzdem geeignet die (manchmal subtilen) Auswirkungen von Klimaänderungen zu prognostizieren.

Effektivität: Das gewählte Korrekturverfahren entfernt den Bias ohne unerwünschte Nebeneffekte (Erzeugung eines neuen Bias). Demgegenüber berichten CHEN et al. 2011, dass die Wahl des Korrekturverfahrens eine weitere Unsicherheitsquelle in der Prognose darstellt, insbesondere bei der Korrektur von Niederschlag (HAERTER et al. 2011).

Zeitinvarianz: Das gewählte Verfahren zur Biaskorrektur, parametrisiert über einer finiten Region in einem finiten Zeitraum ist auch unter geänderten, insbesondere extremen klimatischen Bedingungen anwendbar. Diese Annahme ist, nicht zuletzt aufgrund der starken Nichtlinearität insbesondere der Niederschlagsbildungsprozesse, wahrscheinlich nicht allgemeingültig, wie Studien von CHRISTENSEN et al. 2008, HAGEMANN et al. 2011, BUSER et al. 2009 oder TERINK et al. 2010 nahelegen. VANNITSEM 2011 untersuchte die Eigenschaften von Biaskorrekturverfahren unter transienten Bedingungen und stellte fest, dass es kein universell geeignetes Korrekturverfahren gibt und die Übertragung eines Korrekturverfahrens von einem klimatischen Zustand zu einem anderen nicht einfach möglich ist.

Vollständigkeit: Eng verknüpft mit Zeitinvarianz ist die Annahme, dass der begrenzte Beobachtungszeitraum, der für die Parametrisierung der Biaskorrektur zur Verfügung steht (meist wenige Jahrzehnte), das gesamte Spektrum der betrachteten Variable beinhaltet. Dies ist meist nicht gegeben, was bei der Biaskorrektur in Prognosezeiträumen zu einer Extrapolation jenseits physikalisch begründeter Grenzen führen kann (siehe auch MARAUN et al. 2010).

Geringe Relevanz räumlich-zeitlicher Feldkovarianzen: Wie in Kap. 4 beschrieben, wird Biaskorrektur meist individuell für Variablen, Zeiträume und Raumpunkte durchgeführt. Dies führt zwangsläufig zu einer Veränderung der Kovarianzstruktur der jeweiligen GCM/RCM Ausgabefelder. Biaskorrektur schmälert damit den Hauptvorteil dynamischer Modelle, thermodynamische Felder mit Kovarianzstrukturen zu erzeugen, die den Gesetzen der Atmosphärenphysik genügen. Dadurch können insbesondere nichtlineare hydrologische Folgeprozesse wie die z.B. Entstehung von Oberflächenabfluss beeinflusst werden. Mit der Verwendung von Biaskorrekturverfahren ist daher die (nicht immer erfüllte) Annahme verknüpft, dass die Änderung der Feldkovarianzen wenig relevant ist (JOHNSON & SHARMA, 2012).

Geringe Feedbackeffekte: Mit der nachgeschalteten Anwendung von Biaskorrekturverfahren geht die Annahme einher, dass die Verbindungen und Rückkopplungen zwischen atmosphärischen Zuständen und Flüssen (Temperatur, Feuchte, Niederschlag, Verdunstung etc.) nur gering relevant sind. Dies muss nicht so sein: SENEVIRATNE et al. 2006 schlossen aus einer Studie zur Klimaänderung in Europa, dass die Land-Atmosphärenkopplung stark durch den Klimawandel beeinflusst wird und ihrerseits auf ihn zurückwirkt. Mehrere Studien berichten auch von einer starken Kopplung weiterer Variablen, insbesondere Temperatur und Niederschlag (BERG et al. 2009, PIANI et al. 2010, SHARMA 2012), was Auswirkungen auf weitere hydrologisch relevante Prozesse wie Verdunstung und Schneeschmelze hat (WOOD et al. 2004).

Kein Bias durch Versatz: Die meisten Verfahren zur Biaskorrektur identifizieren Bias durch den Vergleich von Modellausgaben und Beobachtungen an identischen räumlichen und zeitlichen Koordinaten. Damit wird jeder Modellfehler, der sich in einem räumlichen oder zeitlichen Versatz äußert, irrtümlicherweise als Wertefehler (Bias) identifiziert und korrigiert (HAERTER et al. 2011).

Bias beschränkt sich auf typische Zeitskalen: Die meisten Verfahren zur Biaskorrektur bestimmen und korrigieren Bias für eine (oder nur wenige) zeitliche Aggregationsstufen (z.B. Jahreszeit, Monat), nehmen also an, dass der Bias nur auf dieser Zeitskala auftritt. Dies muss wegen der verschiedenen charakteristischen Zeitskalen meteorologischer Prozesse nicht immer so sein: HAERTER et al. 2011 berichten von einem Fall, bei dem eine Biaskorrektur von Temperaturdaten auf Tagesbasis diese zwar verbessert, die Varianz monatlicher Temperaturmittel dadurch aber verschlechtert wurde.

5.2 Schlussfolgerungen zur Anwendbarkeit von Biaskorrektur

Die Biasstruktur von Klimamodellen ist komplex, was eine direkte Folge der Komplexität atmosphärischer Prozesse und ihrer Interaktionen mit der Erdoberfläche ist. Damit stellt sich die Frage, ob heutige Verfahren zur Biaskorrektur, die im Wesentlichen ein Postprocessing unter Ausklammerung dieser Interaktionen darstellen, geeignet für die Anwendung in Studien zum Klimawandel sind. Dies wird zunehmend kritisch diskutiert, siehe z. B. HAGEMANN et al. 2011, VANNITSEM 2011, HAERTER et al. 2011, TEUTSCHBEIN & SEIBERT 2010.

Kehren wir noch einmal zurück zur Modellkette GCM/RCM/HM, die den Kern der meisten hydrologisch motivierten Studien zum Klimawandel bildet: Das Vertrauen in ihre Prognosen basiert zum großen Teil darauf, dass sie auf etablierten physikalisch-chemischen Gesetzmäßigkeiten aufbauen, ihrer Fähigkeit thermodynamische Felder mit realistischen Kovarianzstrukturen zu erzeugen und der expliziten Berücksichtigung vieler Rückkopplungsprozesse. Biaskorrektur schmälert all diese Vorteile, darüber hinaus ist unklar, ob die über relativ kurzen Beobachtungszeiträumen parametrisierten Verfahren auch in geändertem Klima anwendbar sind.

Biaskorrektur (per Definition) erhöht die Übereinstimmung zwischen Modellausgabe und Referenz, meist jedoch ohne dafür eine plausible, physikalisch begründete Erklärung zu liefern. Dies ist den Endnutzern von Klimaänderungsstudien (Entscheidungsträger, Politiker, etc.) häufig nicht bewusst, die wahre Prognoseunsicherheit wird daher durch Biaskorrektur eher verschleiert als verkleinert, was zu verfrühten oder falschen Entscheidungen führen kann.

Unser letztes Argument hängt mit den hydrologischen Ergebnissen (Aussagen zu Hochwasser, Trockenzeiten, etc.) von Klimaänderungsstudien zusammen: Ein aus hydrologischer Sicht logischer Schritt wäre, nicht die Ausgabe von Klimamodellen, sondern die Ausgabe der anschließenden hydrologischen Modelle zu korrigieren. Diese 'end-of-the-pipe' Biaskorrektur könnte mit denselben Argumenten gerechtfertigt werden wie die gängige Korrektur von GCM/RCM Ausgaben. Wir wagen aber die Behauptung, dass hydrologisch geschulte Nutzer dieses Vorgehen nicht akzeptieren würden, jedenfalls nicht ohne eine genaue Kenntnis über Methodik und Auswirkung der Biaskorrektur.

Auf Basis der genannten Punkte kommen wir daher zu dem Schluss, dass die gängige Praxis von Biaskorrektur in Studien zum Klimawandel häufig nicht valide ist. Die meisten Korrekturverfahren erhöhen zwar die Qualität der Simulationen, eine Erhöhung von Konsistenz und Universalität und eine Erhöhung der Qualität in den Prognosezeiträumen kann aber meist nicht nachgewiesen werden.

6. Vorschläge für den Umgang mit Bias

In diesem Kapitel werden Vorschläge gemacht für den Umgang mit dem kurzfristig nicht vermeidbaren Bias in den Ausgaben von Klimamodellen und mittel- und langfristige Vorschläge für seine Verminderung.

Der erste und kurzfristig am einfachsten zu realisierende Schritt ist, den Nutzern von Studien zur Klimaänderung die damit verbundenen Unsicherheiten und den Einfluss von Biaskorrektur zu kommunizieren, indem die Ergebnisse der Studien mit und ohne Biaskorrektur und eine Beschreibung des Korrekturverfahrens bereitgestellt werden. Dadurch wird der Einfluss der Biaskorrektur ersichtlich. Fallweise kann es auch sinnvoller sein, nur die nicht-korrigierten Ergebnisse zu veröffentlichen. Dadurch wird zwar der Bias nicht reduziert, aber das Problembewusstsein und damit die Fähigkeit zur korrekten Ergebnisinterpretation durch die Nutzer erhöht (siehe auch MARAUN et al. 2010).

Aufwändiger und daher erst mittelfristig erreichbar ist die Reduktion von Bias durch genestete Modellierungsansätze globaler und regionaler Klimamodelle (z.B. MARAUN et al. 2010, LIANG et al. 2008) und die Quantifizierung von Simulations- und Prognoseunsicherheiten durch Multi-Modell-Ensembles (MME). MMEs liefern ein Ensemble von Simulatio-

nen/Prognosen entweder durch die parallele Verwendung mehrerer Modelle (GCMs, RCMs und/oder HMs) oder durch die Variation von Anfangsbedingungen oder Modellparametrisierungen. Mit der Ensembledreueung kann die Unsicherheit von Klimaprognosen sowie der Anteil der einzelnen Modellkomponenten und der natürlichen Variabilität abgeschätzt werden (KNUTTI 2008, TEUTSCHBEIN und SEIBERT 2010). Genestete und Ensembleansätze sind bereits Gegenstand einer Vielzahl von Projekten wie z.B. ENSEMBLES (CHRISTENSEN et al. 2008), PRUDENCE (CHRISTENSEN & CHRISTENSEN 2007) oder CORDEX (GIORGI et al. 2009).

Der zeitaufwändigste, nur langfristig erreichbare aber letztlich erfolgversprechendste Ansatz zur Verringerung von Bias ist, die GCM/RCM/HM Modelle selbst zu verbessern. Dies kann zum einen erreicht werden durch verbesserte Prozessbeschreibungen wie beispielsweise die explizite Berücksichtigung hochreichender Konvektion (STEPHENS et al. 2010; WARRACHSAGI et al. 2012), was aber eine hohe Modellauflösung (mindestens ca. 4km) erfordert (ROTACH et al. 2009; BAUER et al. 2011; WULFMEYER et al. 2011). Erste Tests mit konvektionserlaubenden GCMs zeigen ermutigende Resultate (FUDEYASU et al. 2008). Zum anderen können durch die Integration hochentwickelter hydrologischer Modelle in GCMs/RCMs die relevanten Interaktionen von Landoberfläche und Atmosphäre verbessert abgebildet werden (BETTS 2009; VAN DEN HURK et al. 2005).

Sind damit die Anstrengungen zur Entwicklung von Biaskorrekturverfahren Zeitverschwendung gewesen? Sicherlich nicht: Auch wenn wir mit der aktuellen Praxis der Biaskorrektur nicht einverstanden sind, hat die Analyse und Quantifizierung von Bias in den Ausgaben von Klimamodellen sehr zur Identifikation von Modelldefiziten beigetragen (VANNITSEM & NICOLIS 2008; VANNITSEM 2008; EDEN et al. 2012). In diesem Sinne können Methoden zur Biaskorrektur als diagnostische Werkzeuge verstanden werden, die zur gezielten Modellverbesserung beitragen.

7. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

In diesem Artikel argumentieren wir, dass die heutigen Verfahren zur Biaskorrektur von Klimamodellen häufig nicht valide sind. Zu diesem Zweck starteten wir mit einer Definition von Bias und der Beschreibung seiner Ursachen. Wir haben gezeigt dass der Bias heutiger globaler und regionaler Klimamodelle substanziell ist und seine Entfernung durch Biaskorrekturverfahren daher einen ebenso substanziellen Einfluss auf die Ergebnisse von Klimaänderungsstudien hat. Wir haben die mit der Anwendung von Biaskorrektur verbundenen Annahmen und Implikationen dargestellt und darauf aufbauend argumentiert, dass die Anwendung heutiger Verfahren zur Biaskorrektur häufig nicht valide ist, da die Verfahren meist weder konsistent noch universell sind. Schließlich haben wir Wege zum Umgang mit und zur Reduktion von Bias und zur besseren Darstellung der mit Klimasimulationen und -prognosen einhergehenden Unsicherheiten vorgestellt.

Ziel des Artikels ist, eine offene Diskussion über Nutzen und Grenzen der Biaskorrektur im Rahmen von meteorologischen und hydrologischen Klimaänderungsuntersuchungen zwischen allen Beteiligten zu befördern.

Literatur

- BAUER, H.-S., T. WEUSTHOFF, M. DORNINGER, V. WULFMEYER, T. SCHWITALLA, T. GORGAS, M. ARPAGAU & K. WARRACH-SAGI (2011): Predictive skill of a subset of models participating in D-PHASE in the COPS region, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 287-305, 10.1002/qj.715.
- BERG, P., J.O. HAERTER, P. THEJLL, C. PIANI, S. HAGEMANN & J.H. CHRISTENSEN (2009): Seasonal characteristics of the relationship between daily precipitation intensity and surface temperature, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 114, D18102 10.1029/2009jd012008.
- BETTS, A.K. (2009): Land-Surface-Atmosphere Coupling in Observations and Models, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 1, 18 pp., 10.3894/james.2009.1.4.
- BLOSCHL, G. & M. SIVAPALAN (1995): Scale issues in hydrological modeling - a review, *Hydrol. Process.*, 9, 251-290, 10.1002/hyp.3360090305.
- BURGER, G. (1996): Expanded downscaling for generating local weather scenarios, *Climate Research*, 7, 111-128, 10.3354/cr007111.
- BUSER, C.M., H.R. KUNSCH, D. LUTHI, M. WILD & C. SCHAR (2009): Bayesian multi-model projection of climate: bias assumptions and interannual variability, *Clim. Dyn.*, 33, 849-868, 10.1007/s00382-009-0588-6.
- CHEN, C., J.O. HAERTER, S. HAGEMANN & C. PIANI (2011): On the contribution of statistical bias correction to the uncertainty in the projected hydrological cycle, *Geophysical Research Letters*, 38, L20403 10.1029/2011gl049318.
- CHRISTENSEN, J.H., F. BOBERG, O.B. CHRISTENSEN & P. LUCAS-PICHER (2008): On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation, *Geophysical Research Letters*, 35, L20709 10.1029/2008gl035694.
- CHRISTENSEN, J.H. & O.B. CHRISTENSEN (2007): A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century, *Climatic Change*, 81, 7-30, 10.1007/s10584-006-9210-7.
- DEE, D.P., S.M. UPPALA, A.J. SIMMONS, P. BERRISFORD, P. POLI, S. KOBAYASHI, U. ANDRAE, M.A. BALMASEDA, G. BALSAMO, P. BAUER, P. BECHTOLD, A.C.M. BELJAARS, L. VAN DE BERG, J. BIDLOT, N. BORMANN, C. DELSOL, R. DRAGANI, M. FUENTES, A.J. GEER, L. HAIMBERGER, S.B. HEALY, H. HERSBACH, E.V. HÖLM, L. ISAKSEN, P. KÄLLBERG, M. KÖHLER, M. MATRICARDI, A.P. MCNALLY, B.M. MONGE-SANZ, J.J. MORCRETTE, B.K. PARK, C. PEUBEY, P. DE ROSNAY, C. TAVOLATO, J.N. THÉPAUT & F. VITART (2011): The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553-597, 10.1002/qj.828.
- DOHERTY, S., S. BOJINSKI, D. GOODRICH, A. HENDERSON-SELLERS, K. NOONE, N. BINDOFF, J. CHURCH, K. HIBBARD, T. KARL, L. KAJFEZ-BOGATAJ, A. LYNCH, D. PARKER, P. THORNE, I. PRENTICE, V. RAMASWAMY, R. SAUNDERS, M. SMITH, K. STEFFEN, T. STOCKER, K. TRENBERTH, M. VERSTRAETE & F. ZWIERS (2009): Lessons learned from IPCC AR4: Scientific developments needed to understand, predict, and respond to climate change, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 90, 497-513, 10.1175/2008bams2643.1.
- DOSIO, A., & P. PARUOLO (2011): Bias correction of the ENSEMBLES high-resolution climate change projections for use by impact models: Evaluation on the present climate, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 116, D16106 10.1029/2011jd015934.
- EDEN, J.M., M. WIDMANN, D. GRAWE & S. RAST (2012): Skill, Correction, and Downscaling of GCM-Simulated Precipitation, *Journal of Climate*, 25, 3970-3984, 10.1175/jcli-d-11-00254.1.
- FUDEYASU, H., Y.Q. WANG, M. SATOH, T. NASUNO, H. MIURA & W. YANASE (2008): Global cloud-system-resolving model NICAM successfully simulated the lifecycles of two real tropical cyclones, *Geophysical Research Letters*, 35, L22808 10.1029/2008gl036003.
- GIORGI, F., C. JONES & G. ASRAR (2009): Addressing climate information needs at the regional level: The cordex framework. *WMO Bull.*, 58, 175-183.

