

Modellierung des Wasser- und Stofftransports in großen Einzugsgebieten

Workshop am 19./20.11.98 in Rauschholzhausen bei Gießen

herausgegeben von

Nicola Fohrer
Sonderforschungsbereich 299
„Landnutzungskonzepte für periphere Regionen“
Justus-Liebig-Universität Gießen

Petra Döll
Wissenschaftliches Zentrum für Umweltforschung
Universität Gesamthochschule Kassel

Kassel University Press 1999

Die Deutsche Bibliothek - CIP-Einheitsaufnahme

Fohrer, Nicola/ Döll, Petra (Hg.)

Modellierung des Wasser- und Stofftransports in großen Einzugsgebieten

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung außerhalb der engen Grenzen des Urheberrechtsschutzgesetzes ist ohne Zustimmung des Verlags unzulässig und strafbar. Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und die Einspeicherung und Verarbeitung in elektronischen Systemen.

ISBN 3- 933146-21-6

© Kassel University Press GmbH 1999

Vorwort

Die Analyse von Wirkungszusammenhängen in großen Flußgebieten gewinnt zunehmend an Bedeutung. So müssen zur Unterstützung politischer Entscheidungen z.B. die Auswirkungen von Landnutzungs- und Klimaänderungen auf die Wasserverfügbarkeit, die Hochwassergefährdung und die Wasserqualität abgeschätzt werden. Die großskalige hydrologische Modellierung kann hierzu einen Beitrag leisten.

Die vorliegende Veröffentlichung präsentiert die Ergebnisse eines Workshops zur Modellierung von Wasser- und Stofftransport in großen Einzugsgebieten, der im November 1998 im Schloß Rauischholzhausen bei Gießen stattfand. Sechzig Wissenschaftler und Wissenschaftlerinnen aus Deutschland und den Nachbarländern fanden sich zusammen, um aktuelle Probleme der großkaligen Modellierung zu diskutieren. Thematische Schwerpunkte waren dabei die Sensitivität komplexer Modellsysteme gegenüber unsicheren Eingangsdaten, der Einfluß von Diskretisierung und Informationsdichte, Ansätze zur integrierten Modellierung sowie die Kopplung von Prozessen in Hydrosphäre, Atmosphäre und Biosphäre. Die Beiträge sind alphabetisch nach dem Namen des Erstautors / der Erstautorin geordnet. Vorangestellt ist eine zusammenfassende Darstellung der Workshop-Ergebnisse. Alle Arbeiten wurden einem Reviewprozeß unterzogen.

Wir möchten uns an dieser Stelle bei allen Teilnehmern und Teilnehmerinnen für die lebhafte Diskussion bedanken und auch noch einmal die Gelegenheit nutzen, den zahlreichen helfenden Händen, die zum reibungslosen Ablauf der Veranstaltung beigetragen haben, unseren Dank auszusprechen. Darüber hinaus danken wir Renate Köhler für die Umschlagsgestaltung.

Gießen und Kassel, im Juni 1999

Die Herausgeberinnen Nicola Fohrer und Petra Döll

Inhaltsverzeichnis

Modellierung von Wasser- und Stofftransport in großen Einzugsgebieten — Ergebnisse des Workshops <i>Petra Döll und Nicola Fohrer</i>	9
Regionale Simulationen in der Hydrologie — Quantifizierung der Fehler und Unsicherheiten <i>Helge Bormann, Bernd Diekkrüger und Christian Renschler</i>	21
Großräumige hydrologische Parametrisierung und Modellierung als Teil der integrierten Modellierung <i>Axel Bronstert, Andreas Güntner, Annekathrin Jaeger, Maarten Krol und Jörg Krywkow</i>	31
Simulating floods in the Meuse and Oder catchments using the LISFLOOD model <i>Ad De Roo, David Price and Guido Schmuck</i>	41
Emission estimates: rubbish in — rubbish out? <i>Marcel de Wit and Oliver Schmoll</i>	51
Behandlung der Variabilität ausgewählter Inputgrößen beim Bodenprozeßmodell CANDY <i>Jens Dreyhaupt</i>	59
Ein methodischer Ansatz zur Analyse der Sensitivität komplexer Modellsysteme <i>Klaus Eckhardt, Nicola Fohrer und Hans-Georg Frede</i>	65
Integrierte Modellierung als Entscheidungshilfe zur Entwicklung von Landnutzungskonzepten <i>Nicola Fohrer, Detlev Möller und Andrea Weber</i>	73
Modellierung großräumiger Grundwassergefährdung und flächendeckendes Grundwassermanagement im Landkreis Osnabrück <i>Stefan Fuest, Jürgen Berlekamp und Michael Matthies</i>	81
Erfahrungen mit der makroskaligen hydrologischen Modellierung des Mackenzie-Einzugsgebietes <i>Uwe Haberlandt und Geoff Kite</i>	87

Entropie als Werkzeug zur räumlichen Diskretisierung <i>Stephan Haverkamp, Nicola Fohrer und Hans-Georg Frede</i>	95
Belastung der Oberflächengewässer mit Pflanzenschutzmitteln in Deutschland — Modellierung der Einträge über Drainagen und Oberflächenabfluß <i>Andreas Huber, Martin Bach und Hans-Georg Frede</i>	103
Hydrologische Modellierung des Lago-Maggiore-Einzugsgebietes (Tessin) unter Verwendung von Daten eines Wettervorhersagemodells <i>Karsten Jasper, Joachim Gurtz und Herbert Lang</i>	111
Modeling of water availability on the global scale: Influence of model structure and uncertainty of precipitation data <i>Frank Kaspar and Petra Döll</i>	119
Hydrologische Modellierung von meso- und makroskaligen Einzugsgebieten mit ARC/EGMO <i>Beate Klöcking, Bernd Pfützner und Alfred Becker</i>	127
Anforderungen an die Modellierung des Wasser- und Stofftransports in Tieflandeinzugsgebieten Schleswig-Holsteins: Erfahrungen aus dem Bornhöved- und Stör-Projekt <i>Winfried Kluge und Stefan Jelinek</i>	135
Einfluß von Skalierungseffekten bei der Wasserhaushaltsmodellierung in großen Flußgebieten <i>Peter Krause und Ralf Kunkel</i>	143
Großskalige hydrologische Modellierung von Landnutzungsänderungen vor dem Hintergrund unsicherer Eingangsdaten <i>Werner Lahmer, Bernd Pfützner und Alfred Becker</i>	153
On the influence of the parameterization of soil and vegetation processes upon the simulated evapotranspiration <i>Nicole Mölders und Gerhard Kramm</i>	163
Regional simulation in hydrology — estimating errors due to different data pre- processing methods <i>Christian Renschler, Bernd Diekkrüger und Helge Bormann</i>	173
Modelling ET and sugar beet growth — uncertainties from climatic input for model parameterisation <i>Goetz M. Richter</i>	181

Analyse der hydrologischen Simulationen im Einzugsgebiet der Oder <i>Cord Ruhe und Ehrhard Raschke</i>	189
GIS-gestützte Parameterisierung hydrogeologischer Datenmodelle für die Grundwassermodellierung in jungpleistozänen Einzugsgebieten <i>Jörg Steidl, Christoph Merz und Ralf Dannowski.....</i>	197
Regionalisierungsverfahren für einzugsgebietsdifferenzierte Modellierung des Wasserhaushaltes <i>Johannes Sutmöller und Gerhard Gerold</i>	207
Modellierung der Winterverhältnisse mit dem Landoberflächenschema SEWAB <i>Kirsten Warrach und Ehrhard Raschke</i>	215
Ergebnisse des hydrologischen Einzugsgebietsmodells ARC-EGMO bei unterschiedlicher Raumdiskretisierung <i>Martin Wegehenkel und Jörg Steidl</i>	223

Modellierung von Wasser- und Stofftransport in großen Einzugsgebieten — Ergebnisse des Workshops

Petra Döll¹ und Nicola Fohrer²

mit Unterstützung der RapporteurInnen

*Helge Bormann, Klaus Eckhardt, Andreas Güntner, Stephan Haverkamp, Karsten Jasper,
Frank Kaspar, Beate Klöcking, Werner Lahmer, Christian Renschler, Cord Ruhe und
Kirsten Warrach*

Zusammenfassung: Die Modellierung von Wasser- und Stofftransport in großen Einzugsgebieten gewinnt zunehmend an Bedeutung. Auf einem Workshop im November 1998 stellten 25 WissenschaftlerInnen aus dem deutschsprachigen Raum und angrenzenden Ländern die aktuelle Forschung auf diesem Gebiet vor. Schwerpunktthemen waren 1) die Sensitivität der Modellergebnisse gegenüber unsicheren Eingangsdaten und gegenüber der Modellstruktur, 2) der Einfluß der räumlichen Diskretisierung sowie 3) die Kopplung von hydrologischen Modellen mit Modellen anderer Fachgebiete. Basierend auf den Vorträgen stellt die vorliegende Zusammenfassung den Stand der Arbeiten auf dem Gebiet der großskaligen hydrologischen Modellierung dar, identifiziert die auftretenden Probleme und nennt Lösungsperspektiven.

Abstract: Modeling of water and solute transport in large drainage basins is gaining in importance. During a workshop in November 1998, 25 German-speaking scientists presented their current research in this field. Core themes were 1) sensitivity of model results with respect to uncertain input data and to the model structure, 2) influence of spatial discretization, and 3) coupling of hydrological models with models from other disciplines. Based on the presentations, this paper summarizes the state of research in large-scale hydrologic modeling, identifies existing problems and provides perspectives.

1 Einleitung

Das Interesse an einer modellgestützten Abschätzung von Wasserflüssen und dem damit verbundenen Stofftransport in großen Wassereinzugsgebieten hat in den letzten Jahren beträchtlich zugenommen. Gründe hierfür sind zum einen die Besorgnis über die Auswir-

¹ Wissenschaftliches Zentrum für Umweltforschung, Universität Gießen, D-34109 Kassel.
E-mail: doell@usf.uni-kassel.de

² Institut für Landeskultur, Justus-Liebig-Universität Gießen, Senckenbergstr. 3, D-35390 Gießen.
E-mail: Nicola.Fohrer@agrar.uni-giessen.de

kungen von Landnutzungs- und Klimaänderungen, zum anderen hat sich die Erkenntnis durchgesetzt, daß wasserbezogene Probleme und Konflikte am besten durch ein integriertes Wasser- und Landnutzungsmanagement im Wassereinzugsgebiet zu lösen sind. Für beide Fragestellungen ist die mathematische Modellierung eine sehr wichtige Methode, da mit ihrer Hilfe die Frage "Was wäre wenn?" zumindest angenähert beantwortet werden kann.

Ziel des "2. Workshops zur Modellierung von Wasser- und Stofftransport in großen Einzugsgebieten" war es, den aktuellen Stand der Forschung auf dem Gebiet der meso- und makroskaligen Modellierung im deutschsprachigen Raum zusammenzutragen. Der Workshop fand am 19./20. November 1998 in Rauischholzhausen bei Gießen statt. In 25 Vorträgen wurde über die neuesten Arbeiten zum Thema berichtet. Schwerpunktthemen des Workshops waren:

- Sensitivität der Modellergebnisse gegenüber unsicheren Eingangsdaten
- Sensitivität der Modellergebnisse gegenüber der räumlichen Diskretisierung und der Informationsdichte
- Kopplung von hydrologischen Modellen mit anderen Modellen

Die Größe der modellierten Einzugsgebiete reicht von ca. 50 km² bis 1,8 Millionen km²; mit einem globalen Modell wurde versucht, alle Einzugsgebiete der Erde zu simulieren. Daneben wurden zwei agrarökologische Standortmodelle diskutiert.

Dieser Beitrag faßt die vorgestellten Beiträge sowie die Diskussionen des Workshops zusammen. Er versucht, den aktuellen Stand der Forschung auf dem Gebiet der großskaligen hydrologischen Modellierung darzustellen und Probleme, offene Fragen sowie Lösungsperspektiven aufzuzeigen.

2 Sensitivität der Modellergebnisse gegenüber unsicheren Eingangsdaten und gegenüber der Modellstruktur

Ziel von Sensitivitätsanalysen ist es, die Modellreaktion auf Parametervariationen oder Änderungen in der Modellstruktur zu berechnen. Den durch unsichere Eingangsdaten hervorgerufenen Modellierungsfehler zu quantifizieren ist nur möglich, wenn die natürliche Schwankungsbreite dieser Eingangsdaten bekannt ist. Sensitivitätsanalysen sind immer modellspezifisch und sollten integraler Bestandteil jeder Modellentwicklung und -anwendung sein.

2.1 Was ist Stand des Wissens? Was ist machbar?

- Zielvariablen von Sensitivitätsanalysen sind meist Abfluß oder Evapotranspiration, aber auch z.B. der Ertrag von Feldfrüchten. Einfache Sensitivitätsanalysen variieren jeweils einen Parameter. Ein Vergleich zwischen den Sensitivitäten zeigt dann, gegenüber welchem der untersuchten Parameter das Modellergebnis am sensitivsten reagiert [5]. Mit einer Sensitivitätsanalyse kann auch überprüft werden, welchen Einfluß es hat, wenn statt eines im Modell vorgesehenen Parameters, für den keine Daten vorliegen, ein

Ersatzparameter verwendet wird [20]. Ohne eine Bewertung der möglichen Spannbreite der Werte, die der Parameter annehmen kann, sagt die Sensitivität jedoch nichts darüber aus, wie kritisch ein Parameter für die Genauigkeit des Modellergebnisses ist. Verwendet man angenommene minimale und maximale Werte eines Parameters, so können Aussagen darüber gemacht werden, ob die Unsicherheit des Modellergebnisses größer oder kleiner ist als die Änderung, die aufgrund einer geänderten Rahmenbedingung (z.B. Landnutzung) berechnet wird [17].

- Bei räumlich komplexen Gebilden wie einem großen Wassereinzugsgebiet kann es sinnvoll sein, erste Sensitivitätsanalysen mit einem stark vereinfachten, künstlichen Einzugsgebiet durchzuführen [6]. Die Übertragbarkeit der berechneten Sensitivitäten ist jedoch nur dann gegeben, wenn die verschiedenen modellierten Prozesse in beiden Einzugsgebieten vergleichbar wichtig sind (z.B. der Austausch zwischen Grundwasser und Fluß).
- Sensitivitätsanalysen werden nicht nur im Hinblick auf den Einfluß von Eingangsgrößen durchgeführt, sondern quantifizieren auch den Einfluß der Modellstruktur (Berücksichtigung unterschiedlicher Prozesse im Modell) [13, 18]. Des weiteren wird verglichen, welchen Einfluß unterschiedliche Klassifizierungen von nicht-numerischen Parametern (wie Landnutzungstypen), die zeitlichen und räumlichen Auflösung von meteorologischen Daten, die Vereinfachung der räumlichen Heterogenität der Bodenprofile und die Reduktion von homogen gedachten Teilflächen (Regionalisierung) auf das Modellergebnis haben [1, 19]. Dabei ist die Sensitivität von Monatswerten generell höher als die von Jahreswerten. Ein Vergleich der Sensitivitäten auf Modellannahmen (Modellstruktur, Regionalisierung) und auf unsichere Eingangsdaten zeigte, daß letztere zu größeren Unsicherheiten im Modellergebnis führten [1, 13, 17].

2.2 Wo sind Problembereiche? Was ist noch unsicheres Wissen?

- In vielen Arbeiten wird die Unsicherheit des als Eingangsgröße verwendeten Niederschlags als wesentlich für die Unsicherheit des berechneten Abflusses beschrieben [10, 13, 17, 21]. Zum einen muß der Meßfehler, der bei Niederschlagsmessungen generell zu einer Unterschätzung des tatsächlichen Niederschlags führt, korrigiert werden, was wiederum eine Unsicherheit in den angenommenen Korrekturfaktoren mit sich bringt [13]. Zum anderen führt eine zu geringe Dichte des Niederschlagsmeßnetzes, wie sie fast immer vorliegt, dazu, daß insbesondere konvektive Niederschlagsereignisse nicht richtig erfaßt werden. Dadurch wird vor allem die Modellierung von Hochwasser sehr erschwert. Bei großskaligen Modellierungen (insbesondere globalen) können aus Gründen der Rechenkapazität und der Verfügbarkeit nur ausgewählte Meßstationen berücksichtigt werden, und es stellt sich die Frage, auf welcher Skala damit belastbare Aussagen getroffen werden können [21]. Die Wahl des Interpolationsverfahrens, das auch Informationen aus Atmosphärenmodellen berücksichtigen kann, beeinflußt die berechneten Abflüsse erheblich [9, 17], eine Aussage zu einer generell besten Methode ist jedoch nicht möglich. Des weiteren sind die Unsicherheiten im Modellergebnis nicht

quantifizierbar, die die Repräsentativität von Niederschlagsmeßstationen betreffen [1]. Auch die zeitliche Disaggregierung von Niederschlägen unterhalb von Tageswerten führt noch nicht zu zufriedenstellenden Ergebnissen [19].

- Die Kalibrierung von Parametern gewährleistet im Falle von unsicheren Eingangsdaten nicht die Übertragbarkeit des Modells [1]. Die erfolgreiche Validierung anhand eines Summenparameters (wie z.B. Abfluß am Einzugsgebietsauslaß) garantiert nicht, daß die innere Modellstruktur die Realität gut abbildet und z.B. auch die Abflüsse von Nebenflüssen gut simuliert werden [9].

2.3 Wo liegen die Lösungsperspektiven? Welcher Entwicklungsbedarf besteht?

- Eine Abschätzung der Unsicherheiten der Modellergebnisse kann zum Teil durch die Anwendung eines sogenannten Bodenprofilgenerator geschehen, bei dem in jedem Bodenhorizont der Schluff- und Tonanteil und damit die bodenhydraulischen Parameter stochastisch generiert werden [5].
- Mit Hilfe einer umfassenden Fehleranalyse des verwendeten Modells im Hinblick auf Modellannahmen, Randbedingungen, räumliche Diskretisierung, Regionalisierungsverfahren sowie unsichere Eingangsdaten und Parameter sollte es möglich sein, Konfidenzintervalle der Simulationsergebnisse zu bestimmen [1].
- Es sollten verbesserte Interpolationsverfahren zur Generierung flächenhafter Modell-eingangsdaten entwickelt werden, insbesondere für den Niederschlag, bei dem Höhen- und Luv/Lee-Effekte, unterschiedliche Wetterlagen etc. zu berücksichtigen sind.

3 Sensitivität der Modellergebnisse gegenüber der räumlichen Diskretisierung

Es wird allgemein angenommen, daß die Güte der Modellierung mit der räumlichen Auflösung der Eingangsinformationen ansteigt. Die Bestimmung der Sensitivität der Modellergebnisse gegenüber der räumlichen Diskretisierung dient insbesondere dazu, eine optimale Diskretisierung zu finden, die einerseits den vorhandenen Daten und den modellierten Prozessen entspricht und dadurch zu einem realitätsnahen Modellergebnis führt, andererseits aber nicht mit einem übermäßigem Rechenaufwand verbunden ist.

3.1 Was ist Stand des Wissens? Was ist machbar?

- In der Vergangenheit war es üblich, für die hydrologische Modellierung große Einzugsgebiete in homogene Teileinzugsgebiete aufzuteilen. Die auf dem Workshop vorgestellten Modelle arbeiten jedoch entweder auf einem Raster [3, 12, 13, 21, 24] oder mit Teileinzugsgebieten, deren interne Heterogenität zusätzlich durch Hydrotope berücksichtigt wird [1, 7/10, 9, 14/17/25, 23]. In einem der hydrologischen Modelle, das innerhalb eines integrierten Modells eingesetzt wird, wird eine politische Einheit, das Münizip, als räumliche Modellierungseinheit betrachtet, wobei die Heterogenität innerhalb

dieser Einheit über Hydrotope, die sich nur durch die Tal/Hanglage unterscheiden, berücksichtigt wird [2]. Beim Rasteransatz sind homogene Zellen konstanter Größe die kleinsten räumlichen Einheiten, die zu Einzugsgebieten zusammengefaßt oder die über die Abflußrichtung miteinander verknüpft werden. Hydrotope, die auch als Modellökotope [1], virtuelle Teileinzugsgebiete [10], oder HRU (Hydrological Response Units) [23] bezeichnet werden, sind Untereinheiten eines Teileinzugsgebiets, die hydrologisch als homogen betrachtet werden; sie haben keinen genauen Lagebezug, sondern werden über ihren räumlichen Anteil am Teileinzugsgebiet beschrieben. Die vertikale Wasserbilanz wird für jede Rasterzelle bzw. für jedes Hydrotop einzeln berechnet.

- Hydrotope werden durch Zusammenfassung von sog. Elementarflächen gebildet, die sich durch die Verschneidung von Basiskarten zu Landnutzung, Boden, Topographie, Grundwasserflurabstand etc. ergeben. Um den Rechenaufwand handhabbar zu machen, ist eine Reduktion der Anzahl der Hydrotypen notwendig, die auf verschiedene Art erreicht werden kann [1: Clusteranalyse, 14 und 17: Klassifizierung bez. Landnutzung, Grundwasserabstand und Bebauungsgrad, 23: Clusteranalyse sowie multiple Regression auf Bodenfeuchte und Relief]. Sensitivitätsrechnungen mit einer unterschiedlichen Anzahl von Hydrotopen, bei denen der jeweils berechnete Abfluß mit dem Meßwert verglichen wird, geben einen Hinweis auf die optimale Anzahl [1, 17, 19]. Auch die optimale Anzahl an Teileinzugsgebieten kann so bestimmt werden, wobei das Optimum möglicherweise mit detaillierteren Klimadaten und einer erhöhten Anzahl von Hydrotopen steigt [9].
- Durch eine Clusteranalyse der Niederschläge aller Meßstationen eines Gebiets ist es möglich, eine kleine Anzahl von repräsentativen Meßstationen auszuwählen. Außer für kleine Teileinzugsgebiete konnten mit diesem vereinfachten Input bei verminderter Rechenaufwand ähnlich gute Modellergebnisse erzielt werden wie unter Berücksichtigung aller Stationen [19].
- Der Fehler, der bei einer Herabsetzung der räumlichen Auflösung durch die Aggregation der Informationen auftritt, kann über die Entropie geschätzt werden [10, 16]. Die Entropie beschreibt die Uniformität der Wahrscheinlichkeitsverteilung eines bestimmten Datensatzes, d.h. dessen räumliche Heterogenität. Die optimale Aggregation (Aufteilung des Untersuchungsgebiets in homogene Flächen) ist diejenige, bei der die Entropie der aggregierten Daten gleich der Entropie der flächenbezogenen Eingangsdaten ist [10]. Aus der Entropie lässt sich auch ein Maß für die Informationsdichte bei der gegebenen räumlichen Auflösung (Rastergröße) ableiten, womit der Informationsdichteverlust bei steigender Aggregation quantifiziert werden kann [16].

3.2 Wo sind Problembereiche? Was ist noch unsicheres Wissen?

- Möglicherweise führt eine Vergrößerung der als homogen betrachteten räumlichen Einheit (Raster oder Einzugsgebiet) zu einer Erhöhung der modellierten Abfluß spitzen [25].