- GIORGI, F. & M.R. MARINUCCI (1996): An investigation of the sensitivity of simulated precipitation to model resolution and its implications for climate studies, *Monthly Weather Review*, 124, 148-166, 10.1175/1520-0493(1996)124<0148:aiotso>2.0.co;2.
- GLECKLER, P.J., K.E. TAYLOR & C. DOUTRIAUX (2008): Performance metrics for climate models, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 113, D06104 10.1029/2007jd008972.
- GUPTA, A.S., L.C. MUIR, J.N. BROWN, S.J. PHIPPS, P.J. DURACK, D. MONSELESAN & S.E. WIJFFELS (2012): Climate Drift in the CMIP3 Models, *Journal of Climate*, 25, 4621-4640, 10.1175/jcli-d-11-00312.1.
- HADDELAND, I., D.B. CLARK, W. FRANSSSEN, F. LUDWIG, F. VOß, N.W. ARNELL, N. BERTRAND, M. BEST, S. FOLWELL, D. GERTEN, S. GOMES, S.N. GOSLING, S. HAGEMANN, N. HANASAKI, R. HARDING, J. HEINKE, P. KABAT, S. KOIRALA, T. OKI, J. POLCHER, T. STACKE, P. VITERBO, G.P. WEEDON & P. YEH (2011): Multimodel Estimate of the Global Terrestrial Water Balance: Setup and First Results, *J. Hydrometeorol.*, 12, 869-884, 10.1175/2011jhm1324.1.
- HADDELAND, I., J. HEINKE, F. VOß, S. EISNER, C. CHEN, S. HAGEMANN & F. LUDWIG (2012): Effects of climate model radiation, humidity and wind estimates on hydrological simulations, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 305-318, 10.5194/hess-16-305-2012.
- HAERTER, J.O., S. HAGEMANN, C. MOSELEY & C. PIANI (2011): Climate model bias correction and the role of timescales, *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 1065-1079, 10.5194/hess-15-1065-2011, 2011.
- HAGEMANN, S., C. CHEN, J.O. HAERTER, J. HEINKE, D. GERTEN & C. PIANI (2011): Impact of a Statistical Bias Correction on the Projected Hydrological Changes Obtained from Three GCMs and Two Hydrology Models, *J. Hydrometeorol.*, 12, 556-578, 10.1175/2011jhm1336.1.
- HAY, L.E. & M.P. CLARK (2003): Use of statistically and dynamically downscaled atmospheric model output for hydrologic simulations in three mountainous basins in the western United States, *Journal of Hydrology*, 282, 56-75, 10.1016/s0022-1694(03)00252-x.
- HAY, L.E., M.P. CLARK, R.L. WILBY, W.J. GUTOWSKI, G.H. LEAVESLEY, Z. PAN, R.W. ARRITT & E.S. TAKLE (2002): Use of regional climate model output for hydrologic simulations, *J. Hydrometeorol.*, 3, 571-590, 10.1175/1525-7541(2002)003<0571:uorcmo>2.0.co;2.
- HAY, L.E., R.J.L. WILBY & G.H. LEAVESLEY (2000): A comparison of delta change and downscaled GCM scenarios for three mountainous basins in the United States, *Journal of the American Water Resources Association*, 36, 387-397, 10.1111/j.1752-1688.2000.tb04276.x.
- INES, A.V.M. & J.W. HANSEN (2006): Bias correction of daily GCM rainfall for crop simulation studies, *Agric. For. Meteorol.*, 138, 44-53, 10.1016/j.agrformet.2006.03.009.
- JACOB, D., L. BÄRRING, O. CHRISTENSEN, J. CHRISTENSEN, M. DE CASTRO, M. DÉQUÉ, F. GIORGI, S. HAGEMANN, M. HIRSCHI, R. JONES, E. KJELLSTRÖM, G. LENDERINK, B. ROCKEL, E. SÁNCHEZ, C. SCHÄR, S. SENEVIRATNE, S. SOMOT, A. VAN ULDEN & B. VAN DEN HURK (2007): An inter-comparison of regional climate models for Europe: model performance in present-day climate, *Climatic Change*, 81, 31-52, 10.1007/s10584-006-9213-4.
- JOHNSON, F. & A. SHARMA (2012): A nesting model for bias correction of variability at multiple time scales in general circulation model precipitation simulations, *Water Resources Research*, 48, W01504 10.1029/2011wr010464.
- KNUTTI, R. (2008): Should we believe model predictions of future climate change?, *Philosophical Transactions of the Royal Society a-Mathematical Physical and Engineering Sciences*, 366, 4647-4664, 10.1098/rsta.2008.0169.
- KUNDZEWICZ, Z.W., L.J. MATA, N.W. ARNELL, P. DÖLL, P. KABAT, B. JIMÉNEZ, K.A. MILLER, T. OKI, Z. SEN & I.A. SHIKLOMANOV (2007): Freshwater resources and their management. In: *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability—Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- LI, H.B., J. SHEFFIELD & E.F. WOOD (2010): Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 115, D10101 10.1029/2009jd012882.
- LIANG, X.Z., K.E. KUNKEL, G.A. MEEHL, R.G. JONES & J.X.L. WANG (2008): Regional climate models downscaling analysis of general circulation models present climate biases propagation into future change projections, *Geophysical Research Letters*, 35, L08709 10.1029/2007gl032849.
- MARAUN, D., F. WETTERHALL, A.M. IRESO, R.E. CHANDLER, E.J. KENDON, M. WIDMANN, S. BRIENEN, H.W. RUST, T. SAUTER, M. THEMESSEL, V.K.C. VENEMA, K.P. CHUN, C.M. GOODESS, R.G. JONES, C. ONOF, M. VRAC & I. THIELE-EICH (2010): Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user, *Reviews of Geophysics*, 48, Rg3003 10.1029/2009rg000314.
- MARAUN, D. (2012): Nonstationarities of regional climate model biases in European seasonal mean temperature and precipitation sums, *Geophysical Research Letters*, submitted.
- MORON, V., A.W. ROBERTSON, M.N. WARD & O. NDIAYE (2008): Weather types and rainfall over Senegal. part II: Downscaling of GCM simulations, *Journal of Climate*, 21, 288-307, 10.1175/2007jcli1624.1.
- MURPHY, A.H. (1993): What is a good forecast - An essay on the nature of goodness in weather forecasting, *Weather Forecast.*, 8, 281-293, 10.1175/1520-0434(1993)008<0281:wiagfa>2.0.co;2.
- NIKULIN, G., C. JONES, P. SAMUELSSON, F. GIORGI, M.B. SYLLA, G. ASRAR, M. BÜCHNER, R. CEREZO-MOTA, O.B. CHRISTENSEN, M. DEQUÈ, J. FERNÁNDEZ, A. HÄNSLER, E. VAN MEIJGAARD & L. SUSHAMA (2012): Precipitation Climatology in an Ensemble of CORDEX-Africa Regional Climate Simulations. *J. Climate*, in press.
- OTT, I., D. DÜTHMANN, J. LIEBERT, P. BERG, H. FELDMANN, J. IHRINGER, H. KUNSTMANN, B. MERZ, G. SCHÄDLER & S. WAGNER (2012): Climate change impact on medium and small sized river catchments in Germany: An ensemble assessment, *Journal of Hydrology*, submitted.
- PIANI, C., G.P. WEEDON, M. BEST, S.M. GOMES, P. VITERBO, S. HAGEMANN & J.O. HAERTER (2010): Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models, *Journal of Hydrology*, 395, 199-215, 10.1016/j.jhydrol.2010.10.024.
- RANDALL, D.A., R.A. WOOD, S. BONY, R. COLMAN, T. FICHEFET, J. FYFE, V. KATTSOV, A. PITMAN, J. SHUKLA, J. SRINIVASAN, R.J. STOUFFER, A. SUMI & K.E. TAYLOR (2007): Climate Models and Their Evaluation. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- ROJAS, R., L. FEYEN, A. DOSIO & D. BAVERA (2011): Improving pan-European hydrological simulation of extreme events through statistical bias correction of RCM-driven climate simulations, *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 2599-2620, 10.5194/hess-15-2599-2011.
- ROTACH, M.W., P. AMBROSETTI, F. AMENT, C. APPENZELLER, M. ARPAGAU, H.S. BAUER, A. BEHRENDT, F. BOUTTIER, A. BUZZI, M. CORAZZA, S. DAVOLIO, M. DENHARD, M. DORNINGER, L. FONTANNAZ, J. FRICK, F. FUNDEL, U. GERMANN, T. GORGAS, C. HEGG, A. HERING, C. KEIL, M.A. LINIGER, C. MARSIGLI, R. McTAGGART-COWAN, A. MONTAINI, K. MYLNE, R. RANZI, E. RICHARD, A. ROSSA, D. SANTOS-MUNOZ, C. SCHAR, Y. SEITY, M. STAUDINGER, M. STOLL, H. VOLKERT, A. WALSER, Y. WANG, J. WERHAHN, V. WULFMEYER & M. ZAPPA (2009): MAP D-PHASE Real-Time Demonstration of Weather Forecast Quality in the Alpine Region, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 90, 1321-+, 10.1175/2009bams2776.1.
- SATOH, M., T. MATSUNO, H. TOMITA, H. MIURA, T. NASUNO & S. IGA (2008): Nonhydrostatic icosahedral atmospheric model (NICAM) for global cloud resolving simulations, *Journal of Computational Physics*, 227, 3486-3514, 10.1016/j.jcp.2007.02.006.

- SCHÄDLER, G., P. BERG, D. DÜTHMANN, H. FELDMANN, J. IHRINGER, H. KUNSTMANN, J. LIEBERT, B. MERZ, I. OTT & S. WAGNER (2012): Flood hazards in a changing climate, Project Report, Center for Disaster Management and Risk Reduction Technology (CEDIM), http://www.cedim.de/download/Flood_Hazards_in_a_Changing_Climate.pdf.
- SCHMIDLI, J., C. FREI & P.L. VIDALE (2006): Downscaling from GC precipitation: A benchmark for dynamical and statistical downscaling methods, *Int. J. Climatol.*, 26, 679-689, 10.1002/joc.1287.
- SENEVIRATNE, S.I., D. LUTHI, M. LITSCHI & C. SCHAR (2006): Land-atmosphere coupling and climate change in Europe, *Nature*, 443, 205-209, 10.1038/nature05095.
- SHARMA, D., A. DAS GUPTA & M.S. BABEL (2007): Spatial disaggregation of bias-corrected GCM precipitation for improved hydrologic simulation: Ping River Basin, Thailand, *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 1373-1390.
- STEHLIK, J. & A. BARDOSSY (2002): Multivariate stochastic downscaling model for generating daily precipitation series based on atmospheric circulation, *Journal of Hydrology*, 256, 120-141, 10.1016/S0022-1694(01)00529-7.
- STEPHENS, G.L., T. L'ECUYER, R. FORBES, A. GETTLEMEN, J.C. GOLAZ, A. BODAS-SALCEDO, K. SUZUKI, P. GABRIEL & J. HAYNES (2010): Dreary state of precipitation in global models, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 115, D24211 10.1029/2010jd014532.
- SUN, F.B., M.L. RODERICK, W.H. LIM & G.D. FARQUHAR (2011): Hydroclimatic projections for the Murray-Darling Basin based on an ensemble derived from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 climate models, *Water Resources Research*, 47, W00g02 10.1029/2010wr009829.
- SUN, Y., S. SOLOMON, A. DAI & R.W. PORTMANN (2006): How often does it rain?, *Journal of Climate*, 19, 916-934, 10.1175/jcli3672.1.
- TERINK, W., R. HURKMANS, P. TORFS & R. UIJLENHOET (2010): Evaluation of a bias correction method applied to downscaled precipitation and temperature reanalysis data for the Rhine basin, *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 687-703.
- TEUTSCHBEIN, C. & J. SEIBERT (2010): Regional Climate Models for Hydrological Impact Studies at the Catchment Scale: A Review of Recent Modeling Strategies, *Geography Compass*, 4, 834-860, 10.1111/j.1749-8198.2010.00357.x.
- TEUTSCHBEIN, C., F. WETTERHALL & J. SEIBERT (2011): Evaluation of different downscaling techniques for hydrological climate-change impact studies at the catchment scale, *Clim. Dyn.*, 37, 2087-2105, 10.1007/s00382-010-0979-8.
- THEMESSL, M.J., A. GOBIET & A. LEUPRECHT (2011): Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models, *Int. J. Climatol.*, 31, 1530-1544, 10.1002/joc.2168.
- VAN DEN HURK, B., M. HIRSCHI, C. SCHAR, G. LENDERINK, E. VAN MEIJGAARD, A. VAN ULDEN, B. ROCKEL, S. HAGEMANN, P. GRAHAM, E. KJELLSTROM & R. JONES (2005): Soil control on runoff response to climate change in regional climate model simulations, *Journal of Climate*, 18, 3536-3551, 10.1175/jcli3471.1.
- VANNITSEM, S. (2011): Bias correction and post-processing under climate change, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 18, 911-924, 10.5194/npg-18-911-2011.
- VANNITSEM, S. & C. NICOLIS (2008): Dynamical properties of Model Output Statistics forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, 136, 405-419.
- VANNITSEM, S. (2008): Dynamical properties of MOS forecasts: Analysis of the ECMWF operational forecasting system. *Weather and Forecasting*, 23, 1032-1043.
- K. WARRACH-SAGI, T. SCHWITALLA, V. WULFMEYER & H-S. BAUER (2012): Evaluation of a CORDEX-Europe simulation with WRF: precipitation in Germany, submitted to *Climate Dynamics*.

- WORLD CLIMATE RESEARCH, P., WORLD METEOROLOGICAL, O., INTERGOVERNMENTAL OCEANOGRAPHIC, C., AND INTERNATIONAL COUNCIL OF SCIENTIFIC, U. (2009): WCRP implementation plan 2010-2015, World Meteorological Organization, Geneva.
- WEEDON, G.P., S. GOMES, P. VITERBO, W.J. SHUTTLEWORTH, E. BLYTH, H. OSTERLE, J.C. ADAM, N. BELLOUIN, O. BOUCHER & M. BEST (2011): Creation of the WATCH Forcing Data and Its Use to Assess Global and Regional Reference Crop Evaporation over Land during the Twentieth Century, *J. Hydrometeorol.*, 12, 823-848, 10.1175/2011jhm1369.1.
- WILBY, R.L. & T.M.L. WIGLEY (1997): Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations, *Progress in Physical Geography*, 21, 530-548, 10.1177/030913339702100403.
- WILBY, R.L., L.E. HAY, W.J. GUTOWSKI, R.W. ARMITT, E.S. TAKLE, Z.T. PAN, G.H. LEAVESLEY & M.P. CLARK (2000): Hydrological responses to dynamically and statistically downscaled climate model output, *Geophysical Research Letters*, 27, 1199-1202, 10.1029/1999gl006078.
- WILBY, R.L. (2010): Evaluating climate model outputs for hydrological applications, *Hydrol. Sci. J.-J. Sci. Hydrol.*, 55, 1090-1093, 10.1080/02626667.2010.513212.
- WOJCIK, R. & T.A. BUIHAND (2003): Simulation of 6-hourly rainfall and temperature by two resampling schemes, *Journal of Hydrology*, 273, 69-80, 10.1016/s0022-1694(02)00355-4.
- WOOD, A.W., L.R. LEUNG, V. SRIDHAR & D.P. LETTENMAIER (2004): Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs, *Climatic Change*, 62, 189-216, 10.1023/B:CLIM.0000013685.99609.9e.
- WULFMEYER, V., A. BEHRENDT, C. KOTTMEIER, U. CORSMEIER, C. BARTHLOTT, G.C. CRAIG, M. HAGEN, D. ALTHAUSEN, F. AOSHIMA, M. ARPAGAU, H.S. BAUER, L. BENNETT, A. BLYTH, C. BRANDAU, C. CHAMPOLLION, S. CREWELL, G. DICK, P. DI GIROLAMO, M. DORNINGER, Y. DUFOURNET, R. EIGENMANN, R. ENGELMANN, C. FLAMANT, T. FOKEN, T. GORGAS, M. GRZESCHIK, J. HANDWERKER, C. HAUCK, H. HOLLER, W. JUNKERMANN, N. KALTHOFF, C. KIEMLE, S. KLINK, M. KONIG, L. KRAUSS, C.N. LONG, F. MADONNA, S. MOBBS, B. NEININGER, S. PAL, G. PETERS, G. PIGEON, E. RICHARD, M.W. ROTACH, H. RUSSCHENBERG, T. SCHWITALLA, V. SMITH, R. STEINACKER, J. TRENTMANN, D.D. TURNER, J. VAN BAELEN, S. VOGT, H. VOLKERT, T. WECKWERTH, H. WERNLI, A. WIESER & M. WIRTH (2011): The Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS): the scientific strategy, the field phase, and research highlights, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 3-30, 10.1002/qj.752.
- WWRP 2009-1 (2009): Recommendations for the Verification and Intercomparison of QPFs and PQPFs from Operational NWP Models, World Meteorological Organization, WMO/TD - No. 1485.

Comparing precipitation bias correction methods for high-resolution regional climate simulations using COSMO-CLM – Effects on extreme values and climate change signal

Oliver Gutjahr, Günther Heinemann

Abstract

A new parametric bias correction method for precipitation with an extension for extreme values is compared to an empirical and an existing parametric method. The bias corrections are applied to the regional climate model COSMO-CLM with a resolution of 4.5km for the time periods 1991-2000 and 2091-2100. In addition to a comparison in a cross-validation framework, a focus is laid on the investigation of extreme value correction and the effect of the bias correction on the climate change signal. According to the statistical methods used in this study, it was found that the empirical method outperforms both parametric alternatives. However, due to the limited length of the available time series, some outliers occurred and all methods had problems correcting extreme values. The climate change signal is moderately influenced by all three methods and the power of climate change detection is reduced. The largest effect was found for the number of dry days and the mean daily intensity, which are considerably altered after correction.

1. Introduction

The investigation of the impact of climate change on the hydrological cycle is commonly done by constructing a downscaling approach to bridge the gap between global and regional scales. This downscaling is either done statistically (WOOD et al. 2004) or dynamically. The starting point is in both methods a General Circulation Model (GCM). In case of the statistical downscaling, a statistical connection between the global and the regional scale is constructed, whereas in the dynamical downscaling, a regional climate model (RCM) is nested into the GCM. With this downscaled data, hydrological models are forced. However, it is known that the direct usage of raw RCM output as forcing data is problematic since the RCM data is afflicted with systematic biases, which would be transferred into the hydrological model (PIANI et al. 2010; HAGEMANN et al. 2011; HADDELAND et al. 2012; SHARMA et al. 2007; HANSEN et al. 2006; WOOD et al. 2004). In general, three error sources can be distinguished: (1) errors from the GCM are transferred to the RCM (boundary problem), (2) errors from insufficiently resolved surface properties (e.g. orography) and (3) errors due to numerics and parameterizations (FOWLER & EKSTRÖM 2009; FREI et al. 2003; HAGEMANN et al. 2004; FOWLER et al. 2007; THEMEßL et al. 2011; MARAUN et al. 2010; CASPER et al. 2012). In particular, precipitation is prone to errors because of its highly non-linear nature and large spatial variability. The correct representation of precipitation is depending on many different processes covering a large range of spatial and time scales, e.g. cloud microphysics, radiative transfer, atmospheric dynamics and boundary layer interactions (HAGEMANN et al. 2011).

Consequently, there is a need for bias correcting RCM model output before further usage. Many approaches have been applied from which the user can choose; a recent overview can be found in THEMEßL et al. (2011). One method, which is often used, is the *quantile*

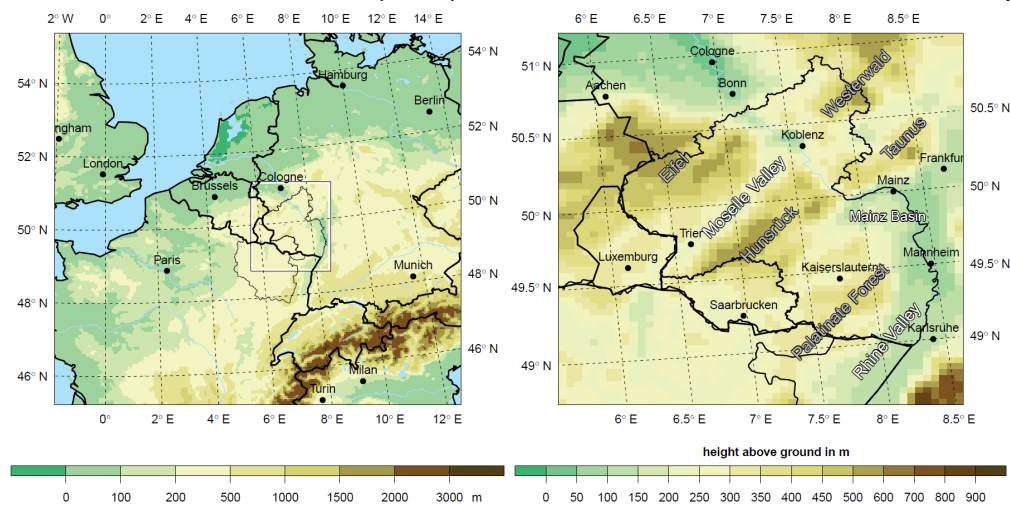


Fig. 1: COSMO-CLM model domain and height of orography (left) and the subdomain of the state of Rhineland-Palatinate (right).

matching (PANOFSKY & BRIER 1968) with a linear extension for extreme-value correction after BOË et al. (2007). Since this empirical quantile matching depends on many degrees of freedom, parametric alternatives were introduced. Whereas the empirical quantile matching is more prone to an overfitting and thus may violate the assumption of stationarity with time, parametric methods mitigate this problem. The first parametric method replaces the empirical cumulative functions (CDFs) of the empirical method by gamma distributions (PIANI et al. 2010; YANG et al. 2010) and the second alternative is a new method, which replaces the CDFs by a combination of a gamma and a general Pareto distribution (GPD).

In this study, we use the classical empirical quantile matching after BOË et al. (2007) as a reference and compare it with the two parametric alternatives. Furthermore, the effects of the bias correction on the climate change signal and on the extreme values are investigated (see Gutjahr & Heinemann 2013 as well).

2. Methods and data sets

2.1 Data sets

Daily precipitation fields of the regional climate model COSMO-CLM (CCLM), the climate version of the COSMO model (STEPPELER et al. 2003), which is applied by the Climate Limited-area Modelling Community (CLM, ROCKEL et al. 2008 and www.clm-community.eu) in version 4.8.11 with a resolution of 0.04° (4.5km) are used within this study. The whole model domain, part of Western Europe, is shown in figure 1 (left) and the focus domain of this study, the state of Rhineland-Palatinate (RLP), is shown in more detail in figure 1 (right). The simulations were performed within the "Global Change" - project of the Research Initiative Rhineland-Palatinate (<http://www.uni-trier.de/index.php?id=40193&L=2>). These simulations were forced with COSMO-CLM consortia runs, which were part of the IPCC AR4 experiment and have a resolution of 0.165° (18km) and were driven by ECHAM5 (HOLLWEG et al.

2008). The integration time was 1991-2000 and 2091-2100 (forced with A1B scenario). The Runge-Kutta numerical scheme was used with a time step of 45s, 40 vertical levels, an advanced Kessler-scheme for microphysics (three-category ice scheme including graupel) and the Tiedtke scheme for moisture convection.

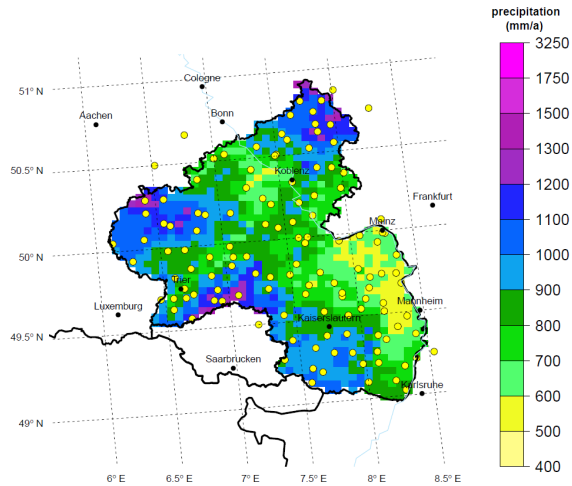


Fig. 2: Annual mean precipitation from REGNIE (1991-2000) and the locations of the 121 precipitation station (yellow dots, stations outside RLP were not considered).

As observations, daily precipitation sums of 121 stations from the German Meteorological Service (DWD) and the Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht (LUWG) within RLP were used. The spatial distribution of the stations and the observed annual mean precipitation from REGNIE (a product of DWD, interpolated from 1km to 0.04°) are shown in figure 2. None of the station time series has missing values. The interval of the model output is 1h; therefore, the precipitation fields were aggregated to daily sums to match the observational time interval.

2.2 Bias correction

For the correction of the bias in the precipitation fields, we applied the empirical quantile matching (eQM) after BOË et al. (2007), which translates the biased raw model output into corrected output by applying:

$$y = F_{\text{obs}}^{-1}(F_{\text{CCLM}}(x)), \quad (1)$$

with y the corrected precipitation value, x the uncorrected precipitation value F_{obs} , the CDF of the observations and F_{CCLM} the CDF of the CCLM precipitation time series (F_{obs}^{-1} denotes the quantile function). From this equation, it can be seen that the probability of $\leq x$ mm/d is transferred to the observed quantile of that probability. The first parametric alternative replaces the CDFs in equation 1 by the gamma distribution (gQM), which is commonly used for representing the distribution of precipitation (PIANI et al. 2010; YANG et al. 2010; WILKS 2011). The second parametric method (GQM) replaces the CDFs in equation 1 by a combi-

nation of a gamma and a general Pareto distribution (GPD), which is a heavy-tailed extreme value distribution (COLES 2001), defined as:

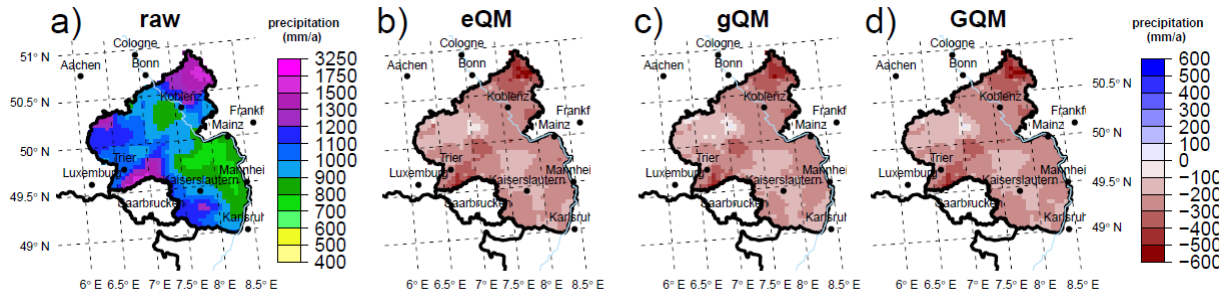


Fig. 4: Annual mean precipitation (1991-2000) of a) the raw model output and the differences to a) after applying the three different bias correction methods: b) eQM, c) gQM and d) GQM.

$$\Pr(X - u \leq x \mid X > u) = \begin{cases} 1 - \left(1 + \frac{\xi x}{\tilde{\sigma}}\right), & \text{if } \xi \neq 0 \\ 1 - \exp\left(-\frac{x}{\tilde{\sigma}}\right), & \text{if } \xi = 0 \end{cases} \quad (2)$$

with u the threshold, $\tilde{\sigma} = \sigma + \xi(u - \mu)$ the re-parameterized scale parameter and ξ the shape parameter. The threshold is set to the 95th percentile as proposed by YANG et al. (2010). It has to be noted that we do not correct extremes with a probability $F_{\text{CCLM}}(x) > 1 - 10^{-8}$ because these events are much higher than expected for 10-year events and would lead to wrong corrections.

Since the gamma distribution is not defined for $x = 0$, the dry days have to be corrected separately before applying the quantile matching. This is done by optimizing a wet-day threshold following SCHMIDLI et al. (2006). All precipitation values that are smaller than the threshold are set to zero. If the number of dry days equals the observations, the optimal threshold is found and the distributions are fit to the wet days only resulting in a transfer function (TF), which translates the uncorrected output into corrected output. These transfer functions are afterwards applied to the future scenario as well by assuming that they are stationary.