- Bei Arbeiten in großen Einzugsgebieten muß auf eigene Datenerhebungen weitgehend verzichtet werden. Die für das gesamte Untersuchungsgebiet verfügbaren Geodaten (z.B. Bodenübersichtskarten) liegen jedoch oft in nicht-einheitlicher Form (Klassifizierung) vor, was eine Modellierung sehr erschwert [23].
- Die vorgestellten Methoden zur Bestimmung der Sensitivität der Modellergebnisse auf die räumliche Diskretisierung und Aggregierung benötigen alle hoch aufgelöste Daten. Es stellt sich die Frage, ob und wie die bereits gewonnenen Erkenntnisse übertragbar sind auf Gebiete, für die keine hoch aufgelösten Daten vorhanden sind [10, 16].

3.3 Wo liegen die Lösungsperspektiven? Welcher Entwicklungsbedarf besteht?

- Es wäre sinnvoll, allgemeine, übertragbare Regeln zur räumlichen Skalierung zu entwickeln. Damit wäre es nicht mehr nötig, für jedes neue Untersuchungsgebiet eine aufwendige Sensitivitätsanalyse zur Festlegung der optimalen Skalierung bzw. des geeigneten Modells durchzuführen. Dies kann u.a. durch Studien in unterschiedlichen Regionen versucht werden.

4 Kopplung von hydrologischen Modellen mit anderen Modellen

Die Kopplung von hydrologischen Modellen mit Modellen anderer Fachdisziplinen geschieht einerseits durch die Verwendung von der Ausgabe solcher Modelle als Eingangsgrößen für das hydrologische Modell oder umgekehrt, wobei das die Eingabe produzierende Modell unabhängig von dem anderen Modell läuft. Eine Kopplung kann auch durch die Verwendung abgestimmter Eingabedatensätze durch die gekoppelten Modelle erfolgen sowie durch die kombinierte Verwendung der Ergebnisse mehrerer Modelle für die Ableitung einer weiteren Ergebnisvariablen. Bei einer "echten" Kopplung (Zwei-Wege-Kopplung) beeinflussen sich die Modelle in dynamischer Weise gegenseitig. Ein Sonderfall sind Atmosphärenmodelle, die insofern ein hydrologisches Modell einschließen, als die Modellierung der Prozesse an der Erdoberfläche eine Wasserhausberechnung des Boden- und Interceptionsspeichers beinhaltet.

4.1 Was ist Stand des Wissens? Was ist machbar?

- Die Nutzung von meteorologischen Daten, die durch atmosphärische Modelle berechnet werden, als Eingabe für hydrologische Modelle wird einerseits durch die geringe räumliche Auflösung der atmosphärischen Modelle erschwert, andererseits durch deren oft noch mangelhafte Nachbildung gemessener meteorologischer Zustandsgrößen, insbesondere des Niederschlags. Allerdings zeigten die von einem regionalen Wettervorhersagemodell berechneten Niederschläge in einem gebirgigen Einzugsgebiet von ca. 2500 km^2 eine relativ gute Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten [12]. Für Gebiete mit sehr wenigen Niederschlagsmeßstellen kann es sinnvoll sein, die Reanalyse-

Ergebnisse eines Atmosphärenmodells mit den Meßwerten durch Kriging zu einem Eingabedatensatz für das hydrologische Modell zu verknüpfen [9].

- Das Landoberflächenschema eines regionalen Atmosphärenmodells wurde mit einem Modul für den lateralen Wassertransport (Routing) verknüpft [21], so daß Tageswerte des Abflusses berechnet werden konnten.
- Pflanzenwachstumsmodelle berechnen den Bodenwasserhaushalt in ähnlicher Weise wie hydrologische Modelle [5, 20], sind jedoch oft kleinskalig (Standort- und Schlagmodelle).
- Bei der sogenannten integrierten Modellierung werden insbesondere naturwissenschaftliche mit nicht-naturwissenschaftlichen Modellen verknüpft. Die Integration zwischen einem agrarökonomischen, einem Habitat- und einem hydrologischen Modell erfolgt einerseits über eine gemeinsame Datenbasis. Andererseits gibt das ökonomische Modell Landnutzungsänderungen vor, deren ökologische Auswirkungen dann mit dem Habitat- und dem hydrologischen Modell analysiert werden [7]. Bei dieser Modellkombination bestimmt das hydrologische Modell die Ausdehnung des Untersuchungsraums (Einzugsgebiet). Integration kann auch durch ein dynamisches integriertes Simulationsmodell geschehen, bei dem das hydrologische Modul nur ein Modul von vielen ist [2]. In diesem Fall muß sich die räumliche Auflösung des hydrologischen Moduls der von den anderen Modulen bevorzugten Auflösung nach Verwaltungseinheiten anpassen. Beide integrierte Modelle stehen erst am Anfang ihrer Entwicklung.

4.2 Wo sind Problembereiche? Was ist noch unsicheres Wissen?

- Probleme bei der Kopplung von atmosphärischen und hydrologischen Modellen ergeben sich aus der unterschiedlichen räumlichen Auflösung. Insbesondere globale Zirkulationsmodelle (GCM) mit einer Gittergröße von meist um die 300 km sind nicht geeignet, die räumliche Heterogenität von Landoberflächen auch bei großen Einzugsgebieten hinreichend zu berücksichtigen. GCMs mit einer Gittergröße von 50-60 km befinden sich gerade in der Entwicklung und werden für eine Kopplung eher geeignet sein. Regionale Atmosphärenmodelle mit höherer Auflösung (10-50 km) können die Problematik nur teilweise lösen, da sie von den Randbedingungen des globalen Modells abhängen. Eine echte Zwei-Wege-Kopplung von atmosphärischen und hydrologischen Modellen, die hinreichend genauen Aussagen über die Abflüsse in großen Einzugsgebieten liefert, ist also noch nicht möglich. Aber auch statistische Methoden, die für die Interpolation von Klimamodellergebnissen verwendet werden, sind nur begrenzt geeignet, Eingabedaten zu liefern, mit denen Aussagen über die Auswirkung von zukünftigen Klimaänderungen gemacht werden können.

4.3 Wo liegen die Lösungsperspektiven? Welcher Entwicklungsbedarf besteht?

- Die Ansätze zur Kopplung von atmosphärischen und hydrologischen Modellen sollten in meso- und makroskaligen Einzugsgebieten überprüft werden, in denen möglichst viele der für eine Validierung erwünschten Daten zur Verfügung stehen.

- Insbesondere ein realitätsnahe Downscaling der hydrometeorologischen Variablen, die von Atmosphärenmodellen berechnet werden, würde angesichts der großen Sensitivität des Abflusses gegenüber dem Niederschlag zu verbesserten Ergebnissen der hydrologischen Modellierung führen [9].
- Die Anwendung polygonbasierter hydrologischer Modelle auf kontinentaler und globaler Skala sowie deren Kopplung mit Klimamodellen sollte geprüft werden [9].
- Für eine integrierte Modellierung ist die Entwicklung von komfortablen Schnittstellen für die Übergabe von Daten und die einheitliche Kartendarstellung der Ergebnisse sinnvoll [7].

5 Wasserqualität

Die Modellierung der Wasserqualität in großen Einzugsgebieten ist eine Herausforderung. Der Stoffhaushalt wird von einer Vielzahl von Umsetzungs- und Transportprozessen bestimmt und unterliegt einer großen natürlichen Variabilität. Dies führt zu einem hohen Maß an Unsicherheit bei der Modellstruktur und den Eingangsdaten. Darüber hinaus basiert die Wasserqualitätsmodellierung auf der hydrologischen Modellierung, die so ihren Anteil an der Gesamtunsicherheit der Wasserqualitätsmodellierung beiträgt.

5.1 Was ist Stand des Wissens? Was ist machbar?

- Der Nitrateintrag ins Grundwasser kann in einem Landkreis aufgrund flächenhaft verfügbarer Daten mit Hilfe eines Regelwerks räumlich aufgelöst in befriedigender Genauigkeit abgeschätzt werden, wenn agrarstatistische Daten sowie Daten zu Landnutzung, Boden, Grundwasserabstand und Klima vorhanden sind [8].
- Die Austräge von Pflanzenschutzmitteln über Drainagen und über den Oberflächenabfluß können für ganz Deutschland räumlich aufgelöst grob abgeschätzt werden, und zwar unter Verwendung von Daten zu Wirkstoffeigenschaften, Applikationsmengen, Applikationsterminen, Boden Landnutzung und Niederschlag (einschl. der Häufigkeit von Starkniederschlägen). Wegen ihrer geringen Sorbierbarkeit werden hauptsächlich Herbizide ausgetragen [11].
- Die Stickstoff- und Phosphateinträge in Oberflächengewässer aus Punktquellen können für große Einzugsgebiete (Elbe, Rhein) bzw. für Deutschland abgeschätzt werden. Dies kann entweder über statistische Daten zu Bevölkerung und den Anschlußgrad an Kläranlagen typen geschehen oder über die Zusammenstellung der Emissionsdaten von Kläranlagen. Für Einzugsgebiete über 10000 km^2 ergeben beide Methoden übereinstimmende Ergebnisse [4].

5.2 Wo sind Problembereiche? Was ist noch unsicheres Wissen?

- Während in den letzten Jahren beträchtliche Fortschritte bei der Modellierung von Wasserhaushalt und Stoffbilanzen in Agrarökosystemen sowie des kleinskaligen Stoff-

transports im Grundwasser erzielt wurden, gab es kaum Erfolge bei der mesoskaligen Modellierung von lateralen gekoppelten Wasser- und Stoffflüssen im Untergrund. Insbesondere ist die Interaktion zwischen Oberflächenwasser und Grundwasser wenig erforscht. Zudem bereitet es Schwierigkeiten, wenn, wie es oft in ebenen Gebieten der Fall ist, das Einzugsgebiet des Oberflächenwassers nicht mit dem des Grundwassers übereinstimmt [15].

- Die Abschätzung der Austräge von Pflanzenschutzmitteln wird durch die standortbedingte Variabilität von Halbwertszeiten und Sorptionseigenschaften erschwert [11].
- Die großskalige Abschätzung der Gewässerbelastung durch Stickstoff und Phosphat ebenso wie des Eintrags dieser Stoffe aus Punktquellen ist mit so großen Fehlern behaftet, daß eine statistische Validierung von Modellen, die den diffusen Eintrag beschreiben, nur stark eingeschränkt möglich ist [4].

5.3 Wo liegen die Lösungsperspektiven? Welcher Entwicklungsbedarf besteht?

- Bei der Betrachtung von flachen Gebieten (Tiefländern) sollte das Einzugsgebiet des Grundwassers als Bezugsfläche verwendet werden [15].
- Benötigt werden keine Modellerweiterungen und -verfeinerungen, sondern andere Modellkonzepte, die z.B. Landschaftstypen sowie die Wirkung von Landschaftsgrenzen berücksichtigen [15].

6 Andere Aspekte

6.1 Was ist Stand des Wissens? Was ist machbar?

- Der GIS-gestützte Aufbau eines großskaligen, komplexen hydrogeologischen Datenmodells als Grundlage für eine Grundwassermodellierung gelingt, wenn in ausreichendem Maße hydrogeologisch interpretierte Karten, Punktinformationen und konzeptionelles Wissen verfügbar sind [22].
- In hydrologischen Modellen wird Schneeschmelze üblicherweise mit der Temperaturindexmethode simuliert. Für extreme Bedingungen und kurze Zeiträume ist es jedoch besser, die Wasser- und Energiebilanz der Schneedecke zu modellieren. Dieser Ansatz führt auf der Punktskala zu befriedigenden Ergebnissen, ebenso wie die Modellierung des gefrorenen Bodens über die Richards- und Wärmeleitungsgleichungen [24].
- Hochwasser kann auch in großen Einzugsgebieten befriedigend modelliert werden, solange zeitlich gut aufgelöste Niederschlagsdaten (ständlich) vorliegen und es sich nicht um extreme Hochwässer mit Überflutungen handelt [3, 21]. Des weiteren sind Kenntnisse über die Gewässermorphologie hilfreich [3].

6.2 Wo sind Problembereiche? Was ist noch unsicheres Wissen?

- Ein sehr unsicherer Faktor bei der Schneemodellierung ist die Dichte von Neuschnee. Weitere Unsicherheitsfaktoren auf der Punktskala sind die temperaturabhängige Aufteilung des Niederschlags in Regen und Schnee (wird üblicherweise nicht gemessen) sowie die Meßfehler der Niederschlagssammler, die bei Schneefall sehr groß sind. Bei der Schneemodellierung auf größerer Skala (z.B. Gitterzelle von atmosphärischen Modellen) kommen folgende Probleme hinzu: Ort des Niederschlags innerhalb des Gitters, Hangexposition, Berechnung der einfallenden Strahlung sowie die räumliche Heterogenität allgemein [24].
- Daten zur Bewirtschaftung von Speichern (Stauseen, Talsperren) sind oft schwer zugänglich oder nicht vorhanden. In Regionen, in denen Speicher von Bedeutung sind, kann es ohne solche Daten nicht gelingen, die gemessenen täglichen (oder monatlichen) Abflußwerte zu simulieren [14, 21].
- Es ist sehr schwierig, die Abflüsse während eines extremen Hochwassers zu prognostizieren, da durch die Überflutungen andere Speicherräume als bei weniger extremen Hochwässern zum Tragen kommen [3, 21].

6.3 Wo liegen die Lösungsperspektiven? Welcher Entwicklungsbedarf besteht?

- Für die Validierung von großskaligen hydrologischen Modellen wäre es sehr hilfreich, wenn verstärkt durch Fernerkundung Meßdaten der Evapotranspiration und der Bodenfeuchte erhoben würden.
- Für eine großkalige Modellierung benötigt man standardisierte, leicht zugängliche Daten insbesondere in Bezug auf Klima, Boden, Landnutzung, Abflüsse, Speicherbewirtschaftung, Stoffeinträge und Wassernutzung. Die Entwicklung solcher Datensätze und ihre (kostenlose oder zumindest kostengünstige) Bereitstellung z.B. über das Internet sollte in Zukunft eine hohe Priorität haben.

7 Schlußbemerkungen

Die Beiträge des Workshops bestätigen, daß eine entscheidende Herausforderung für die Modellierung von Wasser- und Stofftransport in großen Einzugsgebieten darin besteht, einen angemessenen Kompromiß zu finden zwischen einer für die Erfassung der natürlichen Variabilität ausreichend detaillierten räumlichen und zeitlichen Diskretisierung und der für große Skalen notwendigen Vereinfachung des Modellierungsansatzes. Der Modellierungsansatz sollte eng an der Zielsetzung der Modellanwendung ausgerichtet sein; er wird zudem oft schon durch die Art und Qualität der verfügbaren Daten bestimmt. Einfache konzeptionelle und stark differenzierte Ansätze sind gleichermaßen sinnvoll, um schließlich zu Modellen intermediärer bzw. der Fragestellung angepaßten Komplexität zu gelangen. Unbedingt notwendig ist es, die Unsicherheit des Modellergebnisses durch Sensitivitätsanalysen und ähnlichem zu quantifizieren. Für komplexe sozioökonomische

und/oder ökologische Fragestellungen sind interdisziplinäre Modellkonzeptionen unerlässlich. Die Modellierung der Wasserqualität ist zum jetzigen Zeitpunkt weniger aussagefähig als die Modellierung der Wasserquantität. Daher sollte in Zukunft ein Schwerpunkt auf die Entwicklung innovativer Modellansätze des gekoppelten Wasser- und Stofftransports in großen Einzugsgebieten liegen.

8 Zitierte Vorträge des Workshops

1. Bormann, H., Diekkrüger, B. und Renschler, C.: Regionale Simulationen in der Hydrologie — Quantifizierung der Fehler und Unsicherheiten.
2. Bronstert, A., Guntner, A., Jaeger, A., Krol, M. und Krywkow, J.: Großräumige hydrologische Parametrisierung und Modellierung als Teil der integrierten Modellierung.
3. de Roo, A., Price, D. und Schmuck, G.: Simulating floods in the Meuse and Oder catchments using the LISFLOOD model.
4. de Wit, M. und Schmoll, O.: Emission estimates: rubbish in — rubbish out?
5. Dreyhaupt, J.: Einfluß der Variabilität der Inputgrößen auf das Simulationsergebnis am Beispiel des Bodenprozeßmodells CANDY.
6. Eckhardt, K., Fohrer, N. und Frede, H.-G.: Ein methodischer Ansatz zur Analyse der Sensitivität komplexer Modellsysteme.
7. Fohrer, N., Möller, D. und Weber, A.: Integrierte Modellierung als Entscheidungshilfe zur Entwicklung von Landnutzungskonzepten.
8. Fuest, S., Berlekamp, J. und Matthies, M.: Modellierung großräumiger Grundwassergefährdung und flächendeckendes Grundwassermanagement im Landkreis Osnabrück.
9. Haberlandt, U. und Kite, G.: Erfahrungen mit der makroskaligen hydrologischen Modellierung des Mackenzie-Einzugsgebiets.
10. Haverkamp, S., Fohrer, N. und Frede, H.-G.: Entropie als Werkzeug zur räumlichen Diskretisierung.
11. Huber, A., Bach, M. und Frede, H.-G.: Belastung der Oberflächengewässer mit Pflanzenschutzmitteln in Deutschland — Modellierung der Einträge über Drainagen und Oberflächenabfluß.
12. Jasper, K., Gurtz, J. und Lang, H.: Hydrologische Modellierung des Lago-Maggiore-Einzugsgebiets (Tessin) unter Verwendung von Daten eines Wettervorhersage-modells.
13. Kaspar, F. und Döll, P.: Modeling of water availability on the global scale: Influence of model structure and uncertainty of precipitation data.
14. Klöcking, B., Pfützner, B. und Becker, A.: Hydrologische Modellierung von meso- und makroskaligen Einzugsgebieten mit ARC/EGMO.
15. Kluge, W. und Jelinek, S.: Anforderungen an die Modellierung des Wasser- und Stofftransports in Tieflandeinzugsgebieten Schleswig-Holstein: Erfahrungen aus dem Bornhöved- und Stör-Projekt.

16. Krause, P. und Kunkel, R.: Einfluß von Skalierungseffekten bei der Wasserhaushaltsmodellierung in großen Flußgebieten.
17. Lahmer, W., Pfützner, B. und Becker, A.: Großskalige hydrologische Modellierung von Landnutzungsänderungen vor dem Hintergrund unsicherer Eingangsdaten.
18. Mölders, N. und Kramm, G.: On the influence of the parameterization of soil and vegetation processes upon the simulated water-cycle relevant quantities.
19. Renschler, C., Diekkrüger, B. und Bormann, H.: Regional simulation in hydrology — estimating errors due to different data pre-processing methods.
20. Richter, G.M.: Modelling ET and sugar beet growth — uncertainties from climatic input for model parameterisation.
21. Ruhe, C. und Raschke, E.: Analyse der hydrologischen Simulationen im Einzugsgebiet der Oder.
22. Steidl, J., Merz, C. und Dannowski, R.: GIS-gestützte Parameterisierung hydrogeologischer Datenmodelle für die Grundwassermodellierung in jungpleistozänen Einzugsgebieten.
23. Sutmöller, J. und Gerold, G.: Regionalisierungsverfahren für einzugsgebietsdifferenzierte Modellierung des Wasserhaushaltes.
24. Warrach, K. und Raschke, E.: Modellierung der Winterverhältnisse mit dem Landoberflächenschema SEWAB.
25. Wegehenkel, M. und Steidl, J.: Ergebnisse des hydrologischen Einzugsgebietsmodells ARC-EGMO bei unterschiedlicher Raumdiskretisierung.

Regionale Simulationen in der Hydrologie — Quantifizierung der Fehler und Unsicherheiten

Helge Bormann, Bernd Diekkrüger und Christian Renschler

Zusammenfassung: Zur Bewertung der Ergebnisse regionaler Simulationen der Wasserflüsse wird eine Analyse der Fehler und Unsicherheiten vorgeschlagen. Untersucht werden dabei alle Einzelschritte, die bei den Simulationen durchgeführt werden. Anstelle der Modellparameter stehen die Auswirkungen der skalenabhängigen Eingangsdaten im Vordergrund. Zudem wird der Einfluß der verwendeten Randbedingungen betrachtet. Diese Unsicherheiten werden mit den vom Regionalisierungskonzept verursachten Unsicherheiten verglichen, um die Grenzen der Anwendbarkeit von Standortmodellen auf der regionalen Skala zu bestimmen.

Abstract: In order to evaluate regional simulations in hydrology we propose the analysis of all errors and uncertainties included in the simulation. Several sources of uncertainties are investigated such as model assumptions, scale dependent input data and boundary conditions. Usually only the effect of the chosen model parameters on the uncertainty in the model results is analysed. To study the limitations of the concept (to apply site models on regional scales) the uncertainties caused by the model assumptions are compared to all other uncertainties. So the limitations of the applied regionalisation concept for regional hydrological modelling are evaluated.

1 Einführung

Die Simulation der Wasserflüsse auf regionaler Skala basiert auf einer Vielzahl von Eingangsdaten, Parametern sowie Anfangs- und Randbedingungen. In der Regel ist es nicht möglich, diese in hoher Dichte und Qualität bereitzustellen. Durch Kalibrieren der Modelle wird trotz mangelnden Prozeßverständnisses oft eine hohe Übereinstimmung, d.h. ein hoher Korrelationskoeffizient zwischen Meßwerten und Modellergebnissen erreicht. Fraglich ist dabei, was tatsächlich kalibriert wird: Parameter, Modellannahmen oder möglicherweise fehlerhafte Eingangsdaten. Im Fall fehlerhafter Eingangsdaten (v.a. bei der Nutzung operationell verfügbarer Daten) ist der Erkenntnisgewinn durch das Kalibrieren gering, zumal es keine eindeutige Lösung beim Kalibrieren der Parameter von flächenverteilten Modellen (distributed models) auf der regionalen Skala gibt ('concept of equifinality', Beven, 1996). Somit ist das Modell mit großer Wahrscheinlichkeit nicht auf andere Gebiete übertragbar.

Ein ähnliches Problem stellt sich bei der Validierung. Diese erfolgt auf der regionalen Skala meistens über Summenparameter wie z.B. den Abfluß am Gebietsauslaß. Stimmen gemessene und berechnete Werte überein, so ist damit aber nicht gesichert, daß die Realität durch die innere Modellstruktur adäquat abgebildet ist. Alternativ ist der Vergleich räumlicher Muster (z.B. der realen Verdunstung) möglich, wobei die Bereitstellung der dazu benötigten Daten (z.B. Oberflächentemperaturen aus der Fernerkundung) nur selten gegeben ist. Aufgrund der Schwierigkeiten bei der Kalibrierung und Validierung von Modellen auf der regionalen Skala kann die Güte der Simulationen nur über eine Analyse der Fehler und Unsicherheiten abgeschätzt werden. Die Skalenabhängigkeit der Informationsdichte bedingt eine skalenabhängige Güteabschätzung der erzielten Ergebnisse. Ziel des Konzeptes ist nach Möglichkeit die Angabe eines Konfidenzintervalls um die Simulationsergebnisse. Falls das nicht realisierbar ist, kann zumindest die Bedeutung verschiedener Fehlerquellen abgewogen werden.