2.3 Interpolation

The above-mentioned methods to construct the transfer functions are applied to those grid boxes, where a precipitation station is located. Grid boxes that are not covered by a station are corrected with an inverse-distance-weighting (IDW) interpolation. The transfer functions are first constructed at the three nearest grid boxes, which contain a station. Then the time series of the grid box with no station is inserted into all three transfer functions and the outputs are then averaged, weighted by the distance to the grid box.

2.4 Spatial and temporal cross-validation

In order to evaluate the performance of the bias corrections, a spatial and a temporal cross-validation is applied. In case of the spatial cross validation, one station is omitted during the calibration of the transfer functions. Then the time series of the grid box where the omitted

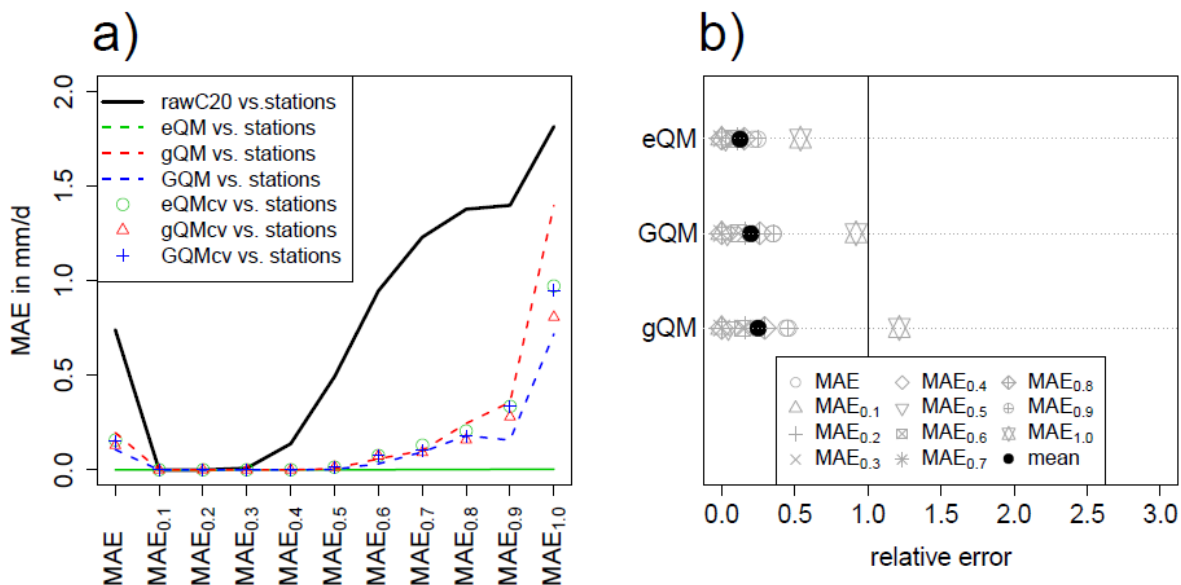


Fig. 5: The MAEx skill score results of the spatial cross-validation. In a) the MAEx is shown for the uncorrected model data (black line), the references (dashed lines, TFs were calibrated with 10 years) and the point symbols denotes the errors from the spatial cross-validation. In b) the relative skill score is shown (dashed lines plus the points divided by the black line). Note that MAE denotes the mean of the MAEx.

station would be located is corrected and compared to the time series of the omitted station. This is repeated until all stations are omitted once.

The temporal cross-validation is done by omitting every year once in the calibration period and the remaining 9 years are used for constructing the transfer functions. As a skill score, we use the mean absolute error (MAE_x) after GUDMUNDSSON et al. (2012). The MAE_x integrates the differences of quantiles in 0.1 wide probability intervals with the upper limit given by x. Each interval is subdivided into 1000 steps. Thus, per interval the differences of 1000 quantiles are integrated and divided by 1000. For instance, MAE_{0.4} aggregates the absolute differences of the quantiles between the 30% and 40% percentile and divided by 1000.

The temporal cross-validation is performed at every location of a precipitation station and the results are spatially averaged. In addition, a relative skill score is calculated for the spatial- and temporal cross validations. Therefore, the reference skill is added to the cross-validation skill and divided by the skill of the uncorrected model data. If the relative error is <1, then an improvement is achieved.

2.5 Climate change signal and return value estimation

The climate signals of annual and seasonal precipitation are calculated and tested for significance by a two sided t-test on a 95%-significance level. Therefore, it is assumed that the bias in the C20 and A1B period are the same. However, it is known that the bias correction alters the climate signal because the correction is non-linear, i.e. low intensities are corrected differently than extremes and if the distribution of low values and extremes changes, alterations of the climate signal are caused (HAGEMANN et al. 2011).

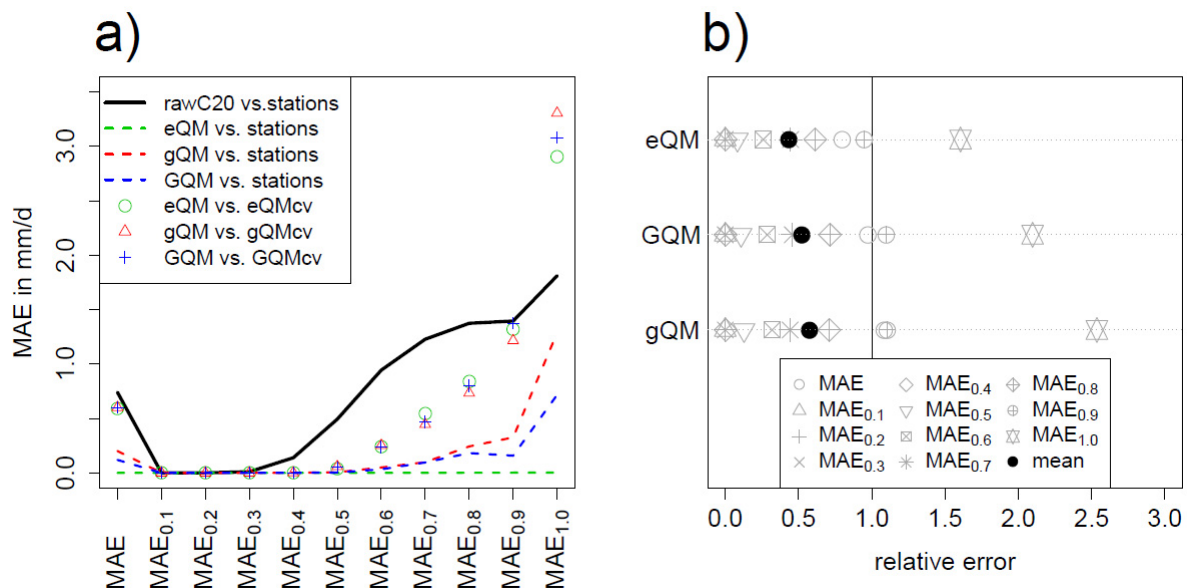


Fig. 6: As in Figure 5, but for the temporal cross-validation.

The return values are estimated following COLES (2001) by fitting a GPD model to declustered daily precipitation station series and to the corresponding CCLM series. The declustering-range is found by the auto-correlation function as the maximum lag, which is significant at the 95% confidence interval.

3. Results

3.1 Performance of the bias correction methods

The annual mean precipitation of the uncorrected model data is shown in figure 4 together with the differences after the corrections. The annual mean is reduced after the correction by all three methods (eQM: -240 mm/a, gQM: -224 mm/a, GQM: 235 mm/a). In addition, the spatial pattern is also slightly improved compared to the independent REGNIE data set (figure 3) (raw: $r=0.86$, corrected: $r=0.92$) but was already well captured by the CCLM. Comparing the annual mean, there are no significant differences between the correction methods. The results of the spatial cross-validation are shown in figure 5. In general, the error of the uncorrected model data (black line, Fig. 5a) increases with the percentiles and is at a maximum at the extremes interval MAE_{1.0} with 1.8 mm/d. If the TFs are calibrated with 10 years (references) then still some errors remain (dashed lines), except in case of the eQM. If only 9 years are used, the errors increase as seen by the point symbols. But in the mean there is

still an improvement, as can be seen by the relative skill score (Fig. 5b). Only in case of gQM, the extreme values ($MAEx_{1.0}$) the errors increased.

In figure 6 the results of the temporal cross-validation are shown. Generally, the errors are higher compared to the spatial cross-validation. In particular, the errors in the extreme class are nearly twice as high (Fig. 6a) which can also be seen from the relative skill score (Fig. 6b). Now, all three methods have problems correcting extremes if the calibration period is reduced. To summarize, eQM performs best in the cross-validation. GQM is slightly better than gQM.

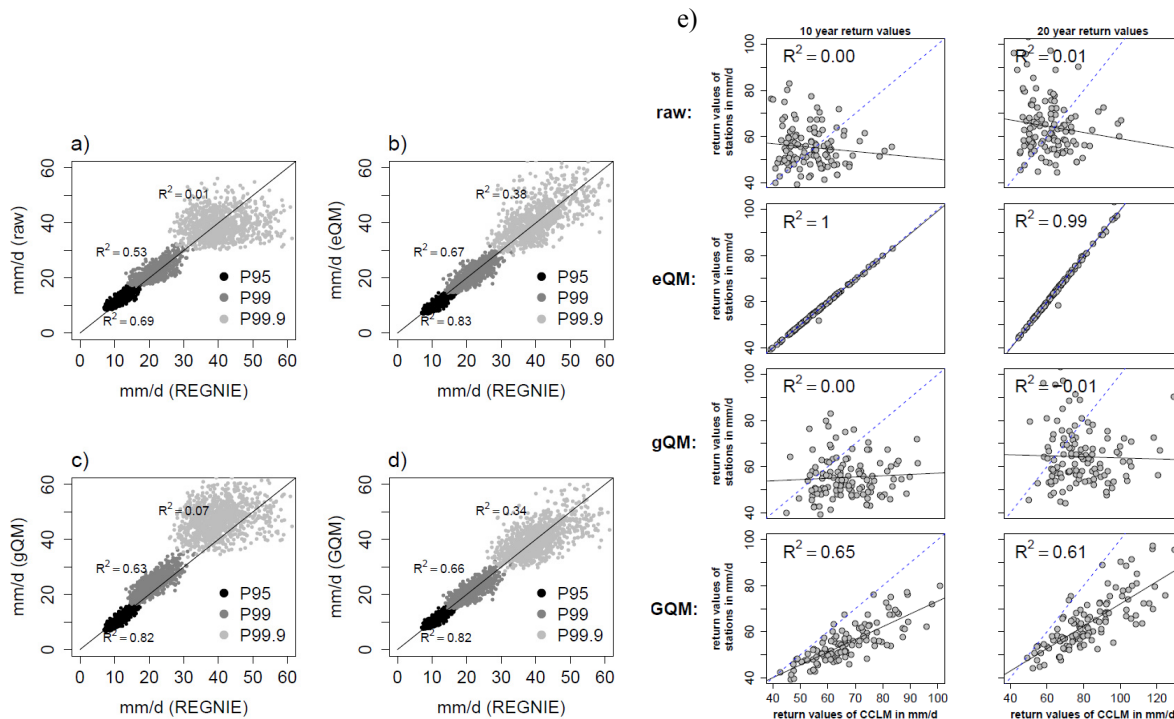


Fig. 7: Scatter plots of the 95th, 99th and 99.9th percentiles of the uncorrected and corrected CCLM data (y-axis) and the REGNIE data set (x-axis). In addition the R^2 of linear regressions are shown. In e) the estimated 10-year and 20-year return values are shown, again with the R^2 of linear regressions.

3.2 Effect on the extremes

For the performance of correcting extreme values, we calculated the 95th, 99th and 99.9th percentiles from the uncorrected and corrected model data, and compared them to the percentiles of the REGNIE data set. In figure 7 scatter plots of the percentiles are shown, together with the R^2 of linear regressions. The 95th and 99th percentiles of the uncorrected CCLM (Fig. 7a) fit quite well to those of the REGNIE data set, but regarding the 99.9th percentile there is no correlation. After applying eQM (Fig. 7b) the correlation is considerably improved. There is a comparable performance of the parametric methods up to the 99th percentile, but GQM clearly improves the 99.9th percentile. However, both parametric methods produce outliers for higher percentiles (not shown). The estimated return values in figure 7e show no correlation between the uncorrected CCLM (raw) and the stations. A perfect correlation is achieved after applying eQM. Comparing the parametric methods, there is a pronounced difference. While

gQM does not improve the estimated return values ($R^2=0$), GQM shows a good correlation ($R^2=0.65$). From these the results, the advantage of the new GQM become apparent.

3.3 Effect on the climate change signal

The final investigation is the effect of the bias corrections on the climate change signals. In figure 8 the climate change signals of the seasonal precipitation are shown. In general, in winter (DJF, Fig. 8a) there is a slight precipitation increase in valleys and a slight decrease in higher elevated areas. However, none of the signals are significant. In summer (JJA, Fig. 8e), there is a decrease in the whole domain, but only significant in the northern part (black dots).

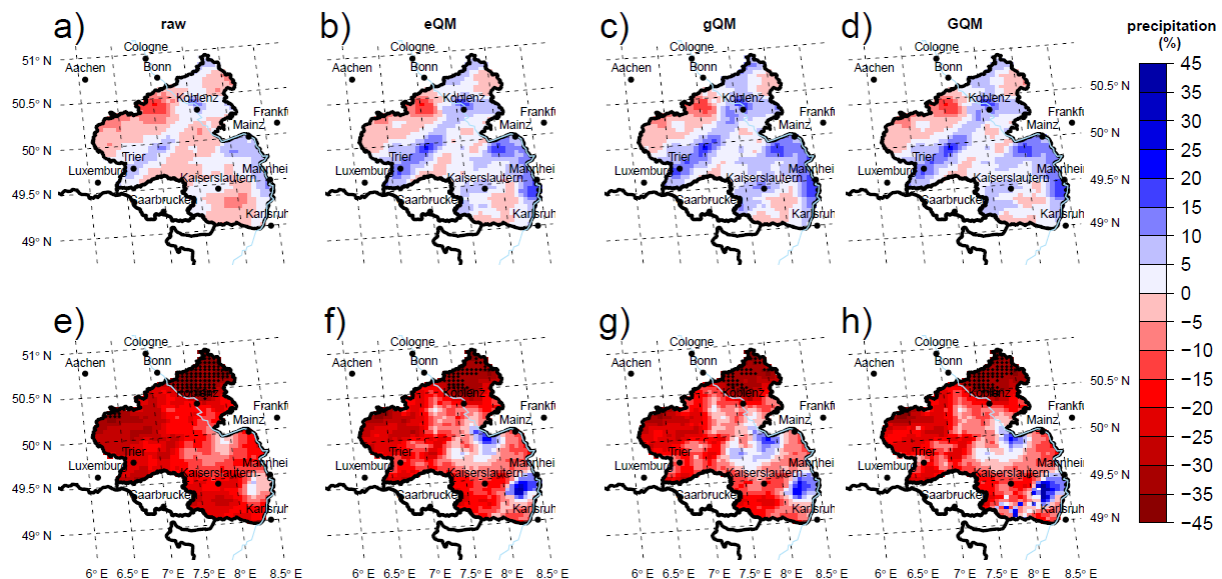


Figure 8: Seasonal climate change signal for winter (DJF, a-d) and summer (e-h). Significant signals of a two-sided t-test ($\alpha=5\%$) are marked as black dots.

After applying the bias corrections, this basic pattern does not change. However, positive signals are amplified, whereas negative signals are dampened. The significant area in the north remains more or less. The GQM produces some outliers in the southern part, which can be explained by errors from the interpolation scheme and wrong parameter estimation in that area. Furthermore, the number of dry days and the mean daily intensity are considerably improved after the bias correction (not shown). However, the power of detecting a climate change signal is reduced by applying a bias correction (not shown).

4. Discussion

In this study, three bias correction methods of the quantile matching family were compared. Although the empirical method depends on many degrees of freedom, it was ranked as the best method in our study. The eQM is also ranked as the best performing method by GUDMUNDSSON et al. 2012 and THEMERL et al. 2012. It could be shown, that the new GQM method improves the existing gQM method but is prone to outliers and may therefore not be robust to apply in every region. These errors originate mainly due to the limited length of the available time series. It was found that errors are larger due to variations of the calibra-

tion period than due to spatial interpolation. The extremes and return values are considerably improved by the eQM and GQM, no significant improvements were found with respect to gQM. The climate change signal remains in its basic pattern but is moderately altered by the bias corrections, which was also found by THEMEL et al. 2011. In summary, the bias correction is worthwhile, but there are considerably large differences in their performances. However, given a limited length of simulation time due to the high resolution, we recommend the usage of the empirical method, since sometimes, the parameters of the parametric methods are estimated wrongly.

Literature

- BOË, J., TERRAY, L., HABETS F. & E. MARTIN (2007): Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *International Journal of Climatology*, 27: 1643-1655.
- CASPER, M.C., GRIGORYAN, G., GRONZ, O., GUTJAHR, O., HEINEMANN G., LEY, R. & A. ROCK (2012): Analysis of projected hydrological behavior of catchments based on signature indices, *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 409-421, 2012, doi:10.5194/hess-16-409-2012
- COLES S. (2001): An introduction to statistical modeling of extreme values. Springer, Berlin, 224pp.
- FOWLER, H.J. & M. EKSTRÖM (2009): Multi-model ensemble estimates of climate change impacts on UK seasonal precipitation extremes. *International Journal of Climatology*, 29: 385-416.
- FOWLER, H.J., BLENKINSOP S. & C. TEBALDI (2007): Linking climate change modelling to impact studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International Journal of Climatology*, 27: 1547-1578.
- FREI, C. CHRISTENSEN, J.H., DÉQUÉ M., JACOB, D., JONES, R.G. and P.L. VIDALE (2003): Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and inter-comparison for the European Alps. *Journal of Geophysical Research*, 108(D3): 4142.
- GUDMUNDSSON, L., BREMNES, J.B., HAUGEN, J.E. & T. ENGEN-SKAUGEN (2012): Technical note: Downscaling RCM precipitation to the station scale using statistical transformations – a comparison of methods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16: 3383-3390.
- GUTJAHR, O. & G. HEINEMANN (2013): Comparing precipitation bias correction methods for high-resolution regional climate simulations using COSMO-CLM - Effects on extreme values and climate change signal. *Theoretical and Applied Climatology*, in print, DOI: 10.1007/s00704-013-0834-z.
- HADDELAND, I., HEINKE, J., Voß, F., EISNER, S., CHEN, C., HAGEMANN, S. & F. LUDWIG (2012): Effects of climate model radiation, humidity and wind estimates on hydrological simulations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16: 305-318.
- HAGEMANN S., CHEN, C., Haerter, J.O., HEINKE, J., GERTEN, D. & C. PIANI (2011): Impact of a statistical bias correction on the projected hydrological changes obtained from three GCMs and two hydrology models. *Journal of Hydrometeorol.*, 12: 566-578.
- HAGEMANN, S., MACHENHAUER, B., JONES, R., CHRISTENSEN, O.B., DÉQUÉ, M., JACOB, D. & P.L. VIDALE (2004): Evaluation of water and energy budgets in regional climate models applied over Europe, *Climate and Dynamics*, 23: 547-567.

- HANSEN, J.W., CHALLINOR A., INES, A., WHEELER, T. & V. MORON (2006): Translating climate forecasts into agricultural terms: advances and challenges. *Climate Research*, 33: 27-41.
- HOLLWEG, H.D., BÖHM, U., FAST, I., HENNEMUTH, .B., KEULER, K., KEUP-THIEL, E., LAUTENSCHLAGER, M., LEGUTKE, S., RADTKE, K., ROCKEL, B., SCHUBERT, M., WILL, A., WOLDT, M. & C. WUNRAM (2008): Ensemble simulations over Europe with the regional climate model CLM forced with IPCC AR4 global scenarios. Max-Planck-Institut für Meteorologie, group: Modelle & Daten, Tech. Report.
- MARAUN, D., WETTERHALL F., IRESON, A.M., CHANDLER, R.E., KENDON, E.J., WIDMAN, 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. & I. THIELE-EICH (2010): Precipitation downscaling under climate change. Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics*, 48 (RG3003): 1-34.
- PANOFSKY, H.W. & G.W. BRIERS (1968): Some applications of statistics to meteorology. *Earth and Mineral Sciences Continuing Educations*, College of Earth and Mineral Sciences, Pennsylvania, 224pp.
- PIANI, C., HAERTER, J.O. & E. COPPOLA (2010): Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 99: 187-192.
- ROCKEL, B., WILL, A. & A. HENSE (2008): The regional climate model COSMO-CLM (CCLM). *Meteorologische Zeitschrift*, 17(4): 347-348.
- SCHMIDL, J., FREI, C. & P.L. Vidalte (2006): Downscaling from GCM precipitation: a benchmark for dynamical and statistical downscaling methods. *International Journal of Climatology*, 26: 679-689.
- SHARMA, D., GUPTA, D. & M.S. BABEL (2007): Spatial disaggregation of bias-corrected GCM precipitation for improved hydrologic simulation: Ping river basin, Thailand. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11: 1373-1390.
- STEPPELER, J., DOMS, G., SCHÄTTLER, U., BITZER, H.W., GASSMANN, A., DAMRATH, U. & G. GREGORIC (2003): Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM. *Meteorological and Atmospheric Physics*, 82: 75-96.
- THEMEßL, M.J., GOBIET, A. & G. HEINRICH (2012): Empirical-statistical downscaling and error correction of daily precipitation from regional climate models. *International Journal of Climatology*, 31: 1530-1544.
- THEMEßL, M.J., GOBIET, A. & A. LEUPRECHT (2011): Empirical-statistical downscaling and error correction of regional climate models and its impact on the climate change signal. *Climatic Change*, 112: 339-468.
- WILKS, D.S. (2011): *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Academic Press, 3rd ed., 704pp.
- WOOD, A., LEUNG, L.R., Sridhar, V. & D.P. Lettenmaier (2004): Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate outputs. *Climatic Change*, 62: 189-216.
- YANG, W., ANDRÉASSON, J., GRAHAM, L.P., OLSSON, J., ROSBERG, J. & F. WETTERHALL (2010): Distribution-based scaling to improve usability of regional climate model projections for hydrological climate change impacts studies. *Hydrology Research*, 41: 211-229.

Kombination hydrologischer Modellansätze in der operationellen Wasserstandsvorhersage am Beispiel des Moseleinzugsgebiets

Dennis Meißner, Bastian Klein, Dmytro Lisniak

Zusammenfassung

In den letzten Jahren wurden zahlreiche Methoden entwickelt, um unterschiedliche Modellansätze im Rahmen einer hydrologischen Multi-Modell-Ensemble-Vorhersage zu kombinieren und die Vorhersageunsicherheit (predictive uncertainty) adäquat zu bestimmen, wie z. B. der Model Conditional Processor oder Quantile Regression. Der Transfer von der Forschung in die Praxis verläuft jedoch schleppend bzw. unterbleibt gänzlich, wie auch eigene Erfahrungen der BfG belegen. Die Ursachen hierfür sind vielschichtig. Wissenschaftlich orientierte Entwicklungen enden zumeist mit einer exemplarischen (zumeist nicht den operationellen Randbedingungen Rechnung tragenden) Anwendung, deren Transfer auf andere Gebiete und Anwendungsfälle oft nicht ohne weiteres möglich ist. Somit mangelt es in vielen Fällen an einer für den Praktiker transparente Entscheidungshilfe, welche Ansätze für seine konkrete Anwendung nützlich sind. Hinzu kommt häufig eine Grundskepsis gegenüber statistisch geprägten Methoden, die für den Praktiker wenig anschaulich sind. Die BfG widmet sich im Rahmen des aktuell laufenden Forschungs- und Entwicklungsvorhabens "Seamless Prediction" explizit der Herausforderung einer operationellen Bestimmung der Gesamtvorhersageunsicherheit. Zum Einsatz kommen neben meteorologischen auch hydrologische Multi-Modell-Ensembles. Ziel ist es, die operationelle Vorhersage an den Bundeswasserstraßen durch Quantifizierung der Vorhersageunsicherheiten zu verbessern und gleichzeitig einen Beitrag zur Überführung nützlicher Methoden der Unsicherheitsbestimmung in die Praxis zu leisten. Erste Ergebnisse werden im Folgenden vorgestellt.

1. Einleitung

Während die Reduzierung von Unsicherheiten seit jeher ein zentrales Ziel in der modellgestützten Systemhydrologie darstellt, hat sich in den letzten Jahren in Wissenschaft und Forschung auch die quantitative Abschätzung von Modell- und Vorhersageunsicherheiten etabliert (BRONSTERT et al. 2011). Dies belegen die Vielzahl an entsprechend ausgerichteten Forschungsvorhaben, wie z. B. RIMAX (MERZ et al. 2011), COST 731 (ROSSA 2008) oder HEPEX (THIELEN et al. 2008) sowie zahlreiche Veröffentlichungen, welche die Vorteile probabilistischer Vorhersagen demonstrieren (z. B. PAPPENBERGER & BEVEN 2006; REGGIANI et al. 2009; TODINI & COCCIA 2010).

Der in der Wissenschaft bereits vollzogene Paradigmenwechsel von deterministischen zu probabilistischen Aus- und Vorhersagen hält – zumindest im deutschsprachigen Raum – nur langsam Einzug in die operationelle hydrologische Vorhersagepraxis. Mehr und mehr Vorhersagezentralen beginnen die Ergebnisse meteorologischer Ensemble-Vorhersagesysteme (wie z. B. COSMO-DE-EPS, COSMO-LEPS, ECMWF-VarEPS etc.) zu nutzen und diese auch operationell in Abfluss- oder Wasserstands-Ensembles zu überführen. Meteorologische Vorhersagen bilden (in Abhängigkeit der Vorhersagedauer und Gebietscharakteristik) eine wesentliche Unsicherheitsquelle der Abfluss- und Wasserstandsvorhersage, was die Nutzung von Niederschlagsensembles erforderlich macht. Dennoch gilt es andere Einflussfakto-

ren, insbesondere da sie für bestimmte Vorhersagehorizonte über den meteorologischen Einfluss dominieren (können), nicht gänzlich außer Acht zu lassen. Dies betrifft – unbequem für uns Hydrologen – insbesondere Unsicherheiten, die aus der Wahl einer bestimmten Struktur des hydrologischen Modells (Prozessbeschreibungen, räumliche Abbildung des realen Systems etc.) resultieren.

Die Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) entwickelt, pflegt und betreibt im Auftrag des Bundesministeriums für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung (BMVBS) Wasserstandsvorhersagesysteme für die Bundeswasserstraßen. In Kooperation mit Landesbehörden werden diese Modelle und Systeme auch zur Hochwasservorhersage eingesetzt (derzeit an Rhein, Elbe, Main, Oder). Das von der BfG entwickelte und operationell betriebene Vorhersagesystem für den Rhein beinhaltet neben hydrodynamischen Modellkomponenten ein auf dem HBV-Konzept (BERGSTRÖM 1995) basierendes Wasserhaushaltsmodell für das gesamte Rheineinzugsgebiet. Außerhalb von Hochwassern werden hiermit für den frei fließenden Rhein (werk-)täglich deterministische Vorhersagen an schiffahrtsrelevanten Rheinpegeln für die kommenden vier Tage erstellt und via Elektronischem Wasserstraßen-Informationssystem ELWIS veröffentlicht (MEISSNER et al. 2012).

In Erkenntnis der dargestellten Defizite bei der Überführung wissenschaftlicher Fortschritte in ihre operationelle Vorhersagepraxis hat die BfG das vom BMVBS geförderte, anwendungsorientierte Forschungs- und Entwicklungsvorhaben „Seamless Prediction“ ins Leben gerufen. Projektziel ist es, die vielschichtigen Vorhersageunsicherheiten (predictive uncertainty) auf den verkehrswasserwirtschaftlich relevanten Skalen einerseits weiter zu reduzieren sowie andererseits verbleibende Unschärfen fundiert zu quantifizieren. Erfolgversprechende Methoden und Ansätze sollen dabei unmittelbar in die Vorhersagesysteme der BfG integriert werden.

2. Operationelle Kombination mehrerer Modellansätze

Werden mehrere Modelle quasi „parallel“ betrieben, in dem sie jeweils für identische Ausgabepunkte in Raum und Zeit Simulationsergebnisse oder Vorhersagen erzeugen, spricht man von sog. Multi-Modell-Ensembles (MME). Diese MME verfolgen das Ziel, die Unsicherheiten, welche aus der Wahl einer bestimmten Modellstruktur (Prozessbeschreibungen, räumliche Abbildung des realen Systems etc.) resultieren, zu erfassen. Der Deutsche Wetterdienst generiert seit mehreren Jahren mit den SRNWP-PEPS Vorhersagen ein meteorologisches MME-Produkt, bei dem die Vorhersagen mehrerer nationaler Wetterdienste Europas zusammengefasst werden (DENHARD & TREPTE 2006). In der hydrologischen Vorhersage sind MME nur wenig verbreitet. Die Ursachen hierfür liegen sicher einerseits im technischen Aufwand begründet, aber auch die Tatsache, dass jeder Hydrologe traditionell (s)einem Modell Vertrauen geschenkt und sämtliche Aktivitäten zur Verbesserung auf dieses Instrumentarium konzentriert, spielt eine Rolle. Auch die BfG agiert bis dato in dieser Weise, hat nun jedoch einen ersten Schritt in Richtung eines hydrologischen MME für das Moselgebiet unternommen. Für nahezu jedes (Teil-) Einzugsgebiet ab einer bestimmten Größe wurde bereits – häufig im Rahmen von Forschungsprojekten – eine Mehrzahl an hydrologischen Modellen mit unterschiedlichen Schwerpunkten in der Prozessbeschreibung des terrestrischen Wasserkreislaufs aufgebaut. Der Großteil dieser Modelle verschwindet nach Projekt-

abschluss wieder in der Schublade, auch wenn einige sicher für die Praxis von Nutzen wären. Für das Einzugsgebiet der Mosel, das für die Wasserstandsvorhersage am Niederrhein von großer Bedeutung ist, hat die BfG in diesem Jahr die Möglichkeit ergriffen, ein im Rahmen eines EU-geförderten Forschungsprojekts auf Basis des frei verfügbaren REW-Konzepts (REGGIANI & RIENTJES 2005) erstelltes Modell in ihr Vorhersagesystem zu integrieren.