2 Modell- und Regionalisierungskonzept

Das in den letzten Jahren von der AG Diekkrüger/Richter (Bonn/Braunschweig) entwickelte Modell- und Regionalisierungsverfahren erlaubt es, die Wasserflüsse an Standorten und in großen Einzugsgebieten ohne einen Wechsel des Modellansatzes zu simulieren. Grundlage der Konzeptes ist das physikalisch basierte und deterministische Simulationsmodell SIMULAT (Diekkrüger & Arning, 1995). SIMULAT ist ein 1-dimensionales SVAT-Schema, das auf der Richards-Gleichung basiert und in dem die Evapotranspiration mit der Penman-Monteith-Gleichung berechnet wird. SIMULAT ist auf Standorten intensiv überprüft worden und liefert gute Ergebnisse. Für die Anwendung des 1-dimensionalen Modells auf der regionalen Skala müssen folgende Annahmen gemacht werden:

- Eine Landschaft ist darstellbar als eine Vielzahl homogener Flächen.
- Diese Flächen (Ökotope) können unabhängig voneinander betrachtet werden.

Die für große Einzugsgebiete notwendige Aggregierung erfolgt durch Ausweitung hydrologisch ähnlicher Ökotope. Mit Hilfe der Clusteranalyse werden Ökotope in Gruppen mit ähnlichem hydrologischen Verhalten zusammengefaßt, wobei monatliche Simulationswerte der Wasserhaushaltsgrößen verwendet werden. Um die Anzahl der zu simulierenden Ökotope zu reduzieren, werden für die Klassifikation Modellökotope berechnet. Die Modellökotope sind definiert durch Kombination aller Texturklassen mit möglichen Landnutzungen, Grundwasserständen und Hangneigungen. Die Zuweisung der real in einem Gebiet vorhandenen Ökotope zu den Modellökotopen erfolgt über Regionalisierungskenngrößen, die die komplexen Bodeneigenschaften eines Standortes in einem Wert zusammenfassen. Für weitere Details wird auf Bormann et al. (1999b) und Diekkrüger et al. (1998) verwiesen.

Das vorgestellte Konzept wurde im Einzugsgebiet der oberen Leine (1000 km^2) für die Jahre 1981-1989 getestet. Eine Kalibrierung sowie eine Korrektur der gemessenen Niederschläge wurde nicht durchgeführt. Bei Verwendung von 18 Ökotopen (751 Simulationsläufen) unterschätzt das Modell die Abflußsumme im Einzugsgebiet um 18%. Sowohl in Zeiten mit Niedrigwasser als auch bei Spitzenabflüssen sind die simulierten Werte geringer als die gemessenen. Der allgemeine Trend wird jedoch gut nachvollzogen. Der Korrelationskoeffizient zwischen gemessenen und simulierten monatlichen Abflüssen liegt bei 0,90 (Abb. 1).

3 Fehlerquellen bei der regionalen hydrologischen Modellierung

Bei der Anwendung hydrologischer Modelle auf der regionalen Skala müssen eine Reihe von Fehlerquellen (bzw. Unsicherheitsquellen) in Betracht gezogen werden:

- Eingangsdaten: Skalenabhängige, räumliche Auflösung von Boden-, Landnutzungs-, Relief- und Wetterdaten, zeitliche Auflösung von Wetterdaten, Klassifikation der Landnutzung.
- Modellannahmen: Methoden für die regionale Anwendung des Modellansatzes (Regionalisierungskonzept), wie z.B. die Verwendung von Modellbodensäulen anstelle der Gebietsbodensäulen und die Berechnung der repräsentativen Ökotope anstelle von allen Ökotopen (Auswahl mit Hilfe der Clusteranalyse).
- Modellparameter: Z.B. Parameter von Verteilungsfunktionen, die auf regionaler Skala in das Modell integriert wurden, um die Variabilität ‘homogener’ Flächen (subgrid variability) zu charakterisieren. Die Variabilität bodenphysikalischer Eigenschaften, die besonders die Abflußbildung beeinflusst, kann durch den Einsatz der Latin Hypercube Methode (McKay et al., 1979) berücksichtigt werden.
- Anfangs- und Randbedingungen: Anfangswassergehalt und Grundwasserstand.

4 Untersuchung der Unsicherheiten und Fehler

In der Regel reicht bei regionalen Modellanwendungen die Datenbasis nicht aus, um die berechneten Ergebnisse zu überprüfen und eine innere Validierung der Modellergebnisse durchzuführen. Aktuelle Arbeiten bzgl. der Unsicherheitsanalyse stützen sich auf Sensitivitätsanalysen und Monte-Carlo-Simulationen (Nandakumar & Mein, 1997). Diese berücksichtigen jedoch nicht die Unsicherheit der verwendeten Daten sondern nur die der Modellparameter. Eine andere Methode wird notwendig, um die Güte der Simulation abzuschätzen. Durch die Durchführung der Unsicherheitsanalyse wird geprüft, wie sich verwendete Daten und Methoden auf das berechnete Ergebnis im Vergleich zu einer optimalen Datenlage auswirken. Diese für alle Einzelkomponenten und -prozesse erhaltene ‘Fehlerspanne’ wird mit den vom Regionalisierungsverfahren verursachten Unsicherheiten

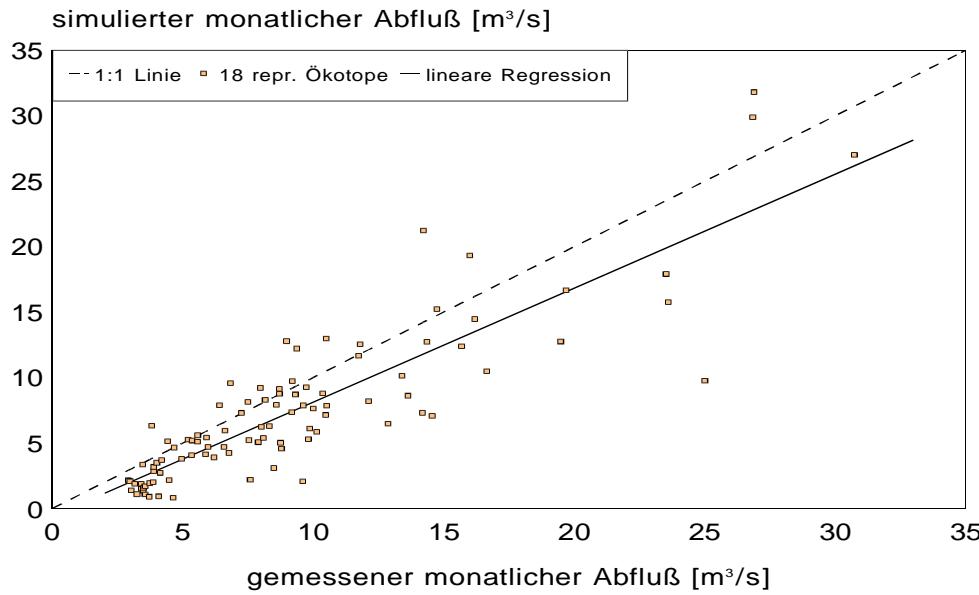


Abb. 1: Ergebnisse der regionalen Simulationen des Abfluß am Pegel Leineturm bei Verwendung des Ansatzes der repräsentativen Ökotope.

und mit den Abweichungen zwischen berechneten und gemessenen Abflußdaten verglichen. In dieser Untersuchung wird die Unsicherheit als Verhältnis der Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung zur optimalen Datenlage (rmsd) und dem Mittelwert definiert.

5 Beispiele untersuchter Unsicherheiten

5.1 Modellannahmen / Regionalisierungsverfahren

Die Unsicherheit, die vom verwendeten Regionalisierungsverfahren erzeugt wird, beschränkt sich auf die Verwendung von Modellökotopen anstelle von Gebietsökotopen und die Anwendung der Clusteranalyse zur Bestimmung von Gruppen ähnlicher Ökotope. Die Unsicherheit aufgrund der Verwendung der Modellökotope wird bestimmt, indem die Wasserbilanzen aller Gebietsbodensäulen im Gebiet der oberen Leine (abgeleitet aus der Bodenkarte 1:50.000) mit denen der zugewiesenen Modellbodensäulen verglichen werden. Dieses wird für 5 Landnutzungen durchgeführt. Die Unsicherheit hierfür beträgt 4,6% der monatlichen ETA (aktuelle Evapotranspiration) und 3,7% der jährlichen ETA.

Um eine signifikante Rechenerspartnis zu erzielen, muß bei dem verfolgten Konzept zwischen Aufwand und Güte der Ergebnisse abgewogen werden. Daher wird anhand eines fiktiven Ensembles von Modellökotopen (Kombination von 34 Texturklassen mit 5 Landnutzungen) untersucht, in wie viele Cluster die Modellökotope zusammengefaßt werden können. Grundlage dieser Untersuchung ist die Klassifizierung aller Modellöko-

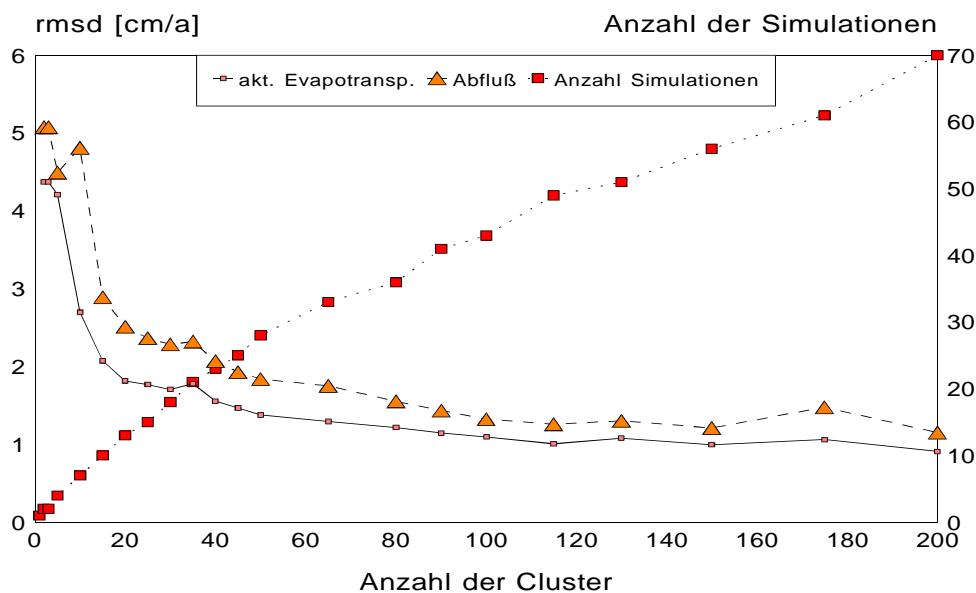


Abb.2: Fehler (rmsd) bei der Verwendung repräsentativer Ökotope in Abhängigkeit von der Anzahl der Cluster im Vergleich zum benötigten Simulationsaufwand.

tope. Bei Verwendung von 20 bis 200 Clustern (davon 12 bis 69 besetzt) ergibt sich eine Abnahme der Unsicherheit von 8,8% auf 4,4% bzgl. der monatlichen ETA und von 3,7% auf 1,7% der jährlichen ETA. Bei 50 Clustern tritt ein optimales Verhältnis von Simulationsgüte zu Rechenaufwand auf (Abb. 2).

5.2 Zeitliche und räumliche Auflösung der Wetterdaten

Aufgrund der Nichtlinearität der Penman-Monteith-Gleichung ist eine hohe zeitliche Auflösung der Eingangsdaten erforderlich. Mit Hilfe von Disaggregierungsregeln kann diese zeitliche Auflösung aus Tageswerten erzeugt werden. Um die Auswirkung der Disaggregierung zu untersuchen, wurden hoch aufgelöste Wetterdaten zu Tageswerten aggregiert und anschließend wieder zu Stundenwerten disaggregiert. Ein Vergleich der Simulationsergebnisse ergibt bzgl. der jährlichen ETA eine Unsicherheit von weniger als 1,0% (Bormann et al., 1996).

Eine zeitliche Disaggregierung des Niederschlages (täglich zu stündlich) über einen stochastischen Ansatz (Renschler et al., diese Ausgabe) erzeugt Unsicherheiten der ETA von max. 13,0% für Monatswerte und 2,0% für Jahreswerte. Für die Abflußbildung liegt die Unsicherheit höher. Ton-Böden können monatliche Unsicherheiten von 100% aufweisen, jährliche liegen bei 7,0%.

Die räumliche Übertragbarkeit von Wetterdaten bei homogener Topographie im Umkreis von 50 km um eine Wetterstation (im Norddeutschen Flachland) ist abhängig von den Meßgrößen. Die Unterschiede von Temperatur, Windgeschwindigkeit und Strah-

lung sind gering, wohingegen sich Luftfeuchte und Niederschlag erheblich unterscheiden. Diese lokalklimatischen Unterschiede können bzgl. der jährlichen potentiellen Evapotranspiration Unsicherheiten von 8,0% verursachen. Ist der Niederschlag jedoch räumlich ausreichend hoch aufgelöst, reduziert sich die Unsicherheit bzgl. der jährlichen ETA auf 2,5% (Bormann et al., 1996).

5.3 Bodendaten

Bzgl. der Ableitung der physikalischen Bodeneigenschaften treten eine Reihe von Unsicherheiten auf. Die bodenhydrologischen Parameter werden mit Pedotransferfunktionen (PTF) abgeschätzt, die die Parameter aus Texturdaten und Lagerungsdichte ableiten. PTF sind gut untersucht und allgemein akzeptiert (Tietje & Tapkenhinrichs, 1992), doch berücksichtigen sie nur zum Teil die natürliche Variabilität.

Dieses Problem spiegelt sich auch bei der Betrachtung der verwendeten Bodendaten wider. Die Bodendaten in digitalen Bodenkarten sind in Texturklassen zusammengefaßt, wohingegen als Eingangsdaten in die Pedotransferfunktionen exakte Ton- und Sandgehalte benötigt werden. Somit wird eine repräsentative Bodenzusammensetzung für jede Texturklasse gesucht, wobei in der Regel der Schwerpunkt als repräsentativ angenommen wird. Jedoch kann das im Einzelfall je nach Lage der Texturklasse im Korngrößendreieck nicht zutreffen (Abb. 3). Besonders die Texturklassen mit einer stark dominanten Fraktion weisen erhebliche Unsicherheiten auf. Diese können bzgl. der jährlichen ETA bei 6,5% liegen, bzgl. der monatlichen ETA sogar bei 50%. Bezogen auf den Abfluß sind im Extremfall jährliche Unsicherheiten von 50% möglich, jedoch eliminieren sich in der Regel die Abweichungen jenseits und diesseits des Schwerpunktes gegenseitig, so daß sich im Mittel nur eine leichte Überschätzung des jährlichen Abfluß von unter 1% ergibt (Tab. 1). Stärker variiert jedoch das Verhältnis schneller (Oberflächenabfluß + Interflow) zu langsamer (Basisabfluß) Abflußkomponenten.

Auch die räumliche Auflösung der verwendeten Bodenkarte kann entscheidende Auswirkungen auf die berechnete Wasserbilanz haben. Das verwendete Kartenmaterial wird mit der besten in Deutschland zur Verfügung stehenden Bodenkarte 1:5.000 verglichen. Beim Maßstabsübergang von 1:5.000 zu 1:50.000 bleibt die berechnete mittlere Gebietsverdunstung nahezu konstant. In Testgebieten im norddeutschen Flachland betrug die Abweichung weniger als 0,3% (Bormann et al., 1999a). Punktuell traten aber größere Abweichungen von bis zu 15% auf.

5.4 Landnutzungsdaten

Für das Untersuchungsgebiet der oberen Leine liegen zwei verschiedene satellitengestützte Klassifikationen in 6 Klassen (einfach und multi-temporal) und Agrarstatistiken auf Kreisebene vor. Bei der Simulation der Wasserflüsse auf den landwirtschaftlich genutzten Flächen (LW) ergibt sich durch die unterschiedliche Klassifizierung eine Unsicherheit und ein Trend der jährlichen ETA von 4,1%.

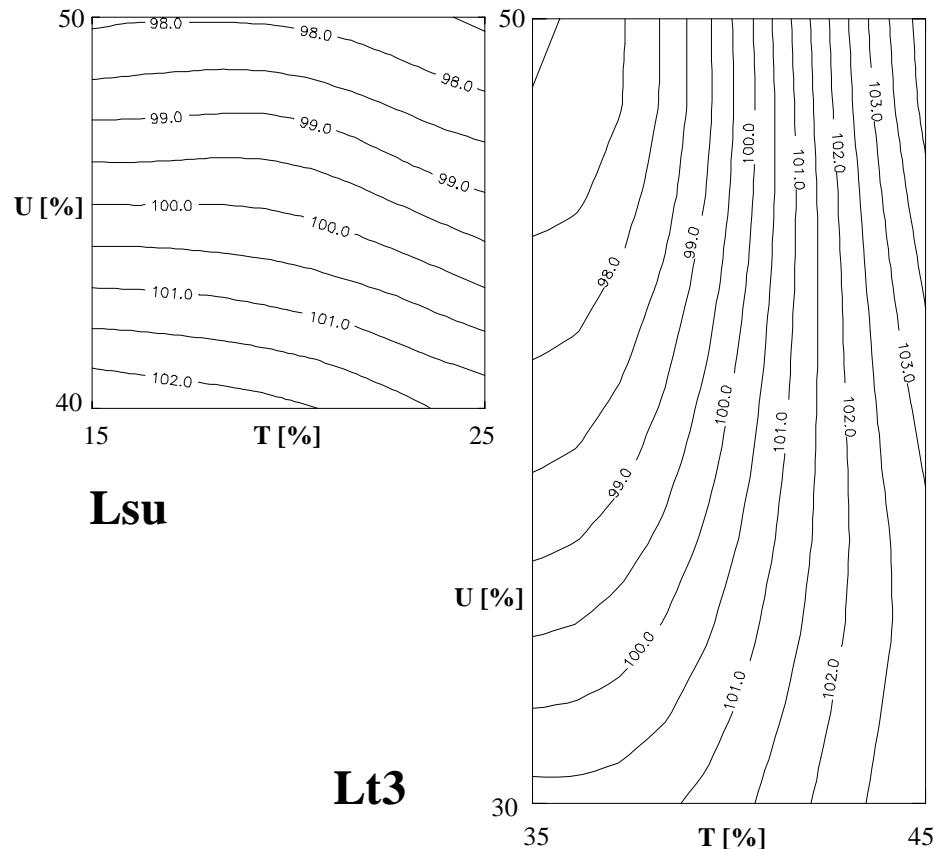


Abb.3: Vergleich der Trends der berechneten relativen Gesamt-Abflüsse (bezogen auf den jeweiligen Schwerpunkt) innerhalb zweier Boden-Texturklassen. Beim sandig-schluffigen Lehm (Lsu) ist der Schwerpunkt der Fläche repräsentativ, die Isolinien verlaufen symmetrisch. Beim tonigen Lehm (Lt3) trifft dieses nicht zu, Flächen mit Über- und Unterschätzung des Abfluß gleichen sich nicht aus. Der Schwerpunkt ist bzgl. dieser Fragestellung also nicht repräsentativ für diese Texturklasse.

6 Übersicht über Unsicherheiten, Bewertung und Schlußfolgerungen

Es wurden Regionalisierungsmethoden entwickelt, die eine Simulation der Wasserflüsse in großen Einzugsgebieten ermöglichen, ohne die Nachteile des Wechsels des Modellansatzes in Kauf nehmen zu müssen. Die benötigte Rechenzeit wird durch die Verwendung repräsentativer Ökotope drastisch reduziert, ohne daß die räumliche Struktur und Detailliertheit der Landschaft verlorengeht. Die untersuchten Unsicherheiten weisen zumeist keinen Trend auf, so daß die Auswirkungen auf langfristigen Simulationsergebnisse (v.a. Jahre) gering sind (Tab. 1).

Tab.1: Übersicht über die Unsicherheiten der regionalen Modellanwendung (Über = Überschätzung, Unter = Unterschätzung, t = zeitlich, x = räumlich).

Quelle der Unsicherheit	Unsicherheit (monatl. ETA)	Unsicherheit (jährl. ETA)	Trend (jährl. ETA)
Modellbodensäulen	4,6%	3,7%	3 mm/a Über
Clusteranalyse	8,8-4,4%	3,7-1,7%	2 mm/a Unter
Wetterdaten-Auflösung	-	1,0% (t); 2,5% (x)	-
Dissaggr. Niederschlag	13,0%	2,0%	1 mm/a Unter
Bodendaten: Maßstabswechsel	-	0,5 % (EZG-Skala) 15,0% (Ökotopskala)	2 mm/a Unter (EZG-Skala)
Bodenartenklassen	50,0% (Punktskala)	6,5% (Ökotopskala)	1 mm/a Unter
Landnutzungsdaten	14,1% (LW-Fläche)	4,1% (LW-Fläche)	17 mm/a Über

Leider nicht quantifizierbar sind Unsicherheiten, die die Repräsentativität der Lage der Niederschlagsstationen und die Parametrisierung der Verteilungsfunktionen betreffen. Auch kann die flächenhafte Bedeutung falsch gewählter Grundwasserstände für die obere Leine nicht abgeschätzt werden, da keine Informationen über die tatsächlichen Verhältnisse vorliegen.

Die Grenzen der Anwendbarkeit sind nicht im Modell bzw. Regionalisierungsverfahren sondern in der Datenverfügbarkeit zu sehen, da die Unsicherheiten des Verfahrens unter denen ausgewählter Datenquellen (Disaggregierung der Niederschlagsdaten, Güte der Bodendaten, Landnutzungsklassifizierung) liegen.

Für die Bewertung der simulierten Wasserflüsse in der oberen Leine standen nur wenige Pegeldaten zur Verfügung, so daß von einer Validierung sowohl des Modells als auch des Regionalisierungsverfahrens nicht gesprochen werden kann. Die Güte der Modellergebnisse kann somit nur durch die durchgeführte Unsicherheitsanalyse beurteilt werden. Das entwickelte Verfahren ist auf andere Gebiete übertragbar, da für die Anwendung keine Kalibrierung notwendig ist.

Danksagung: Die Autoren danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) für die Finanzierung des Schwerpunktprogramms ‘Regionalisierung in der Hydrologie’ und den Organisatoren des 2. Workshop zur Modellierung des Wasser- und Stofftransports in großen Einzugsgebieten am 19./20.11.1998 in Rausischholzhausen.

Literatur

- Beven, K.J. (1996): A discussion of distributed hydrological modelling. In: Abbott, M.B. & Reefsgaard, J.C. (Eds.): Distributed hydrological modelling, Water science and technology library, 22, S .255-278 Kluwer.

- Bormann, H., Diekkrüger, B. & Richter, O. (1996): Effects of data availability on estimation of evapotranspiration. *Phys. Chem. Earth.* 21(3), S. 171-175.
- Bormann, H., Diekkrüger, B. & Richter, O. (1999a): Effects of spatial data resolution on the calculation of regional water balances. In: Diekkrüger, B., Kirkby, M. & Schröder, U. (Eds.): *Regionalization in Hydrology*. IAHS-Publikation 254.
- Bormann, H., Diekkrüger, B., Renschler, C. & Richter, O. (1999b): Regionalization concept for the prediction of large scale water fluxes. In: Diekkrüger, B., Kirkby, M. & Schröder, U. (Eds.): *Regionalization in Hydrology*. IAHS-Publikation 254.
- Diekkrüger, B. & Arning, M. (1995): Simulation of water fluxes using different methods for estimating soil parameters. *Ecol. Modeling*, 81, S. 83-95.
- Diekkrüger, B., Bormann, H., Renschler, C. & Richter, O. (1998): Regionale Vorhersage der Wasserflüsse unter Berücksichtigung der skalenabhängigen Informationsdichte, PIK-Report 43, Potsdam.
- McKay, M.D., Beckman, R.J. & Conover, W.J. (1979): A comparison of three methods for selecting values of input variables in the analysis of output from a computer code. *Technometrics*, 21(2), S. 239-245.
- Nandakumar, N. & Mein, R.G. (1997): Uncertainty in rainfall-runoff model simulations and the implications for predicting the hydrologic effects of land-use change. *Journal of Hydrology*, 192, S. 211-232.
- Renschler, C., Diekkrüger, B. & Bormann, H. (diese Ausgabe): Regional simulations in hydrology - estimating errors due to different data pre-processing methods.
- Tietje, O. & Tapkenhinrichs, M. (1993): Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, S. 1088-1095.