2.1 Technische Kombination

Das bestehende REW-Modell der Mosel wurde zunächst mit identischem hydrometeorologischen Input wie das operationell eingesetzte HBV-Modell nachkalibriert, um einerseits eine Vergleichbarkeit der Modellergebnisse zu gewährleisten und um andererseits im Rahmen der Modellparametrisierung dem (beschränkten) Umfang an Eingangsdaten im operationellen Betrieb Rechnung zu tragen. Anschließend erfolgte die Integration des REW-Modells in den auf dem System Delft-FEWS (WERNER & HEYNERT 2006) basierenden Teil des BfG-Vorhersagesystems, der die hydrologische Modellierung einschließlich der Verarbeitung des hydrometeorologischen Inputs umfasst und die Zuflussvorhersagen für die hydrodynamische Modellkomponente generiert. Delft-FEWS verfolgt im Gegensatz zu den klassischen modellbezogenen Vorhersagesystemen, die explizit um ein spezifisches (hydrologisches) Modell / Modellkonzept herum konzipiert wurden, einen primär datenbezogenen Ansatz. Die offene Systemarchitektur mit definierten Schnittstellen bedient und verarbeitet mittlerweile über 90 Standardformate (z. B. GRIB oder NetCDF-CF) und bietet Adapter für zahlreiche hydrologische oder hydraulische Modellwerkzeuge, u. a. für HBV und REW. Durch das Konzept der Modelladapter kommuniziert Delft-FEWS mit externen Modellen, ohne in ihre originären Strukturen einzugreifen. Anfangs- und Randwertinformationen werden zentral verwaltet und die Modelle angesteuert, auch im Ensemble-Modus. Die Einbindung des REW-Modells in das bestehende FEWS-System der BfG gewährleistet, dass beide Modelle (REW und HBV) operationell mit identischen Eingangsdaten angetrieben werden, was den operationellen Validierungsaufwand minimiert und zugleich eine Vergleichbarkeit der Ergebnisse schafft. Letzteres bildet eine wichtige methodische Voraussetzung zur Modellkombination.

2.2 Methodische Kombination

Um das Ziel des parallelen Betriebs unterschiedlicher Modellstrukturen, nämlich die Nutzung von zusätzlichen Informationen aus den multiplen Ergebnissen, für die Vorhersage-Produzenten und Konsumenten zu erreichen, ist mehr als eine vergleichende Darstellung der Modellresultate nötig. In den letzten Jahren wurden zahlreiche Verfahren für hydrologische Anwendungen entwickelt oder weiterentwickelt, um Vorhersageunsicherheiten einzelner Modelle aber auch von Modellkombinationen basierend auf ihrer Güte vor dem aktuellen Vorhersagezeitpunkt zu ermitteln. Die BfG hat in einem ersten Schritt die Verfahren „Model Conditional Processor“ (MCP) (COCCIA & TODINI 2011) und „Quantile Regression“ (QR) (KOENKER 2005) für Einzel- als auch Multi-Modelle implementiert. Ziel beider Methoden ist jeweils die Ermittlung der bedingten Wahrscheinlichkeitsverteilung der vorherzusagenden Größe in Abhängigkeit von der simulierten Vorhersage. Im Fall des MCP wird nach einer Transformation der Modellergebnisse und beobachteten Werte in den normalen Raum eine

bivariate Normalverteilung angepasst und die bedingte Wahrscheinlichkeitsverteilung ermittelt. Anschließend erfolgt eine Rücktransformation der Quantile der bedingten Wahrscheinlichkeitsverteilung in den realen Raum. Auch die QR behandelt Modell- und Messergebnisse im normalen Raum, führt dort allerdings eine Quantil-Regression aus und rücktransformiert anschließend die Quantile.

3. Erste Ergebnisse

Erste Ergebnisse zur Ermittlung der predictive uncertainty mittels derzeit implementierter Versionen von MCP und QR sind in der Abb. 1 und der Abb. 2 am Beispiel des bedeutenden Moselzuflusses Sauer (Pegel Bollendorf) für das Schmelzhochwasser im Januar 2011 dargestellt. Beide Verfahren zur Unsicherheitsanalyse wurden im Zeitraum 11/1997 – 10/2004 trainiert bzw. parametrisiert, wobei die hier dargestellten Modellergebnisse auf gemessenem hydrometeorologischen Input basieren. Während das HBV-Modell das Ereignis im Januar 2011 gut reproduzieren kann, unterschätzt das REW-Modell den Scheitel deutlich. Das HBV-Modell reagiert zudem in diesem Ereignis ähnlich wie in vergleichbaren Abflussbereichen der Vergangenheit. Das REW-Modell unterschätzt den Abflussscheitel während in der Vergangenheit tendenziell eine Überschätzung im Bereich höherer Abflüsse erfolgte. Entsprechend unterschätzt folgerichtig der mit MCP ermittelte Median des Unsicherheitsbereichs den gemessenen Abfluss noch stärker, als die originäre Simulation (Abb. 1, rechts).

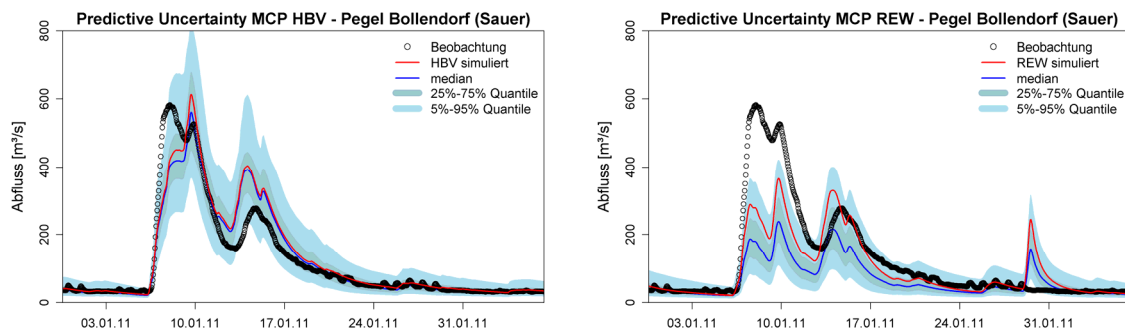


Abb. 1: Vergleich der mittels MCP generierten Predictive Uncertainty (dargestellt als Median, 50 % und 90 % Unsicherheitsbereich) für das HBV-Modell (links) und das REW-Modell (rechts)

Mittels QR werden für das Beispiel an der Sauer erkennbar schmalere Unsicherheitsbänder sowohl für das HBV- wie auch für das REW-Modell generiert. Der Median fällt für das HBV-Modell im Vergleich zum MCP sehr ähnlich aus. Im Fall des REW-Modells ergibt sich mittels QR ein deutlich höher Median. Dieses singuläre Ereignis lässt selbstverständlich keine Bewertung der Vor- und Nachteile der Verfahren zu, sondern soll lediglich zeigen, dass die Verfahren durchaus deutlich unterschiedliche Ergebnisse liefern können und eine systematische Analyse vor ihrem konkreten Einsatz ratsam ist. Umfangreiche Auswertungen laufen derzeit. Insbesondere die exemplarisch gezeigten Unterschiede in den Unsicherheitsbändern gilt es systematisch zu analysieren und zu bewerten.

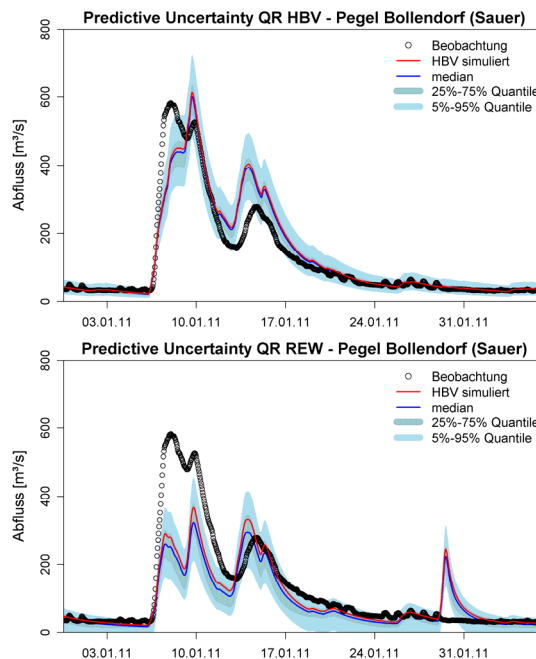


Abb. 2: Vergleich der mittels QR generierten Predictive Uncertainty (dargestellt als Median, 50 % und 90 % Unsicherheitsbereich) für das HBV-Modell (links) und das REW-Modell (rechts)

Der Nutzen einer Berücksichtigung mehrerer Modelle bei der Ermittlung der Wahrscheinlichkeitsverteilung zeigt beispielhaft Abb. 3 am Beispiel des MCP. Durch die Berücksichtigung des HBV-Modells zusätzlich zum REW-Output liefert die Ermittlung des Unsicherheitsbands ein erkennbar besseres Ergebnis als bei der alleinigen Verwendung des REW Modells. Der 50%- und 90%-Unsicherheitsbereich wird gegenüber Betrachtung der Einzelmodelle nur geringfügig gespreizt, dennoch liefert der durch Modellkombination ermittelte Median eine bessere Schätzung der Messwerte. Gut erkennbar ist auch, dass die vom REW-Modell ermittelte kleine Abflusswelle um den 31. Januar herum, die weder in den Messwerten noch im HBV-Modell auftritt, sich nicht negativ auf den kombinierten Unsicherheitsbereich auswirkt.

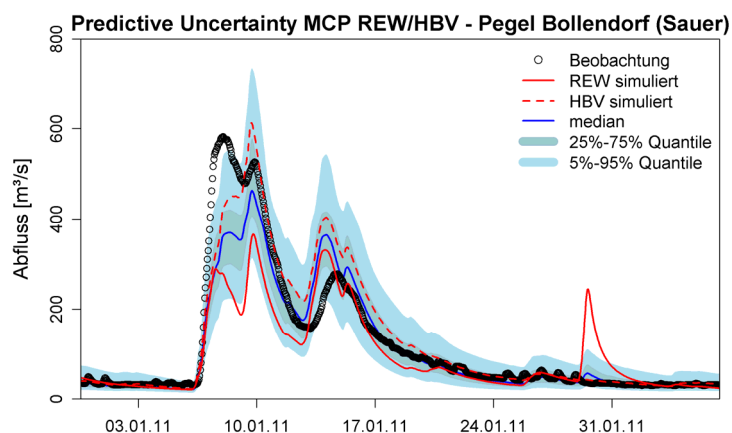


Abb. 3: Kombination der Predictive Uncertainty via MCP von HBV- und REW-Modell

Für den MCP wurden bereits verschiedene Anpassungen entwickelt, z. B. um der bei hydrologischen Modellen häufig auftretenden Abhängigkeit des Modellfehlers von der absoluten

Größe der simulierten Variablen (Heteroskedastizität) Rechnung zu tragen. Diese sowie eigene Variationen des MCP und QR gilt es ebenso zu untersuchen, wie weitere Methoden zur Quantifizierung der predictive uncertainty. Die Implementierung sämtlicher Methoden erfolgt innerhalb der freien Statistiksoftware R, was neben zahlreichen anderen Vorteilen auch eine unmittelbare Anbindung an das Vorhersagesystem Delft-FEWS erlaubt.

4. Ausblick

Im Lauf des Jahres 2013 soll das bestehende (pre-operationelle) Multi-Modell-Ensemble der BfG für das Moselgebiet um vier weitere Modelle aufgestockt werden (Abbildung 4). Geplant ist, weitere, grundlegend unterschiedlich konzipierte Modelle, sowohl auf Basis physikalisch begründeter Ansätze (LARSIM, HYDROGRAPH) sowie rein empirischer Methoden (DBM, Fuzzy), einzubeziehen. Sämtliche Modelle sind grundsätzlich für den operationellen Vorhersageeinsatz geeignet bzw. werden bereits entsprechend betrieben.

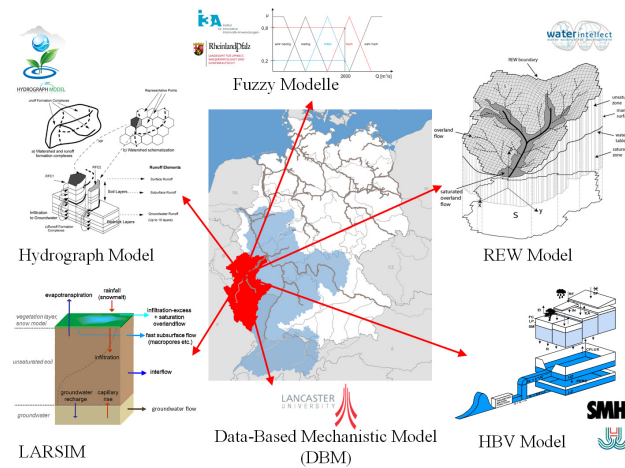


Abb. 4: Konzeption des geplanten Multi-Modell-Ensembles im Moselgebiet

In Kombination mit operationell verfügbaren, meteorologischen Ensemble-Vorhersagen (SRNWP-PEPS, COSMO-LEPS, ECMWF-VarEPS) gilt es dabei zunächst eine umfangreiche Datenbasis aufzubauen. Anschließend werden neben MCP und QR weitere Methoden zur probabilistischen Bewertung / Unsicherheitsanalyse (u. a. Bayesian Model Averaging (VRUGT & ROBINSON 2007), Ensemble-MOS (GNEITING et al. 2005) und HUP (KRYS-TOFOWICZ & MARAZANO 2004) systematisch validiert und in Hinblick auf ihre Übertragbarkeit in die Vorhersagepraxis bewertet. Als letzter aber sehr wesentlicher Schritt gilt es die positiv bewerteten Verfahren im operationellen Kontext umzusetzen.

Literatur

- BERGSTROM, S. (1995): The HBV model. In: V.P. Singh (Ed.). Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, CO.
- BRONSTERT, A., M. HEISTERMANN & D. KNEIS (2011): Hochwasservorhersage und -warnung – Umgang mit Unsicherheiten. In: Merz, Bittner, Grünewald, Piroth (Hrsg): Management von Hochwasser-Risiken – mit Beiträgen aus den RIMAX-Forschungsprojekten.
- COCCIA, G. & E. TODINI (2011): Recent developments in predictive uncertainty assessment based on the model conditional processor approach. Hydrology and Earth System Sciences 15(10).