Großräumige hydrologische Parametrisierung und Modellierung als Teil der integrierten Modellierung

Axel Bronstert, Andreas Günther, Annekathrin Jaeger, Maarten Krol und Jörg Krywkow

Zusammenfassung: Unter den verfügbaren Methoden interdisziplinär-quantifizierender Betrachtungen gewinnt die integrierte Modellierung zunehmend an Bedeutung. Für die Erstellung eines integrierten Modells können verschiedene Konzepte angewendet werden. Bei dem hier verfolgten Ansatz werden zuerst — ausgehend von der vorgegebenen Fragestellung — die wesentlichen endogenen Prozesse und deren Verknüpfungen (interne Dynamik) und die maßgebenden externen Kräfte (Randbedingungen) identifiziert. Anschließend werden für die Prozesse Teilmodule (Module) und für die Randbedingungen Szenarien erstellt. In diesem Beitrag wird die skizzierte Problematik anhand der Parametrisierung und Anwendung des Moduls „großräumige Hydrologie“ als Teil der integrierten Modellierung der Kausalkette *Klima - Wasserverfügbarkeit - landwirtschaftliche Produktion - Lebensqualität - Migration* im semi-ariden Nordosten Brasiliens erläutert.

Abstract: Integrated modelling is getting more and more important as a promising interdisciplinary coupling and quantification method. There are different concepts for the construction of an integrated model. The integrated modelling approach applied here — starting from the pre-defined modelling objective — first identifies the governing endogenous system processes and their linkages (internal dynamics), and the relevant external forces (boundary conditions). In the second stage, the internal dynamics are represented by process sub-models, and boundary conditions have to be given as scenarios. This paper presents some key issues of the integrated modelling methodology based on the parameterisation and application of the module “Large Scale Hydrology” as part of the causal chain *climate – water availability – agro-economy – living quality – migration* in the semi-arid north-east of Brazil.

1 Integrierte Modellierung: Motivation und Beispiele

Die Auswirkungen von *Global Change* auf Natur und Gesellschaft sind vielfältig und komplex. Sie beschränken sich weder auf eine einzelne Komponente der Biosphäre noch auf nur einen Sektor der Ökonomie. Verschiedene wissenschaftliche Disziplinen können die einzelnen Prozesse sowie deren komplexen Interaktionen von *Global Change* Wirkungen bearbeiten. Die inhärente Interdisziplinarität dieses Forschungsgebiets legt einen integrativen Ansatz nahe.

Ein typisches Problem bei der interdisziplinären Integration ist die Konsistenzfrage an der Schnittstelle zwischen den wissenschaftlichen Disziplinen. Konsistenzprobleme treten auf verschiedenen Ebenen auf: Verständigung (Begriffsdefinitionen), Art der Beschreibungen (qualitativ bis quantitativ) sowie die Frage der benutzten räumlichen und zeitlichen Skalen. Ein integriertes Modell ist eine Methode, diese Fragen durch explizite Modellierung gezielt anzugehen.

In vielen *Global Change* Fragestellungen spielt Wasser eine zentrale Rolle. Der Wasserkreislauf ist eine der entscheidenden Komponenten des Klimageschehens, die Wasserverfügbarkeit kann sich bei Klimaänderungen dramatisch ändern, oder sie kann Sekundäreffekte wie Bodendegradation wesentlich beeinflussen. In vielen Regionen der Welt ist Wasser ein limitierender Faktor der landwirtschaftlichen Produktion. Zudem ist die Verfügbarkeit von Trinkwasser ausreichend guter Qualität eine Grundvoraussetzung für die Gesundheit der Bevölkerung.

Integrative Studien über gesellschaftliche Auswirkungen von *Global Change* werden am besten in dem Maßstabsbereich durchgeführt, in dem die administrativen/politischen Folgen wahrgenommen werden können. Meist bedeutet das, daß diese Studien auf große Gebiete zielen, in denen sich die unterschiedlichen Folgen aus Kleingebieten überlagern und wo Institutionen angesiedelt sind, die gegebenenfalls steuernd reagieren können. Die Ausdehnung des Untersuchungsgebiets sollte also recht groß gewählt werden. Dessen räumliche Auflösung muß meistens aber wesentlich feiner gewählt werden, da die wesentlichen Prozesse (z.B. Niederschlag, Bodeneigenschaften oder Zugang zu Wasserressourcen) auf deutlich kleinere Skalen stattfinden. Die Wahl einer angemessene Betrachtungsskala ist somit ein wichtiger Teil der Entwicklung des integrierten Modells und ist neben der grundlegenden Fragestellung der Modellierung abhängig von der vorhandenen Datenlage und den jeweiligen Prozeßkenntnissen.

Semi-aride Gebiete sind besonders interessanteste Gebiete zur Untersuchung der Wasserproblematik. Wasser ist dort ein limitierender Faktor, sowohl für (landwirtschaftliche) Produktion als auch generell für die Lebensqualität der Menschen. Außerdem ist in vielen dieser Gebiete die Verletzbarkeit durch Wassermangel besonders hoch, da der Entwicklungsstand oft niedrig ist und Marginalisierung auftreten kann. Somit können *Global Change* Vorgänge die Wasserproblematik in unterentwickelten semi-ariden Gebieten verschärfen (z.B. bei abnehmenden Niederschlagsmengen) oder entschärfen (z.B. bei erfolgreicher Anwendung neuer Technologien). Das Projekt WAVES (Water Availability and Vulnerability of Ecosystems and Society, BMBF 1995) untersucht die Zusammenhänge zwischen Wasserverfügbarkeit und Landflucht beispielhaft anhand einer Region in Nordosten Brasiliens (Bundesstaaten Ceará und Piauí, siehe Abb.1). In dem Gebiet sind großräumige, schwerwiegende Dürren verbunden mit einer starken Entvölkering der ländlichen Gebiete, was in der Vergangenheit wiederholt sowohl zu starken sozialen Problemen als auch zu politischen Reaktionen auf großräumiger, bundesstaatlicher Ebene (etwa Notwasserversorgung, Lebensmittel- und Beschäftigungsprogramme) führte.

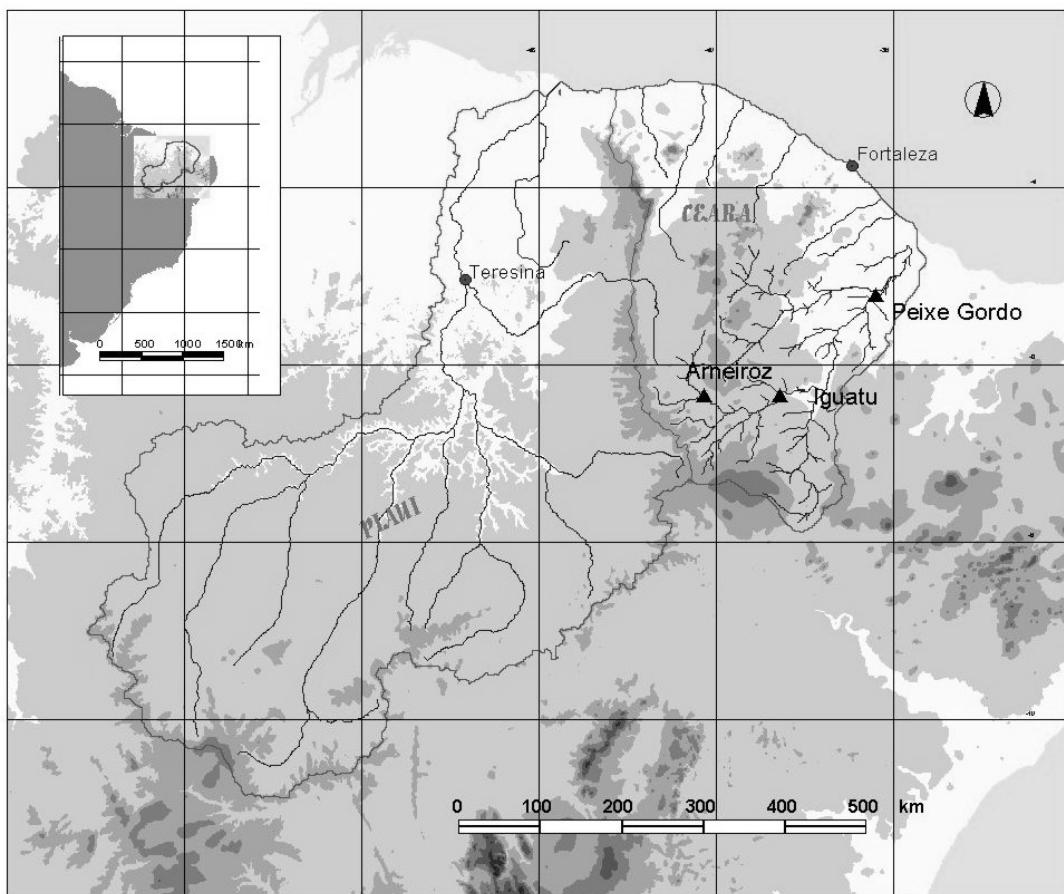


Abb. 1: Untersuchungsregion des WAVES-Projektes (mit Jaguaribe-Fluß in Ceará)

2 Besonderheiten hydrologischer Modellierung als Teil der integrierten Modellierung

Die hydrologische Modellierung innerhalb des integrierten Modells muß an die Anforderungen der „benachbarten“ Teilmodule des integrierten Modells angepaßt sein. Das kann zur Folge haben, daß gewisse Zwischenergebnisse der benachbarten Teilmodule, welche als interne Randbedingungen des hydrologischen Moduls fungieren, für die Ergebnisse dieses Moduls von sehr hoher Relevanz, oder gar Dominanz sind. Als Beispiel sei hier die Betriebsregeln der Talsperren genannt. Diese Randbedingungen werden in der sektoralen hydrologischen Modellierung üblicherweise als gegeben (fest) angesehen, bzw. deren Einfluß auf das Modellergebnis wird nur in Sonderfällen betrachtet. Beispiele hierfür sind die Bedeutung der Niederschlagsmenge und –intensität für die Abflußbildung oder auch die Relevanz des Baus von Stauanlagen für das Abflußverhalten eines großen Flusses. Damit wird klar, daß die Relevanz der einzelnen hydrologischen Prozesse im integrierten Modell direkt von den Anforderungen der „benachbarten“ Module abhängig ist.

Eine weitere Besonderheit ist die hydrologische Modellierung in „untypischen“ Skalen und/oder Diskretisierungseinheiten. So kann es beispielsweise erforderlich sein, die

Wasserverfügbarkeit nicht für ein hydrologisches Einzugsgebiet, sondern für eine administrative Einheit anzugeben. Diese Skalen- und Diskretisierungsunterschiede, bzw. deren Transformation bedingen zwangsläufig zusätzliche Modellunsicherheiten und einen erhöhten Parametrisierungsaufwand.

Im folgenden wird das hydrologische Modul zusammengefaßt. Ziel des hydrologischen Moduls ist die Bestimmung der natürlichen Wasserverfügbarkeit für das gesamte Untersuchungsgebiet (ca. 470000 km²). Dabei werden Abfluß und Speicherung in Oberflächengewässern und Reservoirn, Bodenfeuchte sowie Grundwasserneubildung unterschieden. Als gemeinsame räumliche Diskretisierungseinheit aller Module des integrierten Modells fungieren administrative Teilregionen, sogenannte Munizipien, mit einer Fläche von durchschnittlich 1000 km². Die übliche (an Einzugsgebieten ausgerichtete) Diskretisierung hydrologischer Modelle wird also um den Preis von Genauigkeitseinbußen an diese Vorgabe angepaßt. Die Zuweisung der natürlichen Einzugsgebiete zu den administrativen Grenzen wird in Abschnitt 3 näher erläutert.

Für jedes Munizip werden die verschiedenen Anteile der Wasserbilanz in Tagesschritten berechnet. Innerhalb der Munizipien erfolgt zur Abflußbildungsberechnung eine weitere räumliche Unterteilung in die drei Landschaftseinheiten Talböden, Hochflächen und Hangbereiche, für die jeweils ein ähnliches hydrologisches Verhalten angenommen wird (Abb. 2a). Die Wasserbilanz der Bodenzone einer jeden Landschaftseinheit wird über einen einfachen Speicheransatz beschrieben. In der derzeitigen Modellversion wird eine vertikale Unterteilung in einzelne Bodenhorizonte nicht berücksichtigt. Die Berechnung der Evaporation erfolgt mit dem Ansatz nach Penman-Monteith, wobei die aktuelle Verdunstung über eine empirische, nichtlineare Reduktion der potentiellen Evapotranspiration in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte ermittelt wird.

Eine besondere Bedeutung für die Abflußeigenschaften der Region und die Wasserversorgung der Bevölkerung hat eine Vielzahl kleiner Staudämme („Açudes“) mit einem Stauvolumen kleiner als 1 Mio. m³, davon 80% kleiner als 200000 m³ (ca. 70000 Açudes im semi-ariden Nordosten Brasiliens, siehe Molle & Cadier, 1992). Im hydrologischen Modul wird die Wasserbilanz dieser kleinen Reservoir unter Berücksichtigung der Wasserentnahme für Bewässerung oder Versorgung der Bevölkerung (Kopplung zum Teilmodul Wassermanagement) summarisch für jede Landschaftseinheit beachtet. Laterale Flüsse zwischen den einzelnen Landschaftseinheiten werden sowohl für Oberflächenabfluß als auch für gesättigten unterirdischen Abfluß explizit berechnet.

Jedem Munizip wird ein Gewässerabschnitt eines großen Vorfluters zugeordnet (Abb. 2c), wobei die verschiedenen Abflußkomponenten aus den Talbereichen (Oberflächenabfluß, Ausfluß aus den dortigen Açudes und Exfiltration des Grundwasser ins Gewässer) diesem Gewässerabschnitt zufließen. Die Munizipien sind über das Gewässernetz im Sinne eines Fließbaumes miteinander verbunden, wobei jedem Munizip genau ein stromabwärts liegendes Munizip zugeordnet wird (Abb. 2c). Das Abflußrouting im Gewässernetz wird über eine lineare Transformationsfunktion unter Berücksichtigung von zeitlicher Retention und Translation angenähert. Die Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten in einzelnen Gewässerabschnitten basiert auf der Manning-Strickler-Gleichung. Die geo-

metrischen Eigenschaften des Gewässers (Querschnitt und Gefälle) werden über einfache, z.T. empirische Ansätze aus der topographischen Information des digitalen Gelände-modells geschätzt (siehe Abschnitt 3). Ein weiteres Teilmodul beschreibt die Wasserbilanz der geographisch explizit berücksichtigten großen Stauseen im Gewässernetz und berücksichtigt hierbei Zu- und Abflüsse, Niederschlag, Verdunstung und Versickerung und Steuerung der Wasserabgabe (häusliche, landwirtschaftliche und Energienutzung). Dies ist die wesentliche Schnittstelle mit dem Modul „Wassermanagement“ des integrierten Modells (siehe Abb. 2b).

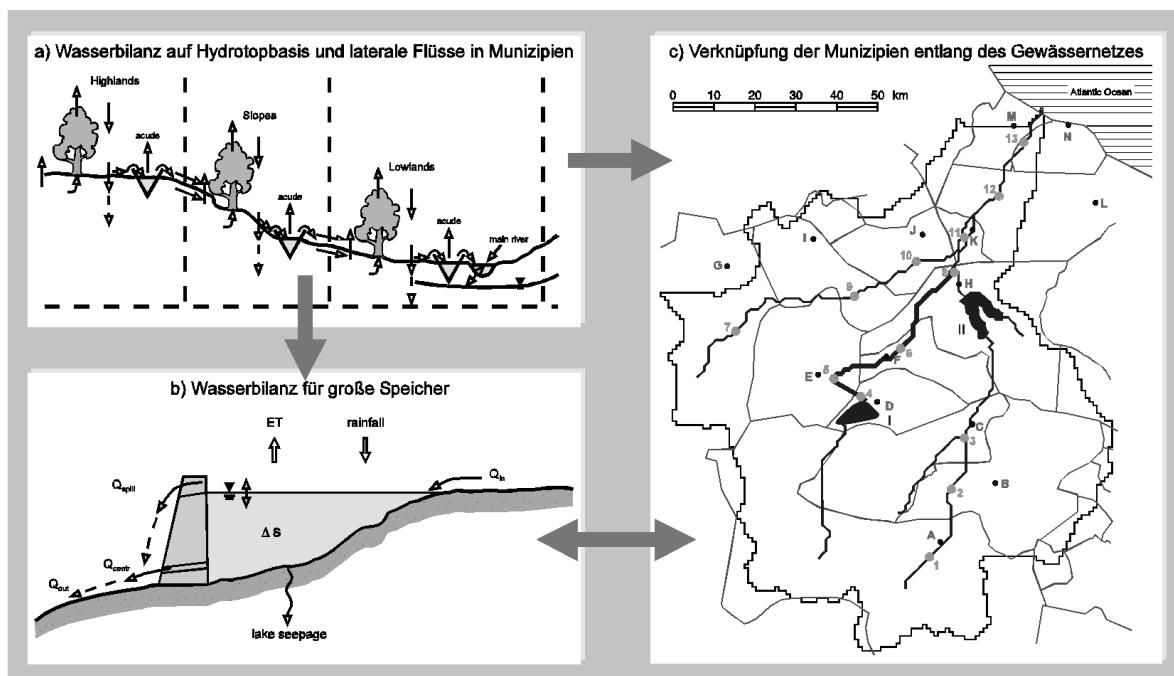


Abb. 2: Prinzip des hydr. Moduls des integrierten Modells: (a) Aufteilung von Munizipien in Landschaftseinheiten und Komponenten der Wasserbilanz. (b) Wasserbilanz großer Stauseen. (c) Beispiel für die laterale Verknüpfung der Munizipien über das Gewässernetz

3 Beispiele zu den Parametrisierungen

Eine hydrologische Modellierung im Kontext der integrierten Modellierung (große Gebiete, untypische Diskretisierungseinheiten, besondere Anforderungen zur Repräsentierung einzelner Prozesse) erfordert einen generell hohen Parametrisierungsaufwand. Ein Teil dieser Arbeiten kann auf GIS-Basis durchgeführt werden, insbesondere die Verschneidung verschiedener räumlicher Unterteilungsstrukturen und die flächendifferenzierte Ableitung von Modellparametern, welche auf verfügbaren, grundlegenden Geodaten basieren. Am Beispiel der Ableitung von Parametern für das Abflußrouting wird im Folgenden die Vorgehensweise exemplarisch erläutert. In Abb. 3 sind die einzelnen Schritte schematisch zusammengestellt.

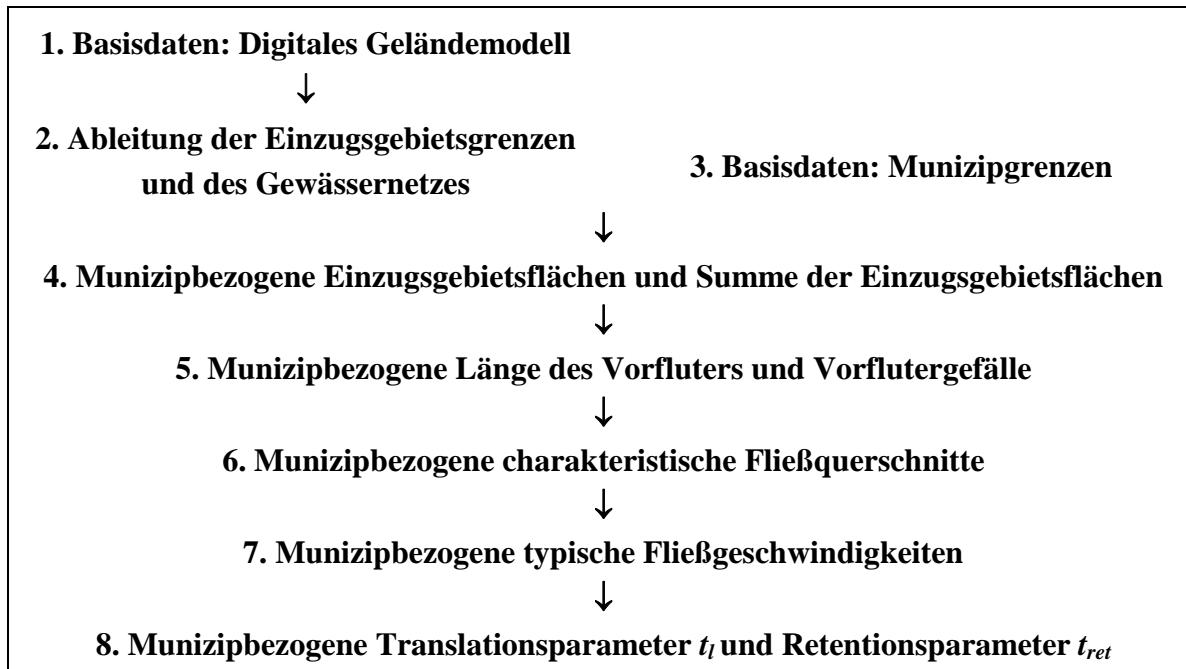


Abb. 3: Schematische Darstellung der Ableitung der Routing-Parameter t_l und t_{ret}

Ableitung von Einzugsgebietsgrenzen und Gewässernetz aus dem DGM (1 & 2)

Als Grundlage für die Ableitung topographischer Parameter dient das 30-Arc-Sec Geländemodell des (USGS, 1996). Die Höhendaten wurden zunächst von Geographischen Koordinaten nach UTM konvertiert, um eine möglichst flächentreue Abbildung zu erhalten. Die Pixelauflösung in UTM beträgt 1km^2 . Bevor weitere Reliefparameter abgeleitet werden konnten, mußte über die ARC/INFO-Fill-Funktion (ESRI, 1993) ein senkenloses, digitales Geländemodell erzeugt werden. Auf Grundlage dieses "bereinigten" Modells wurden im D8-Algorithmus (von Werner, 1995) die Abflußrichtung und die Fließakkumulation bestimmt. Mit diesen Parametern kann das Flußnetz sowie die Einzugsgebiete für ausgesuchte Pegel an den Hauptflüssen ermittelt werden. Dafür müssen die Koordinaten der Meßstationen in das GIS eingelesen werden (Maidment, 1996).

Ein Vergleich mit dem aus Karten digitalisierten Flußnetz zeigt, daß gewisse systematische Abweichungen auftreten. Diese Abweichungen resultieren zum einen aus der relativ groben Auflösung (1km^2 -Raster) und zum anderen in der automatischen Festlegung von Abflußrichtungen in wenig reliefiertem Gebieten (Tiefland). Hier wird der kürzeste Weg zum jeweiligen Hauptvorfluter gesucht (Tomlin, 1990).

Ableitung der lateralen hydrologischen Verknüpfung der Munizipien (3 & 4)

Die Munizipiengrenzen liegen für beide Bundesstaaten (Ceará und Piauí) als Polygon-Coverage im ARC/INFO-Format vor. Insgesamt existieren 332 Munizipien. Aufgrund der verschiedenen Datenquellen gibt es keine eindeutige gemeinsame Grenze.

Die Hauptvorfluter wurden durch Editieren des o.g. Flussnetz-Vektordatensatzes abgeleitet. Dabei wurde jeweils nur eine unverzweigte Polylinie pro Munizip als zugehöriger Hauptvorfluter zugelassen, wodurch parallele Abflußdarstellungen vermieden werden konnten. Durch die Verschneidung von Munizipgrenzen, Teileinzugsgebieten und Gewässersystem konnte in erster Näherung die laterale hydrologische Verknüpfung der Munizipien ermittelt werden. Da nicht jedem Flussabschnitt immer nur ein einziges Munizip automatisch zuzuordnen ist, mußte in einem zweiten Schritt das daraus entstandene, durch das Flussystem verbundene Muinziennetz manuell korrigiert werden. Durch eine einfache Addition der Flächen der betreffenden Munizipien wird die kumulative Einzugsgebietsfläche für alle Munizipien ermittelt. Dieser Parameter wird für die Abschätzung des mittleren Fließquerschnittes des Hauptvorfluters in jedem Munizip benötigt (Schritt 6).

Ableitung munizipbezogener Länge und Gefälle des Vorfluters (5)

Durch den zuvor erzeugten Bezug zwischen Munizippolygon und Vorflutervektor kann innerhalb des GIS die Fließlänge des Hauptvorfluters pro Munizip abgeleitet werden. Genauigkeitsprobleme treten auch hier aufgrund der 1km-Rasterweite auf, da der minimale Abstand der Vektorstützpunkte nicht geringer als der Abstand der Pixelmittelpunkte (1km bzw. ~1.41km) sein kann. Mäanderschleifen unter einem Kilometer Größe werden z.B. nicht berücksichtigt, was die Annahme von zu kurzen Durchflußwegen mit sich bringen kann. Ein Vergleich mit dem vorliegenden digitalisierten Flussnetz steht noch aus.

Das mittlere Gefälle des Vorfluters pro Munizip wird ausgehend von den zonalen Maxima und Minima in ARC/INFO-GRID ermittelt (ESRI, 1993). Zur Verschneidung mit dem DGM ist dabei eine Konvertierung von Vorfluternetz und Munizipengrenzen in Rasterdarstellung notwendig. Um Höhenmaxima, -minima und Gefälle in die Polygonattributabelle einzutragen, werden die Rasterdaten dann wieder in Vektoren rückkonvertiert. Das durchschnittliche Gefälle kann nun direkt berechnet werden.

Munizipbezogene charakteristische Fließquerschnitte (6)

Es gibt eine Reihe von Verfahren zur Schätzung der Querprofilgeometrien von großen Flüssen in Abhängigkeit von den geomorphologischen Grundgegebenheiten der Landschaft (siehe z.B. die Übersicht in Leopold et al., 1964). In diesem Fall wurde der in der GIS-Schnittstelle des Modells "SWAT" (Arnold et al., 1994) enthaltene Ansatz verwendet. Dabei gehen Vorflutergefälle und zugehörige kumulative Einzugsgebietsfläche in den empirischen Ansatz ein, als Ergebnis werden Schätzwerte der Breite und Tiefe des Vorfluters geliefert.

Munizipbezogene typische Fließgeschwindigkeiten (7)

Mit dem aus dem genannten Verfahren geschätztem Querprofil und dem Vorflutergefälle (Schritt 5) kann über die Manning-Strickler-Gleichung die zugehörige Fließgeschwindigkeit berechnet werden. Um eine gewisse Verteilung möglicher Fließgeschwindigkeiten zu erhalten, wird dieses Verfahren für verschiedene Fließtiefen des Vorfluters durchgeführt: Vollfüllung (ergibt max. Geschwindigkeit), 2/3-Füllung (ergibt die mittlere Fließgeschwindigkeit) und 1/10-Füllung (ergibt minimale Geschwindigkeit).

Munizipbezogene Translations- und Retentionsparameter (8)

Anhand der oben abgeleiteten Geschwindigkeiten und der Fließlängen (Schritt 5) können maximale, mittlere und minimale Fließzeiten des Hauptvorfluters durch die Munizipien berechnet werden. Dies wird als einfache Dreiecksverteilung der Fließzeiten betrachtet, welche direkt als Impulsantwortsfunktion mit den Parametern Translationszeit (mittlere Fließzeit) und Retentionszeit (max – min. Fließzeit) für das Abflußrouting durch das Munizip verwendet wird.

Mit der in diesem Abschnitt vorgestellten „Parametrisierungskette“ werden die munizipbezogenen Parameter des Abflußroutings ermittelt. Jeder Schritt des Verfahrens beinhaltet gewisse Unsicherheiten. Deren Quantifizierung und Einflußabschätzung auf die Ergebnisse des Abflußroutings (Sensitivität) steht noch aus.

4 Exemplarische Ergebnisse

Die mit dem vorgestellten Modul „Großkalige Hydrologische Modellierung“ innerhalb des integrierten Modells bislang erzielten Ergebnisse werden anhand einiger Beispiele dokumentiert. Im Einzugsgebiet des Jaguaribe (Abb. 1) mit einem Gesamtgebiet von 77500 km² wurde in Tageszeitschritten für den Zeitraum von 1920 bis 1980 flächendetailliert die Modellierung durchgeführt. In Abb. 4a ist für einen Zeitraum von 3 Jahren (1955 - 1957) der berechnete Abfluß am Pegel Iguatú in Tagesschritten dargestellt. Die Übereinstimmung zwischen berechneten und gemessenen Werten ist zufriedenstellend: Das charakteristische, saisonale Abflußverhalten wird gut wiedergegeben, die einzelnen Tageswerte weisen z.T. große Unterschiede auf, was sowohl auf die nur grob gegebenen Niederschlagsrandbedingungen als auch auf die noch sehr grobe Bodenparametrisierungen zurückzuführen ist.

In Abb. 4b ist der mittlere Abfluß (mittlere Monatswerte für die Periode 1920 bis 1980) für drei Pegel im Jaguaribe-Gebiet dargestellt. Die Übereinstimmung ist z.T. sehr gut (Pegel Iguatú, 24790 km²) z.T. auch sehr dürftig (Pegel Arneiroz, 6920 km² und Pegel Peixe Gordo 48790 km²). Die gute Übereinstimmung ist wohl eher zufällig (es handelt sich um erste, ungeeichte Ergebnisse), die Gründe für die Abweichungen wurden bereits zuvor skizziert.

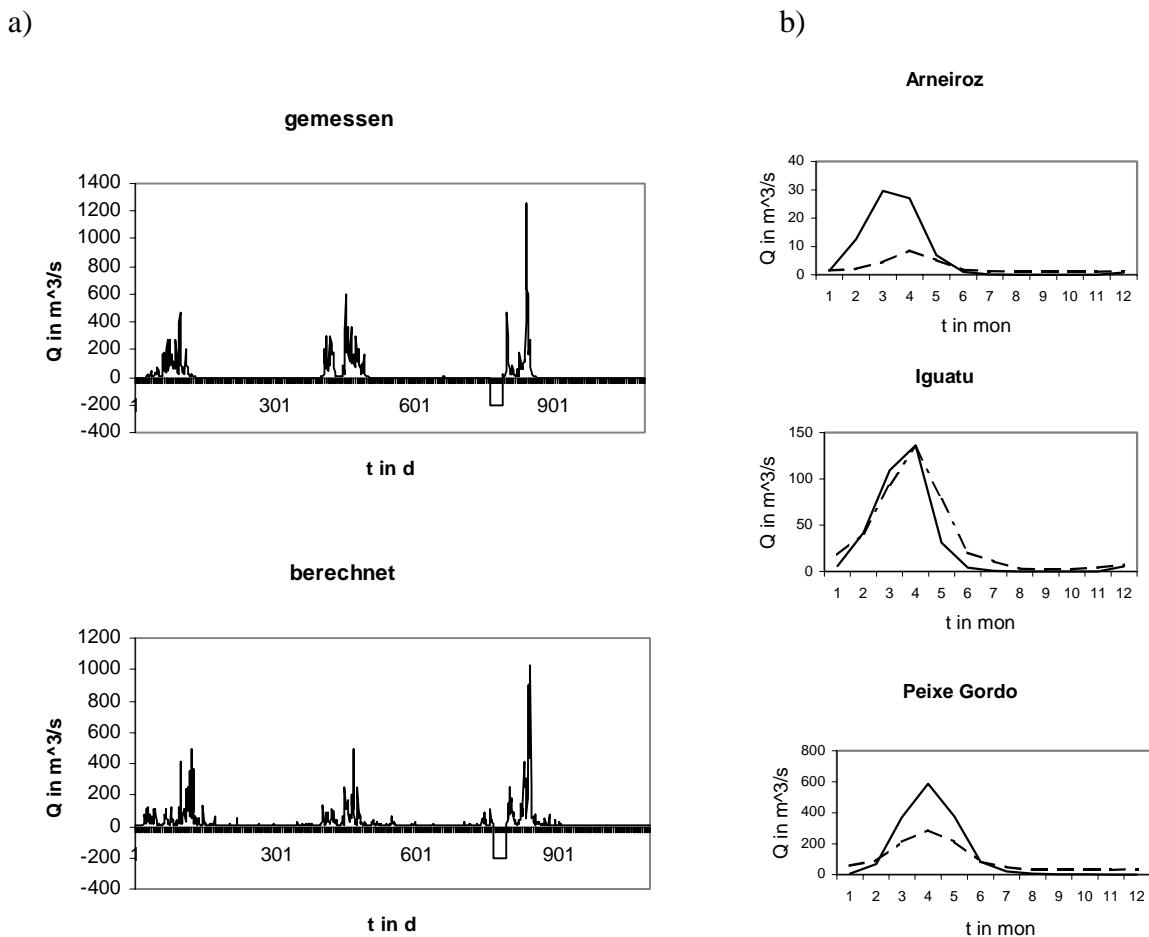


Abb. 4: Vergleich zwischen gemessenen und modellierten Abflüssen: (a) Tageswerte am Pegel Iguatú 1955-57 (neg. Werte markieren Fehldaten) (b) mittlere Monatswerte 1920-80 (—gemessen, ---berechnet)

5 Schlußfolgerungen

Im momentanen Zwischenstadium der Entwicklung des integrierten Modells können folgende Schlußfolgerungen gezogen werden. Als Teil des integrierten Modells repräsentiert das großskalige hydrologische Modul bisher die charakteristischen Bedingungen der Wasserverfügbarkeit in Ceará und Piauí. Die Anpassung an gemeinsame Skalen, interne Randbedingungen und spezifische Fragestellungen des integrierten Modells (Schnittstellen mit den anderen Modulen) erfordert einen hohen, zielorientierten und GIS-basierten Parametrisierungsaufwand.

Die Wasserbilanz, dabei insbesondere die Abflußbildung in verschiedenen Skalen, ist bei der hier diskutierten Fragestellung eine entscheidende Komponente des integrierten Modells. Unter Beachtung der Datensituation, der vorgegebenen Skale und der spezifischen semi-ariden Bedingungen ist daher die Entwicklung verbesserter Prozeßformulierungen erforderlich.

Erste Sensitivitätsuntersuchungen haben gezeigt, daß folgende Schnittstellen zu anderen Modulen des integrierten Modells entscheidend für die Berechnung der Wasserverfügbarkeit sind: Niederschlag, Strahlung, Lufttemperatur, Luftfeuchte (Klima-Schnittstelle), durchwurzelte Bodentiefe, Wasserhaltekapazität des Bodens (Agroökologie-Schnittstelle), Wasserentnahme aus Stauseen und Flüssen (Wassermanagement-Schnittstelle). Die Relevanz von Skalierungsfragen muß für jeden modellierten Prozeß im Einzelnen geklärt werden.

Danksagung: Die Arbeiten wurden innerhalb des WAVES-Projektes („Water availability, vulnerability of ecosystems and society in the Northeast of Brazil“) des BMBF in den Teilprojekten „Klimaanalyse/-modellierung und großskalige hydrologische Modellierung“ (FKZ: 01 LK 97121) und „Integrierte Modellierung“ (FKZ: 01 LK 9713) durchgeführt.

Literatur

- Arnold, J.G., Williams, J.R., Srinivasan, R., King, K.W., & Griggs, R.H. (1994): SWAT, Soil and Water Assessment Tool, USDA, Agriculture Research Service, Grassland, Soil & Water Research Laboratory, 808 East Blackland Road, Temple, TX 76502.
- ESRI (Environmental Systems Research Institute Inc.) (1993): Understanding GIS. The ARC/INFO Method, Rev. 6 for workstations, New York
- Leopold, L.B., Wolman, W.G. & Miller, J.P. (1964): Fluvial Processes in Geomorphology, W.H. Freeman, San Francisco, 522 pp.
- Maidment, David R. (1996): GIS and Hydrologic Modeling - an Assessment of Progress. Proceedings of the 3rd Int. Conference on GIS and Environmental Modeling. Santa Fe, New Mexico, Jan 20-25, 1996. (CD-ROM)
- Molle, F. & Cadier, E. (1992): Manual do Pequeno Açu de. SUDENE, Recife
- Tomlin, D.C. (1990): Geographic Information Systems and Cartographic modeling. School of Natural Resources. Ohio University. Prentice Hall, Englewood Cliffs. New Jersey, 303 pp.
- USGS (1996): GTOPO30 Documentation.
(<http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/README.html>)
- von Werner, Michael (1995): GIS-orientierte Methoden der digitalen Reliefanalyse zur Modellierung von Bodenerosion in kleinen Einzugsgebieten. Dissertation an der Freien Universität Berlin (http://mercator.geog.fu-berlin.de/~erosion/diss_pdf.html)

Simulating floods in the Meuse and Oder catchments using the LISFLOOD model

Ad De Roo, David Price and Guido Schmuck

Abstract: The flood simulation model LISFLOOD is presented and initial results are shown for the two pilot project areas: the Meuse and the Oder catchments. LISFLOOD is a distributed physically based hydrological model integrated in a Geographic Information System. The model has been developed to simulate scenarios in support of European Commission policies, which are linked to the problem of large river floods. Preliminary results and model products are shown and discussed. Work on the detailed validation of LISFLOOD is ongoing.

Zusammenfassung: LISFLOOD ist ein hydrologisches Modell zur Simulation von Hochwässern. Es soll der Kommission der Europäischen Union (EU) zur Unterstützung ihrer Politik in Bezug auf die Hochwassergefahr großer europäischer Flüsse dienen. LISFLOOD ist ein physikalisches, verteiltes hydrologisches Modell ("physically-based distributed model"), das in ein Geographisches Informationssystem (GIS) integriert wurde. Nach einer kurzen Einführung in das Modell werden erste vorläufige Ergebnisse zweier Pilotstudien vorgestellt, die für die Einzugsgebiete der Oder und der Meuse gerechnet werden konnten. Derzeit wird an der exakten Validierung dieser Ergebnisse gearbeitet.

1 Introduction

Recently, dramatic flooding occurred in several regions of the world: Bangladesh (1988), Vaison La Romaine (France, 1992), Mississippi River (USA, 1993), Meuse (Netherlands, 1993), Piemonte (Italy, 1994), Rhine and Meuse (Netherlands, Belgium and Germany, 1995), Biescas (Spain, 1996), Oder (The Czech Republic, Poland and Germany, 1997, 1998), China (1998), Bangladesh (1998) and Central America (1998). These recent local and transnational disasters have demonstrated to the European Commission the paramount importance of efficient risk management. In response, the Space Applications Institute of the Joint Research Centre has initialized a flood research program in support of the Commission policies, which are linked to the flood problem. Activities within the flood research program consist of flood hazard assessment and flood damage assessment. To assess the causes of these and other flood events, distributed hydrologic modelling at the scale of large river basins is a potentially very useful tool. Two pilot project areas have been chosen to work in:

- The Meuse catchment, covering parts of France, Belgium and the Netherlands;
- The Oder catchment, covering parts of Poland, Germany and the Czech Republic.

2 Flood Risk Assessment

Besides the need for monitoring during a flood-crisis and perform post-crisis flood damage assessment, it is obvious that flood prevention is a major issue. Can floods be prevented? Is rainfall the only cause and is increasing river dyke heights the only solution? In order to answer these questions, improved and as far as possible physically based models are needed for a better understanding of the causal mechanisms associated with extreme floods. Therefore, one of the activities in the JRC flood program is the development of modelling tools to assist in the assessment of the influence of landscape factors contributing to the flooding problem, such as land use changes. For the flood hazard assessment activity, a prototype GIS-integrated physically based precipitation-runoff-flooding model, LISFLOOD, has been developed.

3 The LISFLOOD model

To assess the influence of land use on flooding and to examine the major source areas of the recent European floods, the distributed catchment model LISFLOOD has been developed. LISFLOOD simulates runoff and flooding in large river basins as a consequence of extreme rainfall. LISFLOOD is a distributed rainfall-runoff model which takes into account the influence of topography, precipitation amounts and intensities, antecedent soil moisture content, land use type and soil type.

LISFLOOD simulates flood events — typically with a 1.5 month duration and includes the pre-flood period of typically a 1 year duration — in catchments using various pixel sizes (1 km or smaller) and with various time steps (1 hour or shorter). A flowchart of the model showing the main processes simulated is shown in Fig. 1. LISFLOOD has a similar structure as the hydrological and erosion catchment model LISEM (De Roo et al., 1996). The main processes simulated in LISFLOOD are rainfall, snowfall, snowmelt, soil freezing, interception, infiltration, transpiration, evaporation, vertical soil water redistribution including capillary rise, percolation to groundwater, overland flow, groundwater flow and channel flow. Evapotranspiration is simulated using a modified Penman method, used in the WOFOST crop simulation model (Supit et al., 1994). LISFLOOD is fully integrated in a raster Geographical Information System using the PCRaster dynamic modelling GIS software (Wesseling et al., 1996).

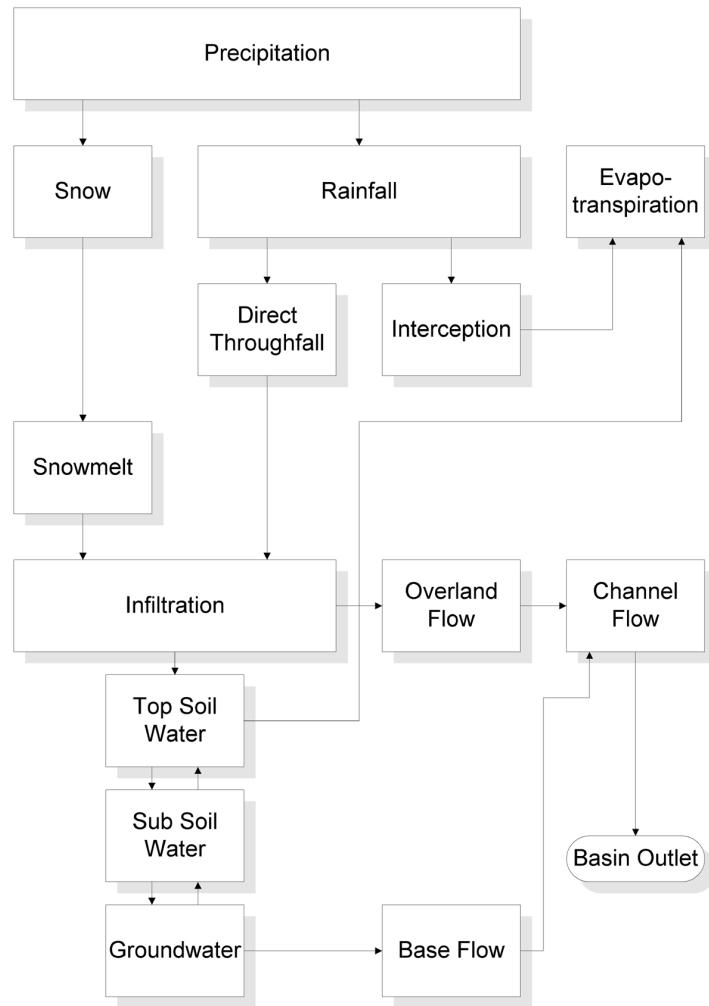


Fig. 1: Flowchart of the LISFLOOD model.

Digital elevation data (75 m and 1 km), Corine land use data, relevant soil parameters from the European Soils Database and meteorological parameters from the MARS Meteorological database are used for input data to run the model. Fig. 2 shows the data requirements of the LISFLOOD model.

LISFLOOD consists of a water balance model, run with a daily timestep, and a flood simulation model, run with an hourly or 15 minute timestep (Fig. 3). The flood model starts just a few days before a flood. Outputs from the water balance model are used as input for the flood model.

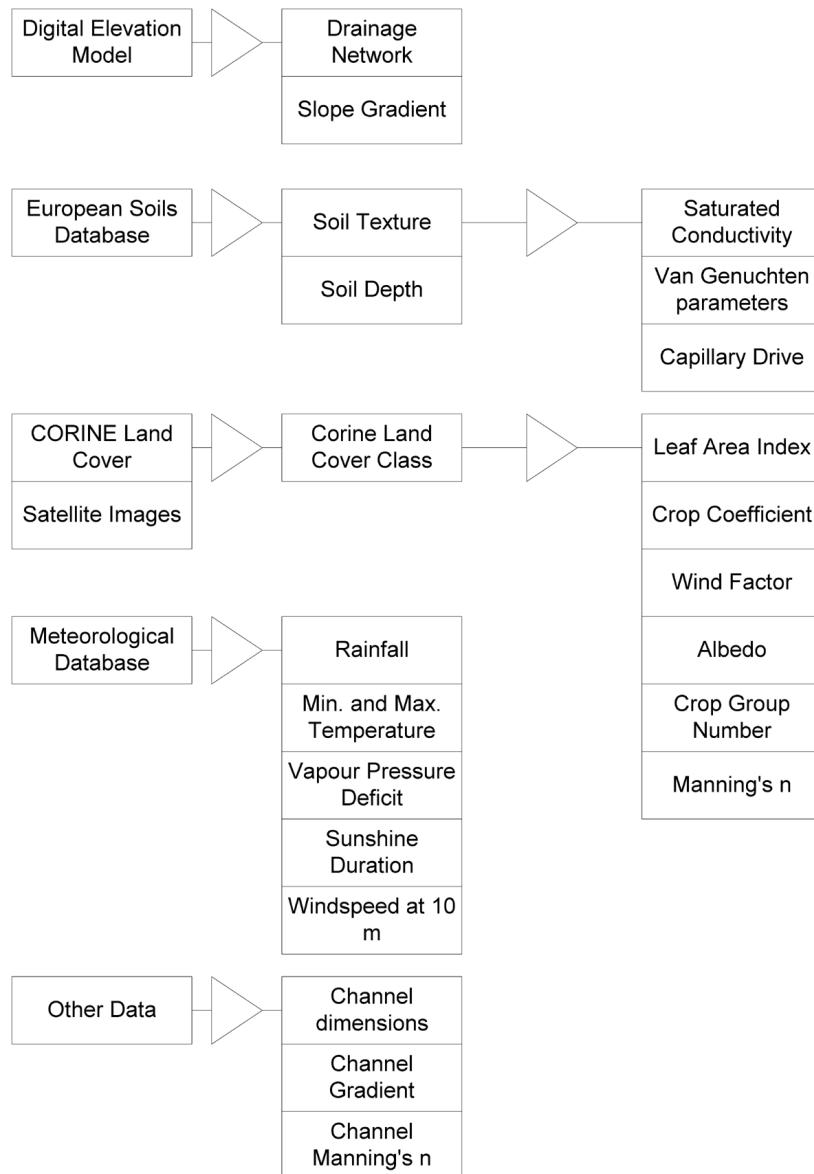


Fig. 2: Data requirements of the LISFLOOD model. The left boxes show the data sources. The boxes in the middle are LISFLOOD inputs. The data in the right boxes are calculated internally in the LISFLOOD model using conversion tables.