- DENHARD, M. & S. TREPTE (2006): Calibration of the European multi-model ensemble SRNWP-PEPS, Second THORPEX international science symposium, WMO/TD No. 1355, WWRP/THORPEX No. 7.
- GNEITING, T., A. E. RAFTERY, A. H. WESTVELD & T. GOLDMAN (2005): Calibrated probabilistic forecasting using ensemble model output statistics and minimum CRPS estimation. *Monthly Weather Review* 133(5).
- KRZYSZTOFOWICZ, R. & C. J. MARANZANO (2004): Hydrologic uncertainty processor for probabilistic stage transition forecasting, *J. Hydrol.*, 293 (1-4), 57–73, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.01.003.
- KOENKER, R. (2005): *Quantile Regression*, Economic Society Monographs, Cambridge University Press, New York.
- MEISSNER, D., S. GEBAUER, A. H. SCHUMANN, M. PAHLOW & S. RADEMACHER (2012): Analyse radarbasierter Niederschlagsprodukte als Eingangsdaten verkehrsbezogener Wasserstandsvorhersagen am Rhein. *Hydrologie und Wasserbewirtschaftung* HW56.2012, H.1, doi:10.5675/HyWa_2012,1_2.
- MERZ, B., R. BITTNER, U. GRÜNEWALD & K. PIROTH (Hrsg.) (2011): *Management von Hochwasser-Risiken – mit Beiträgen aus den RIMAX-Forschungsprojekten*.
- PAPENBERGER, F. & K. J. BEVEN (2006): Ignorance is bliss: Or seven reasons not to use uncertainty analysis. *WRR*, Vol. 42, W05302, doi:10.1029/2005WR004820.
- REGGIANI, P. & T.H.M. RIENTJES (2005): Internal Flux Parameterisation in the Representative Elementary Watershed (REW) approach: application to a natural basin. *Water Resour. Res.*, 41, W04013.
- REGGIANI, P., M. RENNER, A. H. WEERTS & P. VAN GELDER (2009): Uncertainty assessment via Bayesian revision of ensemble streamflow predictions in the operational river Rhine forecasting system, *Water Resour. Res.*, 45, W02428, doi:10.1029/2007WR006758.
- ROSSA, A. (2008): CONCERTED RESEARCH ACTION 731 - Propagation of uncertainty in advanced meteo-hydrological forecast systems.
- THIELEN, J., J. SCHAAKE, R. HARTMAN & R. BUIZZA (2008): Aims, challenges and progress of the Hydrological Ensemble Prediction Experiment (HEPEX) following the third HEPEX workshop held in Stresa 27 to 29 June 2007, *Atmospheric Science Letters*, Special Issue: HEPEX Workshop: Stresa, Italy, June 2007, 9(2): 29-35.
- TODINI, E. & G. COCCIA (2010): From deterministic to probabilistic thresholds: possibly a better way to take advantage of predictive uncertainty in flood emergency management. *Proc. BHS Third Internat. Symposium, Managing Consequences of a Changing Global Environment*, Newcastle, 19-23 July 2010.
- VRUGT, J. A. & B. A. ROBINSON (2007): Treatment of uncertainty using ensemble methods: Comparison of sequential data assimilation and Bayesian model averaging. *Water Resources Research* 43(1).
- WERNER, M.G.F. & K. HEYNERT (2006): Open model integration – a review of practical examples in operational flood forecasting. In: Gourbesville, P., Cunge, J., Guinot, V., Liong, S.Y. (Eds.), *Proceedings of the Seventh International Conference on Hydroinformatics*, vol. I, Research Publishing, pp. 155–162.

Verzeichnis der Autoren

Bremicker, Manfred, Dr., Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg, Griesbachstraße 1-3, 76185 Karlsruhe, Tel.: 0721 / 56001386, Fax: 0721/ 56001456, E-Mail: manfred.bremicker@lubw.bwl.de

Buchholz, Oliver, Dr., Hydrotec Ingenieurgesellschaft für Wasser und Umwelt mbH, Bachstraße 62-64, 52066 Aachen, Tel.: 02471 / 94689-0, E-Mail: o.buchholz@hydrotec.de

Casper, Markus, Prof. Dr.-Ing., Universität Trier – FB VI Physische Geographie, Behringstraße, 54286 Trier, E-Mail: casper@uni-trier.de

Demuth, Norbert, Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht, Kaiser-Friedrich-Straße 7, 55116 Mainz, Tel.: 06131 / 60331710, E-Mail: norbert.demuth@luwg.rlp.de

Dorp, Manfred, Hydrotec Ingenieurgesellschaft für Wasser und Umwelt mbH, Bachstraße 62-64, 52066 Aachen, Tel.: 02471 / 94689-0, E-Mail: m.dorp@hydrotec.de

Ehret, Uwe, Dr.-Ing, KIT Karlsruhe, Institut für Wasser und Gewässerentwicklung, Bereich Hydrologie, Kaiserstraße 12, 76131 Karlsruhe, Tel.: 0721 / 608-41933, E-Mail: uwe.ehret@kit.edu

Elpers, Christian, Dr., Aquantec Gesellschaft für Wasser und Umwelt mbH, Pfinztalstraße 90, 76227 Karlsruhe, Tel.: 0721 / 161851-31, E-Mail: elpers@aquantec-gmbh.de

Gädeke, Anne, M. Sc., Brandenburgische Technische Universität Cottbus, Lehrstuhl Hydrologie und Wasserressourcenbewirtschaftung, Konrad-Wachsmann-Allee 6, 03046 Cottbus, E-Mail: Anne.Gaedeke@tu-cottbus.de

Gronz, Oliver, M. Sc., Universität Trier – FB VI Physische Geographie, Behringstraße, 54286 Trier, E-Mail: gronz@uni-trier.de

Grünwald, Uwe, Prof. Dr. rer. nat. habil., Brandenburgische Technische Universität Cottbus, Lehrstuhl Hydrologie und Wasserressourcenbewirtschaftung, Konrad-Wachsmann-Allee 6, 03046 Cottbus, E-Mail: Uwe.Grünwald@tu-cottbus.de

Gutjahr, Oliver, Dipl.-Geograph, Universität Trier, FB VI – Raum und Umweltwissenschaften, Umweltmeteorologie, Behringstraße / Campus 2, 54296 Trier, Tel.: 0651 / 201-4622, Fax: 0651 / 201-3817, E-Mail: gutjahr@uni-trier.de

Haag, Ingo, Dr., HYDRON Ingenieurgesellschaft für Umwelt und Wasserwirtschaft mbH, Haid-und-Neu-Str. 7, 76131 Karlsruhe, Tel.: 0721 / 8601810, Fax: 0721 / 86018129, E-Mail: ingo.haag@hydron-gmbh.de

Hausmann, Bernd, Dipl.-Ing., Lehr- und Forschungsgebiet Ingenieurhydrologie der RWTH Aachen, Mies-van-der-Rohe Straße 1, 52074 Aachen, Tel.: 0241 / 8025281, Fax: 0241 / 8022701, E-Mail: hausmann@lfi.rwth-aachen.de

Heinemann, Günther, Prof. Dr., Universität Trier, FB VI – Raum und Umweltwissenschaften, Umweltmeteorologie, Behringstraße / Campus 2, 54296 Trier, Tel.: 0651 / 201-4623, Fax: 0651 / 201-3817, E-Mail: heinemann@uni-trier.de

Hellbach, Christian, Hydrotec Ingenieurgesellschaft für Wasser und Umwelt mbH, Bachstraße 62-64, 52066 Aachen, Tel.: 02471 / 94689-0, E-Mail: c.hellbach@hydrotec.de

Hellebrand, Hugo, Dr.-Ing., Hydrosol, Peter-Wust Straße 4, 54295 Trier, E-Mail: hellebrand@hydro-sol.de

Heurich, Marco, Dr., Nationalparkverwaltung Bayerischer Wald, Freyunger Str. 2, 94481 Grafenau, Tel.: 08552 / 9600136 E-Mail: Marco.Heurich@npv-bw.bayern.de

Horn, Gordon, Ruhr-Universität Bochum, Fakultät für Bau- und Umweltingenieurwissenschaften, E-Mail: Gordon.Horn@ruhr-uni-bochum.de

Hunger, Martin, Aquantec Gesellschaft für Wasser und Umwelt mbH, Pfinztalstraße 90, 76227 Karlsruhe, Tel.: 0721 / 161851-32, E-Mail: hunger@aquantec-gmbh.de

Illgen, Marc, Dr.-Ing., DAHLEM Beratende Ingenieure, Poststraße 9, 64293 Darmstadt, Tel. 06151 / 8595-0, E-Mail m.illgen@dahlem-ingenieure.de

Johann, Georg, Geschäftsbereich Technische Services, Teamleiter Hydrologie & Hydraulik, Emschergenossenschaft / Lippeverband, Kronzprinzenstraße 24, 45128 Essen, Tel.: 0201 / 104 - 2249, Fax: 0201 / 104 - 3149, E-Mail: johann.georg@eglv.de

Johst, Margret, Dr. rer. nat., UDATA - Hydrologie, Klimafolgenforschung, Bodenschutz und Umweltbildung, Hindenburgstr. 1, 67434 Neustadt/Wstr., Tel.: 06321 / 9989450, E-Mail: johst@udata.de

Jüpner, Robert, Prof. Dr., Technische Universität Kaiserslautern, Fachgebiet Wasserbau und Wasserwirtschaft, Paul-Ehrlich-Straße 14, 67663 Kaiserslautern, Tel.: 0631 / 205-3805, Fax: 0631 / 205-3904, E-Mail: robert.juepner@bauing.uni-kl.de

Kirnbauer, Robert, Prof. Dr., Institut für Wasserbau und Ingenieurhydrologie, Technische Universität Wien, Karlsplatz 13/222, A-1040 Wien

Klein, Bastian, Dr.-Ing., Bundesanstalt für Gewässerkunde, Am Mainzer Tor 1, 56068 Koblenz, Tel.: 0261 / 1306-5256, Fax: 0261 / 1306-5280, E-Mail: klein@bafg.de

Klöcking, Beate, Dr., Büro für Angewandte Hydrologie, Murnauer Str. 102a, 81379 München, Tel.: 089 / 71048872, E-Mail: kloeking@bah-muenchen.de

Koch, Hagen, Dr. rer. nat., Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, Forschungsbereich II Klimawirkung und Vulnerabilität, Telegrafenberg A62/2.09, 14412 Potsdam, Tel.: 0331 / 2882591, E-Mail: Hagen.Koch@pik-potsdam.de

Kohl, Bernhard, Mag. Dr., Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft, Institut für Naturgefahren, Hofburg Rennweg 1, A-6020 Innsbruck, Tel.: 0043-512-573933-5132, E-Mail: bernhard.kohl@uibk.ac.at

Krahe, Peter, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Am Mainzer Tor 1, 56068 Koblenz, Tel.: 0261 / 1306-5234, E-Mail: krahe@bafg.de

Krauter, Gerhard, Aquantec Gesellschaft für Wasser und Umwelt mbH, Pfinztalstraße 90, 76227 Karlsruhe, Tel.: 0721 / 161851-30, E-Mail: krauter@aquantec-gmbh.de

Lange, Stephan, Dr., Institut für Wassermanagement IfW GmbH, Kötere 13H, 38108 Braunschweig, Tel.: 0531 / 21596-01, Fax: 0531 / 21596-04, E-Mail: lange@hup-bs.com

Ley, Rita, Dipl.-Geographin, Universität Trier – FB VI Physische Geographie, Behringstraße, 54286 Trier, E-Mail: leyrta@uni-trier.de

Lichtenberg, Tim, Institut für Wassermanagement IfW GmbH, Kötere 13H, 38108 Braunschweig, Tel.: 0531 / 21596-01, Fax: 0531 / 21596-04, E-Mail: tm.lichtenberg@goolemail.com

Liebert, Joachim, Dipl.-Ing, KIT Karlsruhe, Institut für Wasser und Gewässerentwicklung, Bereich Hydrologie, Kaiserstraße 12, 76131 Karlsruhe, Tel.: 0721 / 608-48230, E-Mail: joachim.liebert@kit.edu

Lingemann, Imke, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Am Mainzer Tor 1, 56068 Koblenz, Tel.: 0261 / 1306-5983, E-Mail: lingemann@bafg.de

Lisniak, Dmytro, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Am Mainzer Tor 1, 56068 Koblenz, Tel.: 0261 / 1306-5980, Fax: 0261 / 1306-5280, E-Mail: lisniak@bafg.de

Markart, Gerhard, DI. Dr., Bundesforschungs- und Ausbildungszentrum für Wald, Naturgefahren und Landschaft, Institut für Naturgefahren, Hofburg Rennweg 1, A-6020 Innsbruck, Tel.: 0043-512-573933-5132, E-Mail: gerhard.markart@uibk.ac.at

Meißner, Dennis, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Am Mainzer Tor 1, 56068 Koblenz, Tel.: 0261 / 1306-5183, Fax: 0261 / 1306-5280, E-Mail: meissner@bafg.de

Meon, Günter, Prof. Dr., Technische Universität Braunschweig, Leichtweiß-Institut für Wasserbau, Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz, Beethovenstraße 51a, 38106 Braunschweig, Tel.: 0531 / 391-3950, Fax: 0531 / 391-3955, E-Mail: g.meon@tu-braunschweig.de

Meyer, Sebastian, Niedersächsischer Landesbetrieb für Wasserwirtschaft, Küsten- und Naturschutz, Hochwasservorhersagezentrale, Betriebsstelle Hannover-Hildesheim, An der Scharlake 39, 31135 Hildesheim, Tel.: 05121 / 509-266, Fax: 05121 / 509-196, E-Mail: Sebastian.Meyer@NLWKN-Hi.niedersachsen.de

Meyer, Vera, Dr., Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, Hohe Warte 38, A-1190 Wien

Moritz, Katja, Bayerisches Landesamt für Umwelt, Bürgermeister-Ulrich-Str. 160, 86179 Augsburg, Tel.: 0821 / 90715956, E-Mail: katja.moritz@lfu.bayern.de

Nacken, Heribert, Univ.-Prof. Dr.-Ing., Lehr- und Forschungsgebiet Ingenieurhydrologie der RWTH Aachen, Mies-van-der-Rohe Straße 1, 52074 Aachen, Tel.: 0241 / 8025273, Fax: 0241 / 8022701, nacken@ifi.rwth-aachen.de

Pirkl, Herbert, Dr., GeoÖko - Technisches Büro für Geologie, Plenergasse 5/27, A-1180 Wien

Pohle, Ina, Dipl.-Hydrol., Brandenburgische Technische Universität Cottbus, Lehrstuhl Hydrologie und Wasserressourcenbewirtschaftung, Konrad-Wachsmann-Allee 6, 03046 Cottbus, Tel.: 0355 / 694577, E-Mail: Ina.Pohle@tu-cottbus.de

Reggiani, Paolo, Inland Water Systems, Deltares, P.O. Box 177, 2600MH Delft, The Netherlands, also at: Department of Physical Geography and Climatology, RWTH Aachen University, Aachen, Germany

Richter, Karl-Gerd, Dr., Aquantec Gesellschaft für Wasser und Umwelt mbH, Pfintalstraße 90, 76227 Karlsruhe, Tel.: 0721 / 161851-34, E-Mail: richter@aquantec-gmbh.de

Riedel, Gerhard, Dr.-Ing., Technische Universität Braunschweig, Leichtweiß-Institut für Wasserbau, Abteilung Hydrologie, Wasserwirtschaft und Gewässerschutz, Beethovenstraße

51a, 38106 Braunschweig, Tel.: 0531 / 391-3989, Fax: 0531 / 391-3955, E-Mail: g.riedel@tu-braunschweig.de

Schiefer, Christoph, Büro für Angewandte Hydrologie, Murnauer Str. 102a, 81379 München

Schmitt, Theo G., Prof. Dr.-Ing., Technische Universität Kaiserslautern, Fachgebiet Siedlungswasserwirtschaft, Paul-Ehrlich-Straße 14, 67663 Kaiserslautern

Stepanek, Leopold, DI, Wildbach- und Lawinenverbauung Sektion Tirol, Gebietsbauleitung Mittleres Inntal, Liebeneggstraße 11, A-6010 Innsbruck, Tel.: 0043-512-59612-27, E-Mail: leopold.stepanek@die-wildbach.at