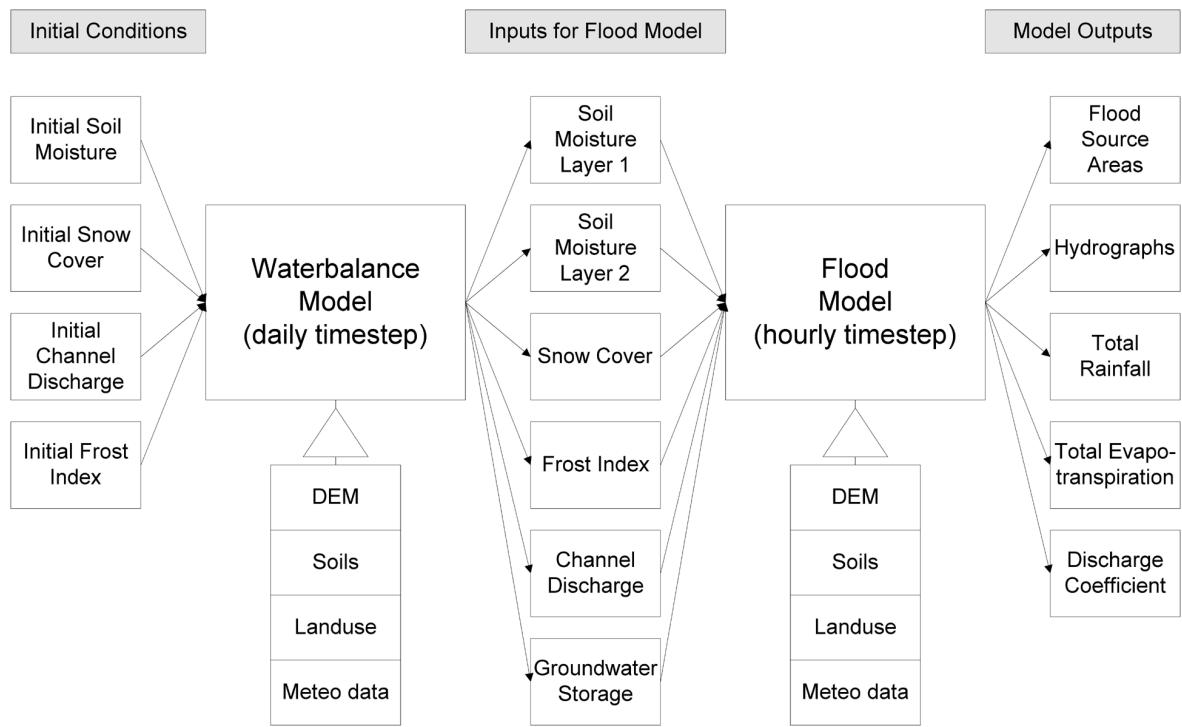


Fig. 3: Overview of the LISFLOOD model: interaction between the water balance and the flood simulation model.

4 Results and validation

LISFLOOD is being tested in the two pilot areas of the Meuse and the Oder. In the Meuse and Oder catchments, LISFLOOD is tested and applied on 10 flood events: 5 for calibration, and 5 for validation. These flood events include the 1993 and 1995 Meuse floods and the 1997 Oder flood. Because the validation has started recently, only preliminary results can be shown.

For the Meuse catchment 58 stations with hourly rainfall data are used for the flood model and 33 stations with daily meteorological parameters are used for water balance modelling. For the Oder catchment, currently 101 stations with daily rainfall are used for the flood model, and 15 stations with daily meteorological parameters are used for water balance modelling. Especially for the Oder more data exist and will be used in future simulations. Fig. 4 shows a comparison between measured and simulated discharge in January 1995 in the Meuse catchment (station Borgharen, the Netherlands), showing a good agreement. This is an initial simulation and no conclusions can be made. However, the results appear promising.

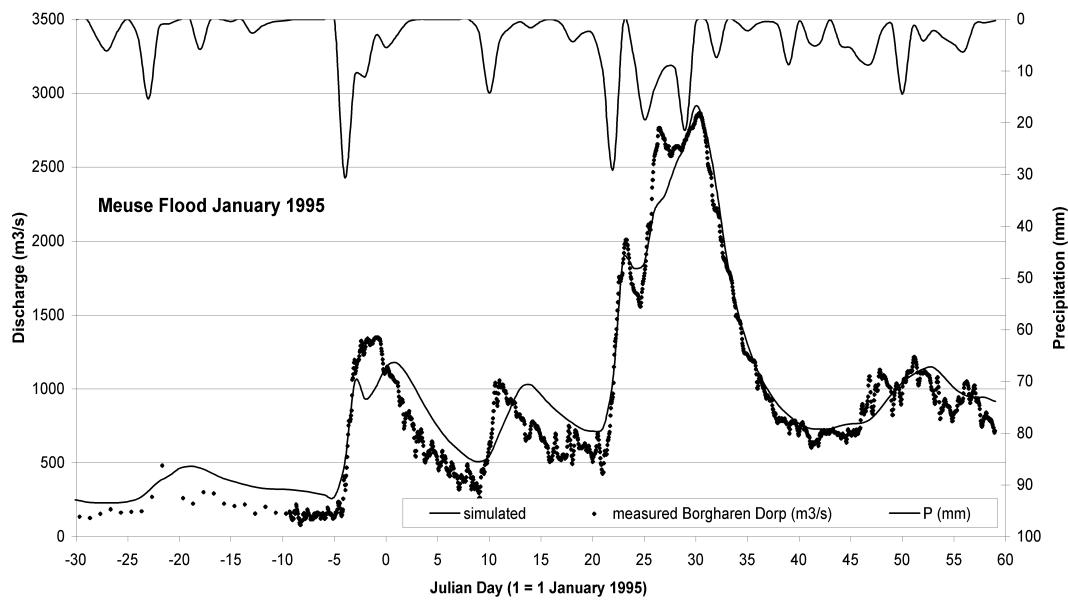


Fig. 4: Measured and simulated discharge of the Meuse at Borgharen, January 1995, using the LISFLOOD model.

Initial results for the Oder catchment show that the simulation of the flood routing in the main river Oder is a problem. During the 1997 Oder flood many dike breaks occurred, and these, together with the human influence of water reservoir operations in the Czech mountains, combine to complicate the simulation of the flood hydrograph in the Oder river. The same problems are encountered and reported by Ruhe et al. (1998).

Fig. 5 and 6 show flood source area maps as produced by the LISFLOOD model. These maps show the amount of mm water generated at each location and contributing to the discharge of the main river. It represents a combination of overland flow, direct channel flow and groundwater recharge. Fig. 7 shows a discharge coefficient map of the Oder catchment. This coefficient which varies between 0 and 1 shows the flood source areas as a function of precipitation. Coefficients close to 1 indicate a low efficiency of the landscape to ‘absorb’ water, in the form of evapotranspiration and soil water storage. At such locations, the soils might be shallow, or initially extreme wet soils with low storage capabilities, or low infiltration rates leading to overland flow, or sparse vegetation resulting in low leaf area indices, giving rise to low evapotranspiration amounts. Areas with high discharge coefficients and large precipitation amounts could serve as focus areas for land use change policies.

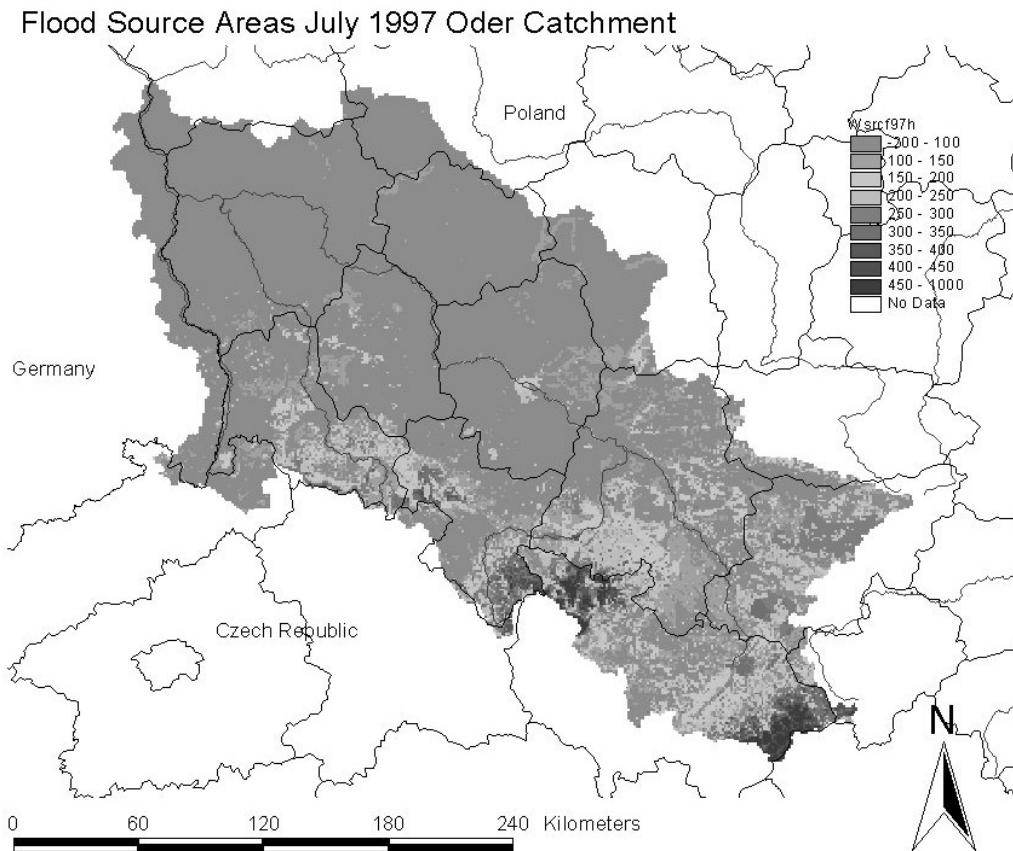


Fig. 5: Flood Source Areas of the 1997 flood in the Oder catchment simulated using the LISFLOOD model. The amount of mm water from each area contributing to the river discharge is shown.

5 Future developments of LISFLOOD

From this paper it is clear that LISFLOOD is still in an initial stage. Much validation work has to be done and is ongoing at present. Also, the LISFLOOD model will be expanded with an improved floodplain flow routing algorithm, using a floodplain storage cell approach. In this way, flow in the main stream and on the floodplain is simulated in more detail.

Furthermore, seasonal fluctuations of Leaf Area Index will be introduced in the model, using the daily NOAA-NDVI image database available at JRC/SAI. Also, LISFLOOD will be used to investigate land use changes, linked to EU policies, in the Oder and Meuse catchments. Finally, tests will be made to use LISFLOOD for real-time flood simulation, using meteorological forecast data. This item will be developed in close collaboration with national meteorological offices.

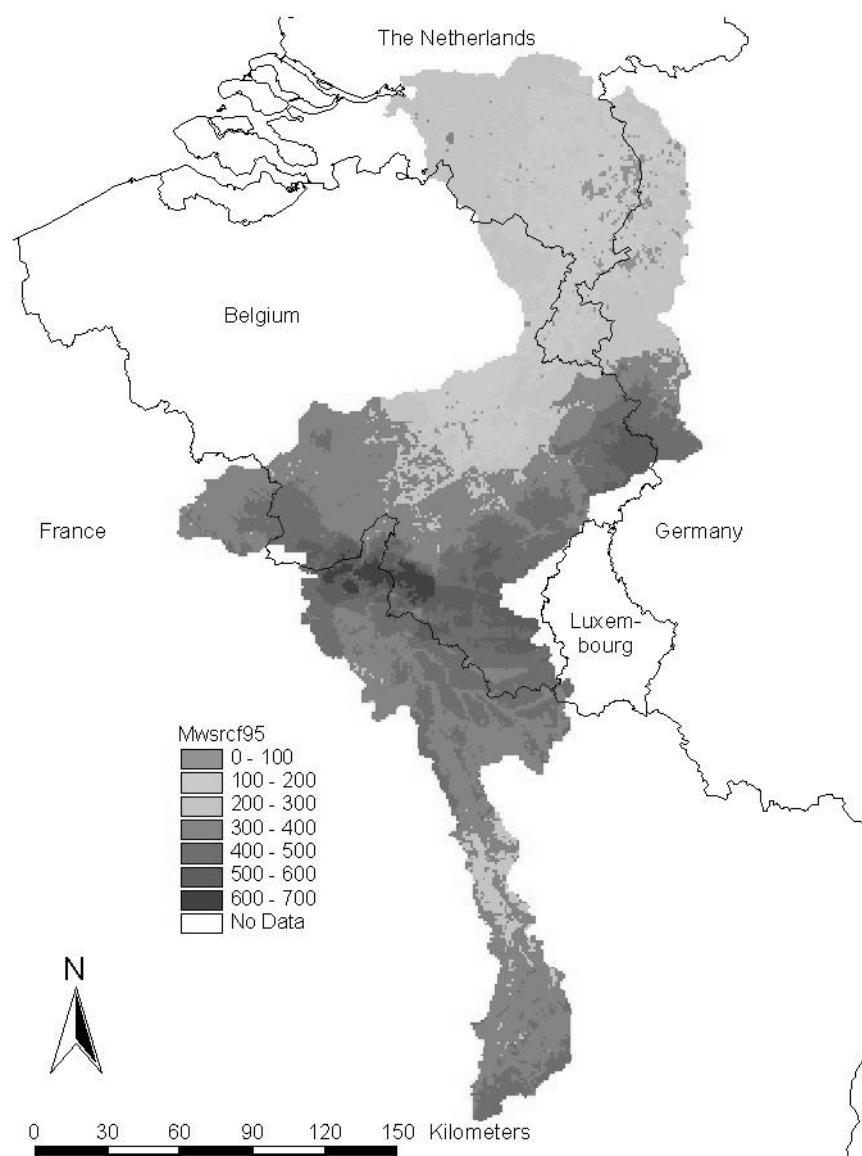


Fig. 6: Flood Source Areas of the January 1995 flood in the Meuse catchment simulated using the LISFLOOD model. The amount of mm water from each area contributing to the river discharge is shown.

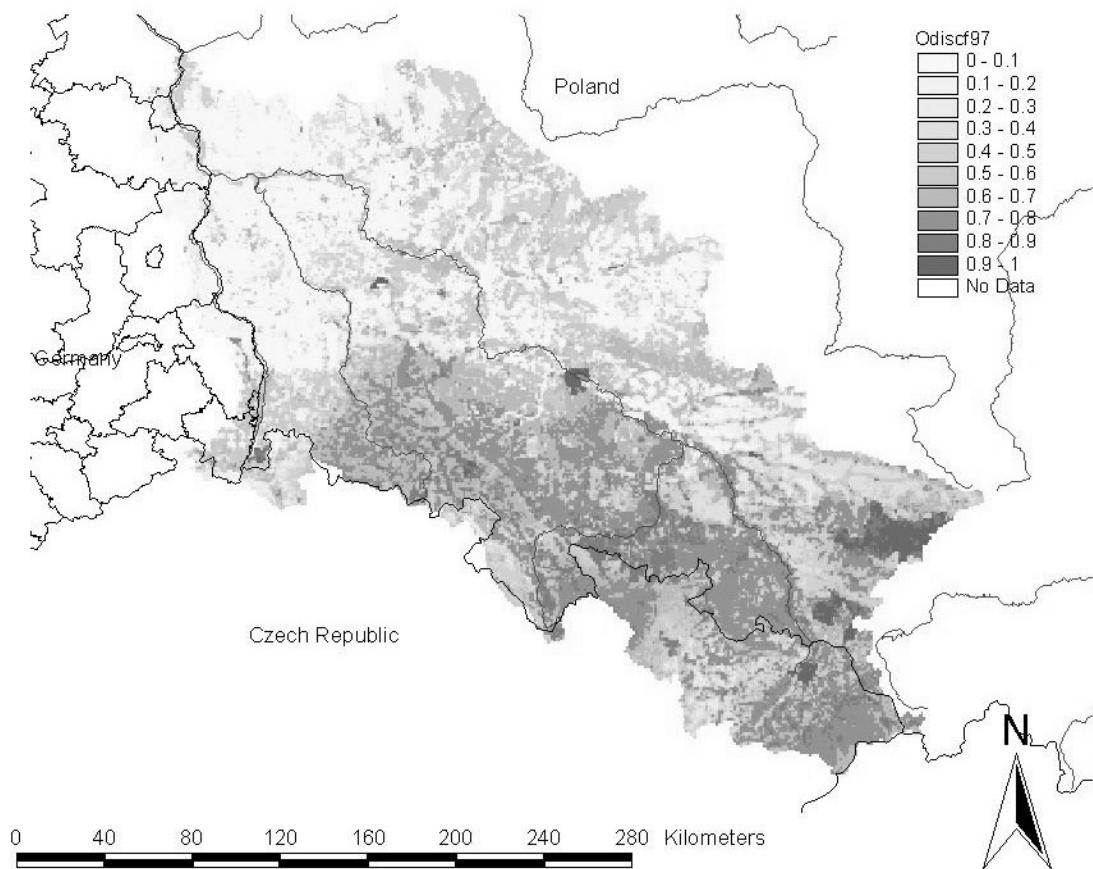


Fig. 7: Discharge coefficient of the 1997 flood in the Oder catchment, based on LISFLOOD simulations. This coefficient indicates the percentage of rainfall contributing to the discharge in the main river. Areas with high discharge coefficients could serve as focus areas for implementing land use change policies.

Acknowledgments: The following institutes are thanked for their cooperation to the flood research at SAI: Bundesanstalt für Gewässerkunde (Berlin), Czech Hydro-Meteorological Institute (Prague), Landesumweltamt Brandenburg (Potsdam), RIZA (Arnhem), Rijkswaterstaat Directie Limburg (Maastricht), DIREN (Nancy) and the flood group of the IKSO (International Oder Commission). Mr. Steve Peedell and Mr. Thierry Ubeda of JRC/SAI are thanked for their help in processing the data. Mr. Johan Van Der Knijff is thanked for his useful contributions and remarks to the model.

References

- De Roo, A.P.J., Wesseling, C.G., Ritsema, C.J. (1996): LISEM: a single event physically-based hydrologic and soil erosion model for drainage basins. I: Theory, input and output. *Hydrological Processes*, 10-8, 1107-1117.
- Ruhe, C., Lobmeyr, M., Mengelkamp, H.T., Warrach, K. (1998): A grid related distributed hydrological model and its application over large river basins. Second Study Conference on Baltex, Ruegen, Germany.
- Supit, I., Hooijer, A.A., Van Diepen, C.A. (eds.) (1994): System description of the WOFOST 6.0 crop simulation model implemented in CGMS. Volume 1: Theory and Algorithms. European Commission EUR 15956 EN.
- Wesseling, C.G., Karsenberg, D.J., Burrough, P.A. and Van Deursen, W.P.A. 1996. 'Integrated dynamic environmental models in GIS: The development of a Dynamic Modelling language. *Transactions in GIS*, 1-1, 40-48.

Emission estimates: rubbish in — rubbish out?

Marcel de Wit¹ and Oliver Schmoll²

Abstract: Independent data on pollutant emissions (input) and river load (output) are needed for the evaluation of models that describe pollutant fluxes from sources to river load. Errors in the input (emission estimates) data hamper the validation of such models. In this paper we compare two methods to estimate nutrient (N and P) emissions from public sewage systems for the entire German part of the Rhine and Elbe basins. This comparison gives us an idea about the accuracy of the estimation methods. It is also briefly discussed how errors in the point source emission estimates influence the analysis of nutrient fluxes at the river basin scale.

Zusammenfassung: Die Entwicklung von Modellen, die den Eintrag von Schadstoffen in Flussgebieten beschreiben, setzen unabhängige Daten sowohl der Stoffemission (Input) als auch der im Gewässer realisierten Frachten (Output) voraus. Unsicherheiten bei den Eintragsabschätzungen (Input-Daten) behindern die Validierung solcher Modelle. In diesem Aufsatz werden zwei Methoden zur Abschätzung der Stickstoff- und Phosphoremissionen aus kommunalen Kläranlagen jeweils für den gesamten deutschen Teil des Rhein- und Elbeeinzugsgebietes miteinander verglichen. Die Gegenüberstellung ermöglicht einen Einblick über die Genauigkeit der beiden Methoden. Es wird ferner diskutiert, inwieweit Fehler der Emissionsabschätzungen von Punktquellen die Analyse der Nährstoffströme in Flussgebieten beeinflussen.

1 Introduction

Pollution of rivers throughout the world is often related to anthropogenic activities such as agriculture and the discharge of effluents. Measures to improve water quality in rivers focus on these activities (e.g. wastewater treatment and the reduction of fertiliser use) aiming at a reduction of pollution at the source. The effect of such measures on the water quality in the river also depends on the conditions that determine the transport of pollutants from sources to river load. The transport of pollutants from sources to river load is a complex function of numerous biological, chemical and physical processes. At the scale of a large river basin it is impossible to describe all these processes in detail. As an alternative simplified formulations (models) are used that can predict the pollutant load in the river (output) as a function of pollutant emissions (input) in the upstream basin. These models

¹ Utrecht University, Physical Geography. PO Box 80115, 3508 TC Utrecht, The Netherlands

² Institute of Freshwater Ecology and Inland Fisheries (IGB). Department for Limnology of Rivers and Shallow Lakes, Seestr. 82, 12563 Berlin, Germany

are comparatively new and still at the stage of development and improvement (Bronstert et al., 1998). Independent data on pollutant emissions (input) and river load (output) are needed for their evaluation. The role of emission data for the analysis of pollutant fluxes in rivers can be compared with the role of precipitation data for the analysis of discharge in rivers. Errors in the input data (precipitation or pollutant emissions) hamper the validation of runoff models (water or pollutants).

This paper deals with nitrogen (N) and phosphorus (P) pollution in the Rhine and Elbe basins. The construction of more and better wastewater treatment plants and the introduction of phosphate free detergents have resulted in a strong reduction of point source emissions between 1980 and 1995 (see also Hamm et al., 1991; IKSR, 1992; Werner & Wodsak, 1994; IKSE, 1995; Stanners & Bourdeau, 1995). However, the nutrient load in these rivers still exceeds target levels and the relative contribution of diffuse sources has increased. The control of the diffuse source emissions is far more complicated than the control of point source emissions, because diffuse source emissions are not only determined by the volume and distribution of the diffuse sources (eg. agriculture and atmospheric deposition), but also by conditions that influence the transport of N and P from the land surface to the aquatic environment (climate, lithology, soil etc.). Moreover, the diffuse source emissions are hard to measure at large regional scales. They are therefore often estimated with river load and point sources data. This means that point source emission estimates are needed for the analysis of diffuse sources at the river basin scale.

Point source emissions can in principle be measured, but a complete inventory of direct measurements in a large supra-national river basin is unrealistic. As an alternative point source emissions are calculated using administrative data in combination with emission factors. This introduces errors and uncertainties. In this paper we compare the results of two independently developed methods that both estimated the emissions from public sewer systems to the surface water for the German part of the Rhine and Elbe basins. The first method uses regional administrative data on wastewater treatment and population numbers. The second method uses data from over 8,000 wastewater treatment plants in Germany. The differences in the estimates give us an idea of the errors that are involved in the estimation of point source emissions in large river basins. It is also briefly discussed how these errors in the point source emission estimates influence the analysis of diffuse sources at the river basin scale.

2 Material and Methods

Below the two methods are briefly outlined. Both methods estimate the N and P emissions from public sewage systems to the surface water for the entire German part of the Rhine and Elbe basins. A more detailed description of the methods is given in de Wit (in prep.) and Schmoll (1998).

2.1 Method 1

De Wit (in prep.) mapped the average annual emissions from point sources for the entire Rhine and Elbe basins for the periods 1970-1975, 1980-1985 and 1990-1995. In this paper only the emissions from the public sewage systems are considered. A supra-national database was constructed, containing information on population numbers and the number of people connected to the different types of wastewater treatment plants. This database contains data of 267 regions in the Rhine basin and 20 regions in the Elbe basin (see Fig. 1). The data were derived from the statistical agencies of all countries that occupy parts of the Rhine and Elbe basins. One uniform method was used for the entire Rhine and Elbe basins and for all 5 year periods. N and P content of human waste and efficiency coefficients of the different treatment types are based on published values (Hamm et al., 1991; Behrendt, 1994; Stanners & Bourdeau, 1995; CBS, various years). The emission factors used in method 1 are given in Tables 1 and 2. Part of the industrial wastewater is emitted via the public sewage system. It has been assumed that the industry contributes $4 \text{ g} \cdot \text{inhabitant}^{-1} \cdot \text{day}^{-1}$ to the nitrogen influent in the public sewage system (based on Behrendt, 1994 and Hamm et al., 1991). Indirect industrial P emissions are of minor importance (Hamm et al., 1991) and therefore have been neglected. Emission estimates first aggregated per administrative unit (Fig. 1) were allocated within the administrative units to the built up areas using a land cover map (resolution 1 km²).

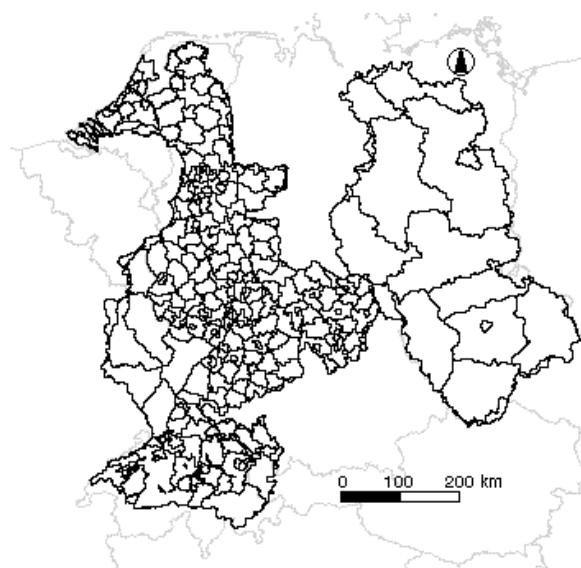


Fig 1: Administrative units.

Tab. 1: N and P content of human waste

N g•inhabitant ⁻¹ •day ⁻¹	P	Region	Period
11/15 ¹	5	Western Europe	1970-1975
11/15 ¹	4	Eastern Europe	1970-1975
11/15 ¹	3.9	Rhine / Elbe basins	1980-1985
11/15 ¹	2	Rhine / Elbe basins	1990-1995

¹ Including industrial emissions via public sewage systems

Tab. 2: N and P removal in wastewater treatment plants

Treatment	N %	P %	Region	Period
Primary	15	15	Rhine and Elbe basins	1970-1995
Sec./Tert. ¹	30	30	Rhine and Elbe basins	1970-1975
Sec./Tert. ¹	35	40	Rhine and Elbe basins	1980-1985
Sec./Tert. ¹	55	65	Excl. Germ./Switz.	1990-1995
Secondary	40	45	Germany/Switzerland	1990-1995
Tertiary	90	90	Germany/Switzerland	1990-1995

¹ Only for Germany and Switzerland (1990-1995) could a subdivision between sec. and tert. treatment be made.

2.2 Method 2

Schmoll (1998) collected data from more than 8,000 municipal wastewater treatment plants in Germany for 1985 and 1995. The database contains information about the capacity and treatment level of every recorded plant. Further information regarding N and P emissions were collected for a large number of treatment plants such as; the emitted loads, effluent concentrations and the ‘Nutrient-Pollution-Levels’ (ATV, 1996). Altogether the database contains 80% of all German purification plants which accounts for almost 100% of the existing treatment capacity. GIS were used to geocode the plants to their exact location. Fig. 2 shows a map of all plants in the database. The calculation of the plant specific annual N and P emission depended on the available data. If published values of emitted N and P loads were available they were used. Otherwise the N and P emissions were calculated based on annual mean values for effluent concentrations and the wastewater discharge. If neither loads nor concentration values could be registered the N and P emissions were calculated based on cleaning capacities of the different treatment types and N and P content of human waste, similar to method 1.

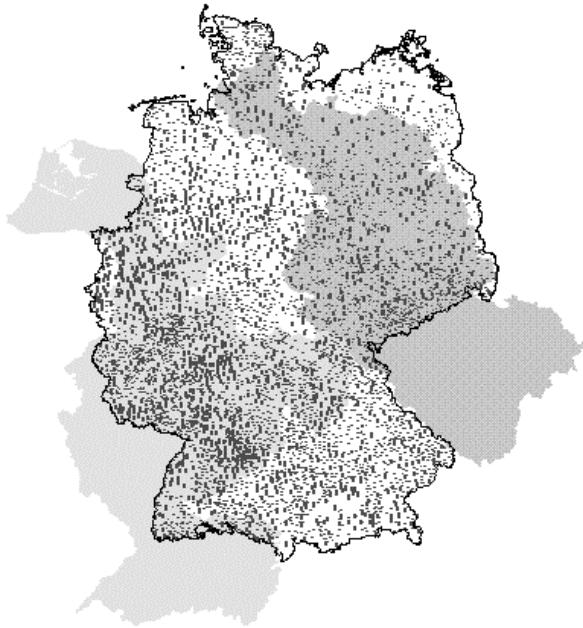


Fig. 2: Location of waste water treatment plants.

3 Comparison of the emission estimates

Both methods reported their estimates in map format. Geographical Information Systems (GIS) were used to calculate total emissions for numerous sub-basins of the Rhine and Elbe basins. First of all the estimates for the entire German part of the Rhine and Elbe basins were calculated and compared with other estimates (Fig. 3). All these estimates refer to emissions from public sewage systems but cover different years. Most of the differences between the estimates can be explained by the reduction of the emissions from the public sewage systems between 1980 and 1995.

Fig. 4 shows another comparison of the estimates of method 1 and method 2. The x-axis gives the size of the sub-basin and the y-axis the (log) ratio between the estimates of method 1 for 1990-1995 and the estimates of method 2 for 1995. In this figure the difference in time (1990-1995 versus 1995) has been corrected for based on the differences in the total values for the German part of the Rhine and Elbe basins reported in Fig. 3. Fig. 4 shows that the estimates are in good agreement for regions larger than 10,000 km². For smaller regions the difference between the two methods increases with decreasing basin size. The differences between the estimates for small basins are larger for the Elbe basin compared to the Rhine basin. This is probably due to difference in the size of the administrative units used in method 1 (see Fig. 1).

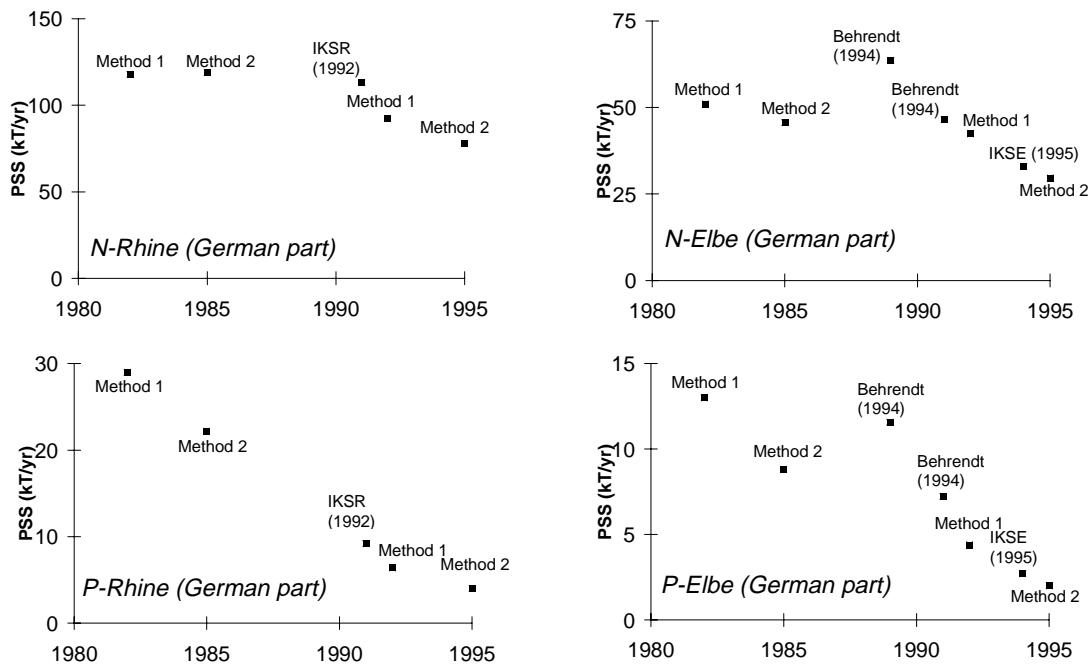


Fig. 3: Comparison with other estimates emissions from public sewage systems (PSS)

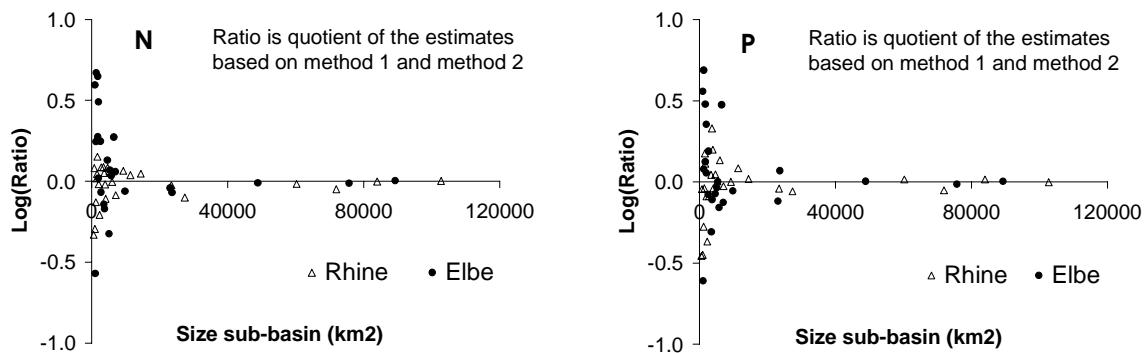


Fig. 4: Ratio between the estimates of method 1 and method 2

The estimates of method 2 are based on more detailed data than the estimates of method 1 and it can be assumed that the differences between the two methods are mainly the result of the generalisations that were made in method 1. In method 1 only the average N and P removal in plants with primary, secondary and tertiary treatment is specified, whereas in method 2 plant specific data were used. In method 1 the point source emissions are mapped using administrative boundaries and a land cover map (to allocate the emissions to the built up areas), whereas in method 2 the point sources were geocoded to their exact location. Method 2 was also more time consuming than method 1. Moreover, the data used in method 2 are also not completely uniform in classification, quality etc. It is therefore likely that also the accuracy of the estimates of method 2 decreases with decre-

sing region size. Fig. 4 can help other researchers to choose the most appropriate method for the estimation of point source emissions. This choice depends on the extent and resolution of the study and the time that is available for the analysis. For many other regions and pollutants this choice will be limited because data are not available for a detailed analysis of point source emissions.

4 The analysis of nutrient fluxes at the river basin scale

Below it will be discussed how errors in the point source emission estimates influence the analysis of nutrient fluxes at the river basin scale. The average annual nutrient load at a certain location in the river (L) can be described as a function of the diffuse (DSE) and point (PSE) emissions and the loss in the river system (Loss) in the upstream basin:

$$L = PSE + DSE - Loss \quad (1)$$

Diffuse source emissions (DSE) and the losses in the surface water (Loss) are hard to measure at the river basin scale and are often quantified with river load (L) and point source emission data (PSE). This means that errors in the estimates of PSE influence the estimates of DSE, especially if we (i) go back in time (when the relative contribution of PSE to L was larger than at present), (ii) zoom into smaller regions (see Fig. 4) and (iii) consider P, which has a relatively large contribution of point source emissions to the total river load. Besides errors in the estimates of emissions from public sewage systems there are also errors in the estimates of other point source emissions (eg. industrial emissions). Also the river load data (L) include errors. Water quality samples are taken from different sections of the river, sampling frequencies differ and samples are analysed at different laboratories. All these errors hamper the validation of models that aim to describe long term diffuse source emissions (DSE) at the scale of a large river basin.

5 Conclusions

Point source inventories are needed for the analysis of diffuse sources at the river basin scale. The most appropriate method to estimate regional point source emissions depends on the extent and resolution of the study and the time and data that are available for the analysis. Method 1 will do to get a lumped estimate of point source emissions for large regions ($>10,000 \text{ km}^2$). For more detailed studies one should consider to invest more time and money (e.g. method 2). The results presented in this paper can guide other researchers to select the method that is most appropriate for their research.

References

- ATV (Abwassertechnische Vereinigung) (1996): Leistungsvergleich kommunaler Kläranlagen 1995. Hennef.
- Behrendt, H., 1994. Phosphor – und Stickstoffeinträge über punktförmige Quellen. In: Stickstoff- und Phosphateintrag in die Fließgewässer Deutschlands unter besonderer Berücksichtigung des Eintragsgeschehens im Lockergesteinbereich der ehemaligen DDR. Edited by W. Werner and H.P. Wodsak, Agrarspektrum, 22, 137-164. Germany
- Bronstert, A., Krysanova, V., Schröder, A., Becker, A., Bork, H.R., 1998. Modellierung des Wasser- und Stofftransportes in großen Einzugsgebieten. Potsdam Institute for Climate Impact Research (PIK). Report 43. Potsdam.
- Centraal bureau voor de statistiek (CBS), 1974-1993. Waterkwaliteitsbeheer deel b. Zuivering van afvalwater. Milieustatistieken. Voorburg, The Netherlands
- De Wit, M. (in preparation). Nutrients from source to river load. PhD Thesis. Utrecht University, Department of Physical Geography. The Netherlands
- Hamm, A., Gleisberg, D., Hegemann, W., Krauth, K.H., Metzner, G., Sarfert, F., and Schleyen, P., 1991. Stickstoff- und Phosphoreintrag in Oberflächengewässer über “punktformigen Quellen”. In: Studie über Wirkungen und Qualitätsziele von Nährstoffen in Fließgewässern. Edited by A. Hamm. pp 765-798. Academia Verlag, Sankt Augustin, Germany
- Internationale Kommission zum Schutz der Elbe (IKSE), 1995. Bestandsaufnahme von bedeutenden punktuellen kommunalen und industriellen Einleitungen von prioritären Stoffen im Einzugsgebiet der Elbe. Magdeburg.
- Internationale Kommission zum Schutze des Rheins (IKSR), 1992. Aktionsprogramm Rhein. Bestandsaufnahme der Einleitungen prioritärer Stoffe 1992. Koblenz.
- Schmoll, O., 1998. Nährstoffeinträge aus kommunalen Kläranlagen in die Flussgebiete Deutschlands. Notwendigkeiten und Möglichkeiten ihrer weiteren Verminderungen. MSc Thesis. Technische Universität Berlin. Germany.
- Stanners, D. and Bourdeau, P., 1995. Europe's Environment. The Dobris Assessment. European Environmental Agency (EEA), Copenhagen, Denmark
- Werner, W and Wodsak, H.P., 1994. Stickstoff- und Phosphateintrag in die Fließgewässer Deutschlands unter besonderer Berücksichtigung des Eintragsgeschehens im Lockergesteinbereich der ehemaligen DDR. Agrarspektrum, 22, 137-164. Frankfurt. Germany.

Behandlung der Variabilität ausgewählter Inputgrößen beim Bodenprozeßmodell CANDY

Jens Dreyhaupt

Zusammenfassung: Um die Auswirkung der Unsicherheit von Modelleingangsdaten auf das Simulationsergebnis festzustellen, wurden in der Vergangenheit am Bodenprozeßmodell CANDY (Carbon and Nitrogen DYnamics) verschiedene Untersuchungen durchgeführt. Eines der Ergebnisse wird hier vorgestellt. Bedeutende Quellen der Unsicherheit von Eingangsdaten sind der Wetterverlauf und Parameter zur Beschreibung der Bodenphysik. Zur Modellierung der Heterogenität des Wetters existiert ein Wettergenerator, zur Beschreibung der Heterogenität des Bodens ist die Konstruktion eines Bodenprofilgenerators vorgesehen.

Abstract: The influence of uncertainty in model input on model output plays an important role in using simulation models. This paper deals with a result of an investigation of sensitivity for water percolation of the model CANDY (Carbon and Nitrogen Dynamics). Important sources of uncertainty are weather and variability in some parameters describing soil physics. In CANDY there is a statistical weather generator for modelling the first kind of uncertainty. The second kind will be described by using a soil layer generator. The general aim is an improvement of the model output.

1 Einleitung

Zur besseren Beschreibung der Wirklichkeit ist es wichtig, die Heterogenität realer Objekte in das Simulationsmodell einzubinden. Ein Schwerpunkt ist hier die Berücksichtigung möglicher Variabilitäten der Eingangsdaten, was ein generelles Problem in der Modellierung ist. Bedeutend sind in diesem Zusammenhang beim Bodenprozeßmodell CANDY der Wetterverlauf und die Heterogenität der Bodenphysik der Simulationsobjekte.

Die Modellierung des Unsicherheitsfaktors Wetter geschieht mit dem Wettergenerator. Mit ihm ist die Erzeugung synthetischer Wetterabläufe für Langzeitsimulationen möglich: anhand vorhandener Wetterdaten einer Klimastation können künstliche Wetterverläufe für den Standort erzeugt werden. Zur Beschreibung der Variabilität der Bodenphysik ist die Entwicklung eines entsprechenden Simulationswerkzeuges für CANDY, des Profilgenerators, vorgesehen.

2 Das Bodenprozeßmodell CANDY

CANDY wurde zur Beschreibung der Dynamik von Kohlenstoff, Stickstoff, der Boden-temperatur und des Bodenwassergehaltes als eindimensionale Prozesse bis zu einer Tiefe von 2 Metern entwickelt. Das Standardsystem besteht aus einem in eine Bedienoberfläche integrierten Simulationssystem und umgebenden Datenbanken, welche die Informationen zu den erforderlichen Modellparametern, zum Modellantrieb, zu den Startwerten der Zustandsgrößen, zu den Festdaten des Simulationsobjektes und eventuell vorhandenen Meßwerten enthalten. Die zeitliche Auflösung der Simulation erfolgt in Tagesschritten. Das Bodenprofil ist im Modell in 20 homogene Rechenschichten von jeweils 10 cm Dicke unterteilt, gleiche Schichten werden zu Horizonten zusammengefaßt. Jeder dieser Horizonte wird durch die bodenphysikalischen Parameter Trockenrohdichte, Trocken-substanzdichte, Permanentwelkepunkt, Feldkapazität sowie Ton- und Schluffgehalt beschrieben, welche als feste Werte in einer Tabelle gespeichert sind und dem Rechenprogramm zur Verfügung stehen (Abb. 1).

Die Simulation erfolgt für Teilflächen, die hinsichtlich der Angaben zu Startwerten, Modellparametern, Festdaten, sowie Wetter- und Bewirtschaftungsdaten als homogen angesehen werden. Als Ergebnis der Simulationsrechnungen erhält man die Dynamik von Kohlenstoff, Wasser und Stickstoff, der Gleichgewichtszustand Kohlenstoff <-> Stickstoff kann berechnet werden. Falls Meßwerte vorhanden sind kann ein Vergleich mit den entsprechenden Simulationswerten erfolgen.

Module in CANDY

Das Simulationssystem CANDY besteht aus 6 Teilsystemen (im Folgenden als Module bezeichnet), die für sich abgeschlossene Funktionseinheiten darstellen. Sie sind teilweise miteinander verknüpft und nicht unabhängig voneinander lauffähig.

Im **Wettermodul** erfolgt die Aufbereitung der Wetterdaten Niederschlag, Lufttemperatur, Globalstrahlung für die weiteren Rechnungen im Modell. Ist die Globalstrahlung nicht verfügbar, muß sie mit Hilfe der Sonnenscheindauer und der geographischen Breite errechnet werden.

Das **Bodenwassermodul** beschreibt die Teilprozesse Interzeption von Niederschlagswasser, Interzeptionsverdunstung, Schneedynamik, Transpiration und bedeckte Entnahme, unbedeckte Entnahme sowie Versickerung. Grundlage des Moduls ist der Kapazitätsansatz, nicht die Richards-Gleichung.

Im **BodenTemperaturmodul** wird für jeden Simulationstag die Zustandsgröße Bodentemperatur in den 20 Rechenschichten basierend auf der eindimensionalen Wärmeleitungsgleichung berechnet.