Treis, Adrian, Geschäftsbereich Technische Services, Technisches Hochwassermanagement, Emscher-genossenschaft / Lippeverband, Kronzprinzenstraße 24, 45128 Essen, Tel.: 0201 / 104 - 3172, Fax: 0201 / 104 - 3149, E-Mail: treis.adrian@eglv.de

Vietinghoff, Hartwig, Dr., Technische Universität Kaiserslautern, Fachgebiet Wasserbau und Wasserwirtschaft, Paul-Ehrlich-Straße 14, 67663 Kaiserslautern, Tel.: 0631 / 205-3807, Fax: 0631 / 205-3904, E-Mail: vietingh@rhrk.uni-kl.de

Vollmer, Sabine, Aquantec Gesellschaft für Wasser und Umwelt mbH, Pfinztalstraße 90, 76227 Karlsruhe, Tel.: 0721 / 161851-31, E-Mail: vollmer@aquantec-gmbh.de

Warrach-Sagi, Kirsten, Dr. rer. nat., Universität Hohenheim, Institut für Physik und Meteorologie, Garbenstrasse 30, 70599 Stuttgart, Tel.: 0711 / 459-23674, E-Mail: kirsten.warrach-sagi@uni-hohenheim.de

Weber, Michael, Büro für Angewandte Hydrologie, Murnauer Str. 102a, 81379 München

Wolf-Schumann, Ulrich, Hydrotec Ingenieurgesellschaft für Wasser und Umwelt mbH, Bachstraße 62-64, 52066 Aachen, Tel.: 02471 / 94689-0, E-Mail: uws@hydrotec.de

Wulfmeyer, Volker, Prof. Dr., Universität Hohenheim, Institut für Physik und Meteorologie, Garbenstrasse 30, 70599 Stuttgart, Tel.: 0711 / 459-22150, E-Mail: volker.wulfmeyer@uni-hohenheim.de

Zehe, Erwin, Prof. Dr.-Ing, KIT Karlsruhe, Institut für Wasser und Gewässerentwicklung, Bereich Hydrologie, Kaiserstraße 12, 76131 Karlsruhe, Tel.: 0721 / 608-43814, E-Mail: erwin.zehe@kit.edu

Schriftenreihe Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung

Bisher erschienene Hefte

- Heft 01.02 Wechselwirkungen zwischen Grundwasserleitern und Oberflächengewässern
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2002 am 20./21. März 2002 in Suderburg
Herausgeber: Hartmut Wittenberg und Matthias Schöniger
210 Seiten, 63 Abbildungen, Format A4
ISBN: 3-936514-22-4 vergriffen
- Heft 02.02 Hochwassermanagement – Gefährdungspotenziale und Risiko der Flächennutzung
Beiträge zum Seminar am 7./8. November 2002 in Koblenz
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg und Günter Meon
201 Seiten, 43 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-936514-26-7 vergriffen
Aktualisierte Neuauflage erschienen als Heft 02.03
Beiträge zum Seminar am 12./13. Juni 2003 in Weimar
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg und Günter Meon
200 Seiten, 65 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-924063-58-3 vergriffen
- Heft 03.03 Numerische Simulationsmodelle für Fließgewässer
Beiträge zum Seminar am 12./13. Mai 2003 in Stein bei Nürnberg
Herausgeber: Siegfried Bloß und Hans-B. Kleeberg
185 Seiten, 32 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-924063-57-5 vergriffen
Aktualisierte Neuauflage erscheinen als Heft 03.05
Beiträge zum Seminar am 15. März 2005 in Dortmund
Herausgeber: Siegfried Bloß und Hans-B. Kleeberg
185 Seiten, 65 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-924063-57-5 vergriffen
- Heft 04.03 Klima – Wasser – Flussgebietsmanagement – im Lichte der Flut
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2003 am 20./21. März 2003 in Freiburg i.Br.
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg
Band1 Vorträge, 270 Seiten, 144 Abbildungen, Format A4
Band 2 Poster, 194 Seiten 105 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-924063-59-1 vergriffen
- Heft 05.04 Wasser- und Stofftransport in heterogenen Einzugsgebieten
Beiträge zum Tag der Hydrologie 2004 am 22./23. März 2004 in Potsdam
Herausgeber: Axel Bronstert, Annegret Thieken, Bruno Merz,
Michael Rode, Lucas Menzel
Band1 Vorträge, 221 Seiten, 88 Abbildungen, Format A4
Band 2 Poster, 315 Seiten, 144 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-937758-18-6 beide Bände zusammen 45 EUR
- Heft 06.04 Hochwassermanagement – Gefährdungspotenziale und Risiko der Flächennutzung
Neuauflage
Beiträge zum Seminar am 17./18. Juni 2004 in Münster
Herausgeber: Hans-B. Kleeberg und Günter Meon
172 Seiten, 61 Abbildungen, Format A4
ISBN 3-937758-19-4 vergriffen

Heft 07.04	Niedrigwassermanagement Beiträge zum Seminar am 11./12. November 2004 in Koblenz Herausgeber: Hans-B. Kleeberg und Gero Koehler 172 Seiten, 82 Abbildungen, Format A4 ISBN 3-937758-47-X	vergriffen
Heft 08.05	Hochwasser-Gefahrenkarten Teil 1: Erarbeitung und Nutzung von Hochwassergefahrenkarten Beiträge zum Erfahrungsaustausch am 24. November 2004 in Erfurt Teil 2: Zonierungssystem und Risikomodellierung in der Versicherungswirtschaft Herausgeber: Hans-B. Kleeberg 140 Seiten, 34 Abbildungen, Format A4 ISBN 3-937758-48-8	vergriffen
Heft 03.05	Numerische Simulationsmodelle für Fließgewässer Beiträge zum Seminar am 15. März 2005 in Dortmund Aktualisierte Neuauflage von Heft 03.03 Herausgeber: Siegfried Bloß und Hans-B. Kleeberg 185 Seiten, 65 Abbildungen, Format A4 ISBN 3-924063-57-5	vergriffen
Heft 09.05	Niederschlag – Input für hydrologische Berechnungen Beiträge zum Seminar am 12./13. April 2005 in Koblenz Herausgeber: Hans-B. Kleeberg 159 Seiten, 44 Abbildungen, Format A4 ISBN 3-937758-67-4	vergriffen
Heft 10.05	Entscheidungsunterstützung in der Wasserwirtschaft – von der Theorie zum Anwendungsfall Beiträge zum Tag der Hydrologie 2005 am 22./23. März 2005 in Aachen Herausgeber: Heribert Nacken, Sabine Bartussek, Hani Sewilam 314 Seiten, 131 Abbildungen, 25 Tabellen, Format A4 ISBN 3-937758-68-2	42 EUR, CD 29 EUR
Heft 11.05	Hochwasser – Vorsorge und Schutzkonzepte Beiträge zum Seminar am 2./3. Juni 2005 in Braunschweig Herausgeber: Hans-B. Kleeberg und Günter Meon 200 Seiten, 75 Abbildungen, Format A4 ISBN 3-937758-80-1	38 EUR, CD 29 EUR
Heft 12.05	Akustische Doppler Geräte (ADCPs) in der Hydrometrie: Möglichkeiten und Perspektiven einer innovativen Technik Beiträge zum Seminar am 28./29. September 2005 in Koblenz Herausgeber: Matthias Adler und Hans-B. Kleeberg 172 Seiten, 120 Abbildungen, 8 Tabellen, Format A4 ISBN 3-937758-90-9	38 EUR, CD 29 EUR
Heft 13.05	Abflussbildung – Prozessbeschreibung und Fallbeispiele Herausgeber: Axel Bronstert Monographie, 2005 148 Seiten, 81 Abbildungen, 12 Tabellen, Format A4 ISBN 3-937758-91-7	38 EUR, CD 29 EUR

Heft 14.06	Niederschlag – Input für hydrologische Berechnungen Aktualisierte Neuauflage Beiträge zum Seminar am 12./13. April 2005 in Koblenz Herausgeber: Hans-B. Kleeberg 205 Seiten, Format A4 ISBN-10: 3-939057-30-4 ISBN-13: 978-3-939057-30-7	38 EUR, CD 29 EUR
Heft 15.06	Risikomanagement extremer hydrologischer Ereignisse Beiträge zum Tag der Hydrologie 2006 am 22./23. März 2006 an der Universität der Bundeswehr München Herausgeber: Markus Disse, Karin Guckenberger, Sabine Pakosch, Alpaslan Yörük, Astrid Zimmermann Band 1 Vorträge 1, 278 Seiten Band 2 Vorträge 2, 338 Seiten Band 3 Poster, 280 Seiten ISBN-10: 3 939057-31-2 ISBN-13: 978-3-939057-31-4	beide Vortragsbände zusammen 50 EUR Posterband zusätzlich/alleine 15 EUR
Heft 16.06	Niederschlag-Abfluss-Modellierung Beiträge zum Workshop am 10./11. April 2006 in Trier Herausgeber: Markus Casper und Marcus Herbst 195 Seiten, Format A4 ISBN-10: 3-939057-55-X ISBN-13: 978-3-939057-55-0	45 EUR, CD 29 EUR
Heft 17.06	Dezentraler Hochwasserschutz Beiträge zum Seminar am 16./17. Oktober 2006 in Koblenz Herausgeber: Klaus Röttcher, Gero Koehler, Hans-B. Kleeberg 188 Seiten, Format A4 ISBN-10: 3-939057-56-8 ISBN-13: 978-3-939057-56-7	45 EUR, CD 29 EUR
Heft 18.06	Hochwasser – Vorsorge und Schutzkonzepte Beiträge zum Seminar am 6./7. November 2006 in Stein bei Nürnberg Herausgeber: Hans-B. Kleeberg, Heribert Nacken 232 Seiten, Format A4 ISBN-10: 3-939057-57-6 ISBN-13: 978-3-939057-57-4	45 EUR, CD 29 EUR
Heft 19.07	Dezentraler Hochwasserschutz Beiträge zum Seminar am 4./5. Juni 2007 in Leipzig Herausgeber: Klaus Röttcher, Gero Koehler, Hans-B. Kleeberg 196 Seiten, Format A4 ISBN-13: 978-3-940173-03-4	48 EUR, CD 29 EUR

Heft 20.07	Einfluss von Bewirtschaftung und Klima auf Wasser- und Stoffhaushalt von Gewässern Beiträge zum Tag der Hydrologie 2007 am 22./23. März 2007 an der Universität Rostock Herausgeber: Konrad Miegel, Ellen-Rose Trübger, Hans-B. Kleeberg Band 1 Vorträge, 276 Seiten Band 2 Poster, 17 Seiten ISBN: 978-3-940173-04-1	beide Bände zusammen 60 EUR, , CD 29 EUR
Heft 21.07	Verdunstung Beiträge zum Seminar am 10./11. Oktober 2007 in Potsdam Herausgeber: Konrad Miegel, Hans-B. Kleeberg 252 Seiten, Format A4 ISBN: 978-3-940173-05-8	48 EUR, CD 29 EUR
Heft 22.07	EU-Hochwasserrichtlinie Wohin geht die Reise beim Europäischen Hochwasserschutz Beiträge zum Seminar am 19./10. November 2007 in Koblenz Herausgeber: Heribert Nacken 126 Seiten, Format A4 ISBN: 978-3-940173-44-7	48 EUR, CD 29 EUR
Heft 23.08	Hochwasser, Wassermangel, Gewässerverschmutzung – Problemlösung mit modernen hydrologischen Methoden Beiträge zum Tag der Hydrologie 2008 am 27./28. März 2008 an der Leibniz Universität Hannover Herausgeber: Uwe Haberlandt, Bernd Riemeier, Max Billib, Hans-Reinhard Verworn, Hans-B. Kleeberg 300 Seiten, Format A4, mit Poster-CD ISBN: 978-3-940173-96-6	48 EUR, CD 29 EUR
Heft 24.08	Klimawandel – Was kann die Wasserwirtschaft tun? Beiträge zum Symposium am 24./25 Juni 2008 in Nürnberg Herausgeber: Hans-B. Kleeberg 256 Seiten, Format A4 ISBN: 978-3-940173-97-3	48 EUR, CD 29 EUR
Heft 25.09	EU-Hochwasserrichtlinie In drei Schritten zur Umsetzung Beiträge zum Seminar am 19. Februar 2009 in Magdeburg Herausgeber: Heribert Nacken 126 Seiten, Format A4 ISBN: 978-3-941089-53-2	48 EUR, CD 29 EUR
Heft 26.09	Hydrologische Systeme im Wandel Beiträge zum Tag der Hydrologie 2009 am 26./27. März 2009 an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel Herausgeber: Nicola Fohrer, Britta Schmalz, Georg Hörmann, Katrin Bieger 196 Seiten, Format A4 ISBN: 978-3-941089-54-9	48 EUR, CD 29 EUR

Heft 27.10	Auen und Hochwasser Beiträge zum Internationalen Symposium am 10./11. Februar 2010 in Ingolstadt Herausgeber: Bernd Cyffka, Hans-B. Kleeberg 226 Seiten, Format A4 ISBN: 978-3-941897-08-3	50 EUR, CD 29 EUR
Heft 28.10	Abflüsse aus extremen Niederschlägen Beiträge zum 2. Trierer Workshop zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung am 14./15. September 2009 in Trier Herausgeber: Markus Casper, Oliver Gronz 245 Seiten, Format A4 ISBN: 978-3-941897-22-9	50 EUR, CD 29 EUR
Heft 29.10	Nachhaltige Wasserwirtschaft durch Integration von Hydrologie, Hydraulik, Gewässerschutz und Ökonomie Beiträge zum Tag der Hydrologie 2010 am 25./26. März 2010 an der Technischen Universität Braunschweig Herausgeber: Günter Meon 283Seiten, Format A4, mit Poster-CD ISBN: 978-3-941897-49-6	50 EUR, CD 29 EUR
Heft 30.11	Hydrologie & Wasserwirtschaft - von der Theorie zur Praxis Beiträge zum Tag der Hydrologie 2011 am 24./25. März 2011 an der Technischen Universität Wien Herausgeber: Günter Blöschl, Ralf Merz 394 Seiten, Format A4 ISBN: 978-3-941897-79-3	50 EUR, CD 29 EUR
Heft 31.12	Wasser ohne Grenzen Beiträge zum Tag der Hydrologie 2012 am 22./23. März 2012 an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg Herausgeber: Markus Weiler 413 Seiten, Format A4, mit Poster-CD ISBN: 978-3-942964-38-8	50 EUR, CD 29 EUR
Heft 32.13	Wasserressourcen im globalen Wandel : Hydrologische Grundlagen - von der Messung zur Anwendung Beiträge zum Tag der Hydrologie 2013 am 4.-6. April 2013 an der Universität Bern Herausgeber: Rolf Weingartner, Bruno Schädler 199 Seiten, Format A4 ISBN: 978-3-942964-89-0	50 EUR, CD 29 EUR
Heft 33.13	Simulation hydrologischer Systeme – Wie nah kommen wir der Realität? Beiträge zum 3. Trierer Workshop zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung am 17./18. September 2012 in Trier Herausgeber: Markus Casper und Oliver Gronz 212 Seiten, Format A4 ISBN: 978-3-944328-02-7	50 EUR, CD 29 EUR

Mitglieder der Fachgemeinschaft Hydrologische Wissenschaften erhalten auf den Preis einen Nachlass von 20 %