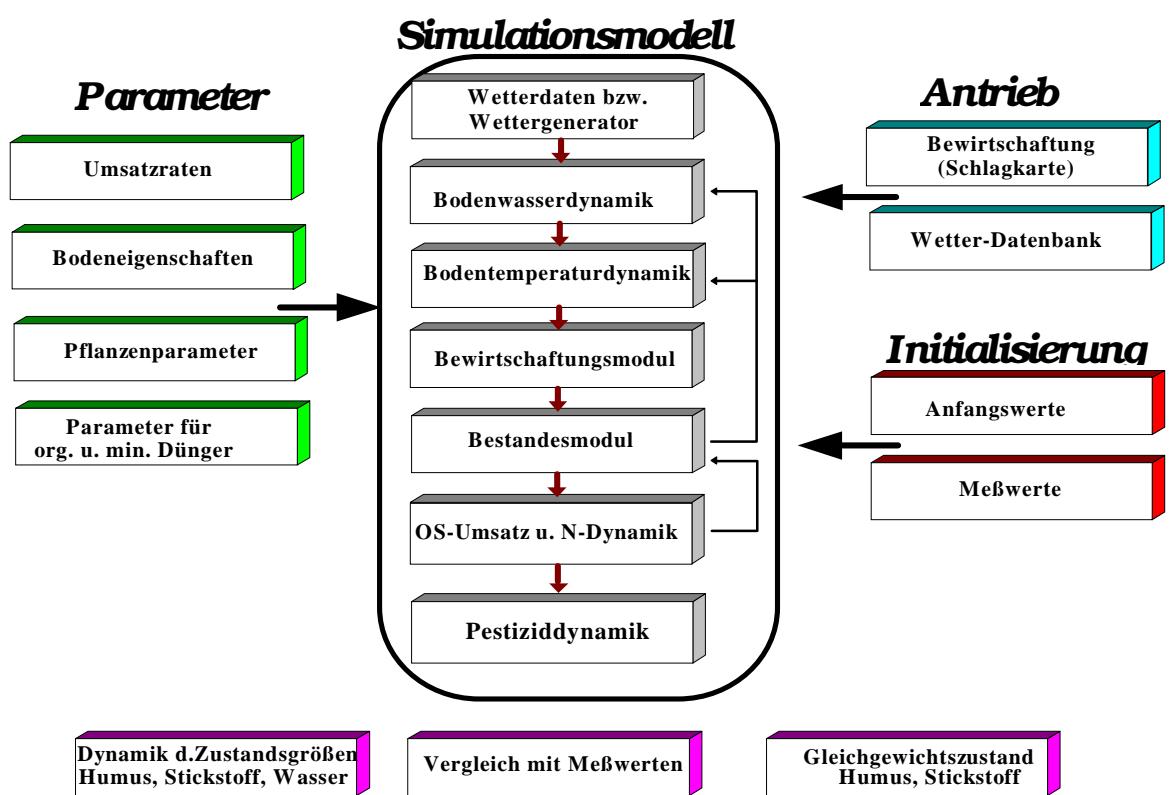


Abb. 1: Aufbau des Simulationssystems CANDY.

Durch das **Bewirtschaftungsmodul** erfolgt die Realisierung von Bewirtschaftungsmaßnahmen am Simulationsobjekt und die Simulation der Auswirkungen dieser Maßnahmen. Zu den Bewirtschaftungsmaßnahmen zählen Angaben zu Aussaat, Ernte, Zwischenernte, organischer und mineralischer Düngung, Bodenbearbeitung, Beregnung und agrochemischer Behandlung.

Im **Bestandsmodul** erfolgt bei einem vorhandenen Pflanzenbestand die Modellierung des Stickstoffentzuges durch die Pflanzenwurzeln. Es wird die erreichte Wurzeltiefe, der aktuelle Bedeckungsgrad, die Bestandshöhe und der in den Pflanzen enthaltene Stickstoff berechnet.

Das **Kohlenstoff/Stickstoff-Transformationsmodul** beschreibt den Umsatz der organischen Substanz und die Stickstoffdynamik in den obersten 3 Rechenschichten. Es sind die Teilprozesse Abbau und Mineralisierung der organischen Substanz, Stickstoffmineralisierung, Denitrifizierung sowie Verlagerung und Auswaschung von Nitrat-Stickstoff berücksichtigt. Weitere Ausführungen sind zu finden in Franko et al. (1995).

3 Ergebnisse einer Sensitivitätsanalyse

Am Modell CANDY wurden verschiedene Untersuchungen zur Sensitivität der Simulationsergebnisse auf die Variation von Eingangsdaten durchgeführt. An dieser Stelle soll nur ein Ergebnis einer relativen Sensitivitätsanalyse genannt werden, die im Rahmen einer Diplomarbeit durchgeführt wurde. Das Simulationsobjekt war die Lysimeterstation Brandis (Mitteldeutschland) im Zeitraum von 1980 - 1992. Untersucht wurde die Sensitivität der kummulativen Wasserversickerung unter 2 m Tiefe auf die Variation der Modelleingangsdaten Feinanteilgehalt (FAT), Feldkapazität (FKAP) und Trockenrohdichte (TRD) des ersten Horizontes. Auf jede dieser 3 Eingangsgrößen wurde dabei folgendes Verfahren angewendet: ausgehend von einem vorgegebenen Referenzwert der Versickerung und einer festgelegten Schrittweite wurde der Wert der Größe verändert und damit unter Beibehaltung der Werte der anderen Größen die Simulation durchgeführt. In Abhängigkeit von dem berechneten Ergebnis für die Wasserversickerung erfolgte die weitere Anpassung der Schrittweitenänderung dynamisch. Auf diese Art und Weise wurden entsprechende Simulationsrechnungen durchgeführt, bis der vorgegebene Wert der Wasserversickerung erreicht war. Die Ergebnisse der Untersuchung demonstriert Tabelle 1.

Ausgehend von einem Referenzwert von 255 mm der Versickerung erhält man mit einem vorgegebenen Variationskoeffizient von 5 Prozent den Maximalwert von 268 mm. Als Referenzwerte für FAT, FKAP und TRD dienen die Einträge des entsprechenden Parameters in Tabelle 1 (2. Spalte). Die Ergebnisse der Untersuchungen sind die Werte der Größen nach der Variation, welche in der 3. Spalte der Tabelle als Ergebniswerte eingetragen sind. Als Vergleichsbasis für die Ermittlung des Einflusses der einzelnen Größen auf die Wasserversickerung dient der relative Sensibilitätsindex (S_r), welcher in der 4. Spalte angegeben ist. Dieser ist definiert als Quotient aus Änderung der Wasserversickerung bezogen auf den Referenzwert und der Änderung einer Größe bezogen auf den Referenzwert dieser Größe: $S_r := \frac{\Delta F/F}{\Delta x_i/x_i}$.

Tab. 1: Ergebnisse der Untersuchung zur Sensitivität.

Eingangsgröße	Referenzwert	Ergebniswert	S_r
FAT	13,30	8,74	0,15
FKAP	19,00	17,63	0,71
TRD	1,56	1,45	0,72

Tabelle 1 kann wie folgt interpretiert werden: Hat für einen Parameter der relative Sensibilitätsindex S_r einen „sehr kleinen“ Wert, so wird die Wasserversickerung von diesem Parameter weniger stark beeinflußt, als von einem Parameter mit vergleichsweise „hohem“ Sensibilitätsindex. Weitere Information sind zu finden in Uthemann (1995).

4 Beschreibung der Heterogenität des Bodens

Zur Modellierung der Variabilität realer Bodenprofile als eine wichtige Quelle der Unsicherheit in den Eingangsdaten wird für CANDY ein Bodenprofilgenerator entwickelt. Mit diesem Werkzeug werden auf Grundlage der Kenntnis der Bodentextur des zu simulierenden Objektes die physikalischen Eigenschaften Trockenrohdichte, Trockensubstanzdichte, Feldkapazität, Permanentwelkepunkt und Feinanteilgehalt abgeleitet.

4.1 Profilgenerator

Grundlage ist der schichtweise Aufbau des Profils aus Horizonten. Jeder dieser Horizonte wird durch Angabe des Gehaltes an Ton und Schluff beschrieben. Beides sind Eingangsgrößen für CANDY und werden zur Zeit durch die Angabe fester Zahlenwerte für jeden Horizont beschrieben. Dadurch wird eine Homogenität der Horizonte vorausgesetzt, welche in der Realität nicht vorhanden ist.

Basierend auf diesen festen Zahlenwerten sollen für den Ton- und den Schluffgehalt eines Horizontes die Realisierungen von Zufallsgrößen mit bekannter Verteilungsfunktion Verwendung finden. In Abhängigkeit von diesen Realisierungen werden dann mittels Pedotransferfunktionen die Werte der Modelleingangsgrößen Trockenrohdichte, Trockensubstanzdichte, Feldkapazität, Permanentwelkepunkt und Feinanteilgehalt für diesen Horizont berechnet. Die Koeffizienten für die Regressionsfunktionen sind auf das jeweilige Substrat bezogen.

Durch dieses Vorgehen wird eine horizontweise Variabilität der bodenphysikalischen Größen für ein Bodenprofil erzeugt. Das ist der Ausgangspunkt für die Monte-Carlo-Methode: Durchführung einer Vielzahl von Simulationen für ein und dasselbe Bodenprofil, wobei Trockenrohdichte, Trockensubstanzdichte, Feldkapazität, Permanentwelkepunkt und Feinanteilgehalt der einzelnen Horizonte über verschiedene Realisierungen von Ton und Schluff bei jedem der einzelnen Simulationsläufe variabel gestaltet und die übrigen Eingangsgrößen des Modells konstant gehalten werden.

Im Anschluß daran soll eine Auswertung der interessierenden Zustandsgrößen über eine Zeitreihenanalyse erfolgen. Basierend auf einer hinreichend großen Zahl von Simulationsläufen wird damit der Einfluß der Heterogenität der bodenphysikalischen Größen auf interessierende Zustandsgrößen für ein Bodenprofil bei einem bestimmten Szenario ermittelt. In einem weiteren Schritt ist geplant, diese Methode auf weitere Profile anzuwenden.

5 Zielstellung und Ausblick

Ein Schwerpunkt der Anwendung des Modells CANDY ist es, durch Simulation verschiedener Nutzungsszenarien anhand der Quantität relevanter Simulationsergebnisse Aussagen zur Umweltverträglichkeit der Szenarien vorzunehmen. Daran anknüpfend soll ein Verfahren zur Bewertung möglicher Nutzungsszenarien entwickelt werden, welches als Hilfe-

stellung für eine Entscheidungsfindung zur langfristig umweltgerechten Bewirtschaftung des entsprechenden Simulationsobjektes anzusehen ist.

Durch Verwendung des Wettergenerators und des Profilgenerators werden bedeutende Quellen der Heterogenität in den Eingangsdaten von CANDY bei der Modellierung berücksichtigt. Es soll dadurch eine Verbesserung des Modells im Hinblick auf die Aussagequalität der Simulationsergebnisse erreicht werden.

Literatur

- Franko, U., Oelschlägel, B., Schenk, S. (1995): Modellierung von Bodenprozessen in Agrarlandschaften zur Untersuchung der Auswirkungen möglicher Klimaveränderungen: UFZ-Bericht Nr. 3/1995: Abschlußbericht zum Projekt: Modell und Parameter für die Simulation von Klimaänderungseffekten auf die Kohlenstoff- und Stickstoffdynamik im Boden sowie auf die Änderung von Bodeneigenschaften in Kombination mit Ertragsmodellen, 3-40.
- Mühle, H., Claus, S. (1996): Reaktionsverhalten von agrarischen Ökosystemen homogener Areale. B. G. Teubner Leipzig-Stuttgart.
- Uthemann, H. (1996): Möglichkeiten zur Einbeziehung des Simulationsmodells CANDY in betriebliche Entscheidungsprozesse des Düngungsmanagements: Diplomarbeit, Kapitel 2, 6-10, Kapitel 4, 36-45.

Ein methodischer Ansatz zur Analyse der Sensitivität komplexer Modellsysteme

Klaus Eckhardt, Nicola Fohrer und Hans-Georg Frede

Zusammenfassung: Die Sensitivität eines komplexen Modellsystems hinsichtlich einzelner Eingabeparameter muss meist experimentell anhand einer Vielzahl von Rechenläufen untersucht werden. Dies ist mit der Verarbeitung großer Datenmengen verbunden und dementsprechend aufwendig. Wünschenswert ist es, die Komplexität des untersuchten Systems zu verringern. Die hier durchgeführten hydrologischen Berechnungen wurden daher an einem stark schematisierten künstlichen Einzugsgebiet geringer Größe durchgeführt. Die so gewonnenen Ergebnisse lassen sich weitgehend auf ein natürliches, rund hundertfach größeres Einzugsgebiet übertragen. Es erscheint daher zulässig und sinnvoll, sich die Vorteile, welche ein einfacher strukturiertes künstliches Einzugsgebiet für Sensitivitätsberechnungen bietet, zu Nutze zu machen, insbesondere die einfachere Handhabbarkeit des Modells und die deutlich verkürzten Rechenzeiten.

Abstract: In most cases the sensitivity of a complex model system to single input parameters has to be investigated experimentally by series of model runs. The consequences are a high need of storage capacity and long processing times. Therefore it would be desirable to reduce the complexity of the system to be analysed. In this study an artificial, highly schematized watershed of small size was used to perform sensitivity calculations. The results largely can be transferred to a far greater natural watershed. It therefore seems admissible to benefit from the use of a simple structured artificial watershed for the sensitivity analysis, in particular the easier handling of the model and the shorter processing times.

1 Einleitung

Die im Folgenden vorgestellten Untersuchungen wurden mit dem Modell SWAT („Soil and Water Assessment Tool“, Arnold et al., 1993; Arnold et al., 1994; Arnold et al., 1995) durchgeführt. SWAT ist ein teils empirisch, teils physikalisch basiertes Modell, das der mesoskaligen Modellierung von Wasserhaushalt und Stofftransportprozessen dient. Dabei werden unterschiedliche Komponenten der Geo- und Biosphäre berücksichtigt: Bodenoberfläche, Vegetation, Oberflächengewässer, ungesättigte und gesättigte Bodenzone.

Eine Sensitivitätsanalyse soll darüber Aufschluss geben, wie SWAT auf unterschiedliche Werte einzelner Eingabeparameter reagiert. Ein grundsätzliches Problem dabei ist, dass eine exakte Berechnung der Fehlerfortpflanzung bei einer komplexen Modellstruktur wie der SWATs für viele Parameter nicht möglich ist. Eine Sensitivitätsanalyse erfolgt daher meist experimentell mit Hilfe umfangreicher Serien von Modellläufen, bei denen jeweils ein Eingabeparameter variiert und die Modellreaktion hierauf beobachtet wird. Dies ist mit der Verarbeitung großer Datenmengen verbunden und dementsprechend aufwendig.

Erleichtert würden die Berechnungen, wenn es gelänge, die Komplexität des untersuchten Systems zu verringern. Dieses setzt sich einerseits aus dem verwendeten Programm, hier SWAT, und andererseits aus den Eingabedaten zusammen. Vereinfachungen an der ersten Systemkomponente, am Quelltext des Programms selbst, durchzuführen, verbietet sich weitgehend, da man damit das zu untersuchende Programmverhalten ändern würde. Es bleibt daher allein, den zweiten Bestandteil des Systems, nämlich die Datenbasis, einfacher zu gestalten. In der vorliegenden Untersuchung wurde ein in dieser Hinsicht extremer Ansatz gewählt, indem die Sensitivitätsanalyse nicht an einem natürlichen Einzugsgebiet, sondern an einem sehr einfach strukturierten künstlichen Einzugsgebiet durchgeführt wurde. Die Vorteile, die man sich hiervon versprechen kann, sind:

- Bei einem komplexer gestalteten natürlichen Einzugsgebiet kann es zu einer Überlagerung von Effekten aus Teilflächen mit unterschiedlicher Ausprägung von Modellparametern kommen. Dies wird hier ausgeschlossen. Die räumliche Variabilität der Modellparameter wird auf ein absolutes Minimum reduziert und kann nach Bedarf mit geringem Aufwand kontrolliert vorgegeben werden.
- Überschlagsberechnungen, beispielsweise zum Wasserhaushalt im Modellgebiet, werden erleichtert. Sie können dazu dienen, die Bedeutung einzelner Komponenten des modellierten Systems vorab zu schätzen und die Plausibilität der Modellergebnisse zu überprüfen.
- Das System wird einfacher handhabbar, wodurch sich die Untersuchungen bei geringerem Datenaufwand schneller durchführen lassen.
- Ausgehend von dem einfachen Grundmodell ist außerdem eine schrittweise Annäherung an reale Verhältnisse denkbar, indem man das künstliche Einzugsgebiet zunehmend komplexer gestaltet, etwa durch seine Ausweitung und räumliche Untergliederung in Teilgebiete mit unterschiedlichen Eigenschaften.

In der starken Schematisierung des künstlichen Einzugsgebiets liegen aber auch die Grenzen dieses Verfahrens. Zu fragen ist, ob die anhand des künstlichen Einzugsgebiets gewonnenen Ergebnisse zumindest in ihren Grundzügen auf komplexer gestaltete natürliche Einzugsgebiete übertragen werden können. Nur wenn dies gewährleistet ist, sind die Untersuchungen an dem künstlichen Einzugsgebiet überhaupt sinnvoll. Sie könnten dann beispielsweise dazu dienen, eine Vorauswahl solcher Parameter zu treffen, deren nähere Analyse anhand eines komplexeren Einzugsgebiets lohnt. Zur Kontrolle wurden daher

analoge Sensitivitätsberechnungen an einem zweiten, natürlichen Einzugsgebiet durchgeführt.

2 Untersuchungsgebiete

2.1 Künstliches Einzugsgebiet

Bei aller Vereinfachung soll das künstliche Einzugsgebiet dennoch ein Modell für reale Einzugsgebiete oder Teile eines Einzugsgebietes darstellen, nämlich ein von einem Oberflächengewässer durchflossenes Tal. Das künstliche Einzugsgebiet ist daher als V-förmig eingeschnittenes Tal gestaltet, das in seiner Mitte geradlinig von einem Gerinne durchflossen wird. Der Umriss des Einzugsgebiets ist rechteckig mit einer Längserstreckung von 1,5 km. Seine Fläche beläuft sich auf rund $0,8 \text{ km}^2$.

Die Hangneigung beträgt 8%, das Gefälle des Fließgewässers 0,9%. Diese und die weiteren Parameterwerte entsprechen weitgehend den mittleren Verhältnissen, die in dem natürlichen Einzugsgebiete zu erwarten sind. Sie kennzeichnen den Grundzustand, von dem ausgehend in der Sensitivitätsanalyse Parameterwerte variiert werden. Da das künstliche Einzugsgebiet nicht weiter räumlich untergliedert wird, gelten alle Parameterwerte einheitlich im gesamten Gebiet.

2.2 Einzugsgebiet der Aar

Das Einzugsgebiet der Aar, an dem die Kontrollberechnungen durchgeführt wurden, liegt rund 15 km nordwestlich von Gießen. Seine Fläche beträgt ca. 60 km^2 . Das Einzugsgebiet wird für die Simulation in 54 Teileinzugsgebiete unterteilt, innerhalb derer jeweils einheitliche Verhältnisse angenommen werden.

3 Vorgehensweise

Die Modellsimulation erstreckt sich insgesamt über vier hydrologische Jahre (1992 bis 1995). Die ersten beiden Jahre werden nicht ausgewertet, um dem System Zeit zu geben, sich ausgehend von vorgegebenen Startwerten für einzelne Parameter, z.B. den Feuchtgehalt des Bodens, auf realistische Verhältnisse einzustellen. Die Sensitivitätsanalyse wird nur anhand der beiden letzten Jahre vorgenommen. Für den Niederschlag, die maßgebliche instationäre Randbedingung, werden die Messwerte der DWD-Station Dillenburg vorgegeben.

Es wird jeweils ein einzelner Parameter variiert. Die relativen Änderungen gegenüber dem Ausgangszustand betragen -50%, -25%, -10%, +10%, +25% und +50%. Alle anderen Eingabegrößen für das Modell bleiben konstant. Es wird also weder detailliert die tatsächliche Variabilität der untersuchten Parameter, noch werden Zusammenhänge zwischen zwei oder mehr Parametern berücksichtigt, die es eigentlich erforderlich machten, diese gleichzeitig zu variieren. Ein in dieser oder ähnlicher Weise stark

schematisiertes Vorgehen wird bei Sensitivitätsanalysen dennoch häufig gewählt. Es dient einerseits dazu, innerhalb kurzer Zeit möglichst viele Parameter in die Analyse einzubeziehen. Andererseits soll die Analyse zunächst nur Orientierungswerte für die relative Modellempfindlichkeit liefern. Möchte man die Modellreaktion innerhalb der Spannbreite der tatsächlich vorkommenden Parameterwerte abschätzen, so kann die gefundene Maßzahl für die relative Modellempfindlichkeit, die weiter unten erläutert wird, anschließend mit realen Parameterwerten multipliziert werden.

Die Ausgabegröße, an der die Reaktion des Modells gemessen wird, ist der mittlere Gerinneabfluss im betrachteten Zeitraum von zwei Jahren. Untersucht werden nur solche Parameter, von denen angenommen werden kann, dass sie den Abflussmittelwert mitbestimmen. Die Liste der Parameter ist in dieser Hinsicht allerdings nicht vollständig. Um vergleichen zu können, wie stark sich die Variationen der unterschiedlichen Eingabeparameter auf das Modellierungsergebnis auswirken, wird ein Sensitivitätsindex I berechnet gemäß

$$I(\Delta_{re}) = \frac{\Delta_{ra}}{\Delta_{re}} \quad \text{mit } \Delta_{ra}: \text{relative Änderung des Ausgabewertes}$$

Δ_{re} : relative Änderung des Eingabewertes

Nur bei linearer Abhängigkeit der berechneten Ausgabegröße vom betreffenden Eingabeparameter ist I eine Konstante. Sonst ist I eine Funktion der relativen Änderung Δ_{re} des Eingabewertes. Für $\Delta_{re}=0$ ist der Index nicht definiert.

Die Sensitivität des Modells hinsichtlich eines Parameters e ist vollständig beschrieben, wenn die Sensitivitätsfunktion über den gesamten Bereich der zu erwartenden Parameterwerte bekannt ist. Die relative Änderung Δ_{ra} des Modellierungsergebnisses a bei einer relativen Änderung Δ_{re} des Eingabeparameters e lässt sich dann vorab berechnen als

$$\Delta_{ra} = I(\Delta_{re}) \cdot \Delta_{re}$$

Der Vorteil des Index liegt darin, dass die Beschreibung der Modellsensitivität losgelöst von der absoluten Höhe der Ein- und Ausgabewerte erfolgt. So können die Ergebnisse, die anhand des künstlichen Einzugsgebiets gewonnen wurden, direkt mit denen des natürlichen Einzugsgebiets verglichen werden.

4 Ergebnisse

Nachfolgend ist die Sensitivität des mittleren Gerinneabflusses auf sechs verschiedene Eingabeparameter des Modells tabellarisch zusammengefasst (Tab. 1). Die Bedeutung der einzelnen Parameter ist durch ihre Bezeichnung angedeutet. Wie sie im Detail in die modellinternen Berechnungen von SWAT eingehen, kann Arnold et al. (1995) entnommen werden. Die ermittelten Sensitivitätsindizes für das künstliche und das natürliche Einzugsgebiet sind jeweils unmittelbar gegenübergestellt. Die Parameter sind nach abneh-

mender Relevanz für das Modellierungsergebnis geordnet. Der Übersichtlichkeit halber wurde eine vorläufige Klassifizierung vorgenommen.

Die Rangfolge der Parameter orientiert sich an den Ergebnissen für das künstliche Einzugsgebiet. Zu dem natürlichen Einzugsgebiet ergibt sich lediglich ein Unterschied in der Einordnung des Parameters „delay“, welcher in die Berechnung der Grundwasserneubildung eingeht (Gl. 1). Da der grundwasserbürtige Anteil am Gerinneabfluss in dem künstlichen Einzugsgebiet höher ist als in dem natürlichen Einzugsgebiet, wird die Bedeutung des Parameters „delay“ im künstlichen Einzugsgebiet auch höher eingestuft. Die räumliche Übertragbarkeit der Analyseergebnisse, d.h. die Übertragbarkeit der Ergebnisse von einem auf ein anderes Einzugsgebiet, in diesem Falle von dem künstlichen auf das natürliche Einzugsgebiet, ist also weitgehend gewährleistet.

Daneben besteht jedoch noch ein Problem der zeitlichen Übertragbarkeit. Es geht dabei um die Frage, ob sich die Ergebnisse der Sensitivitätsanalyse in gleicher Weise reproduzieren lassen, wenn sich die Simulation über einen anderen Zeitraum mit veränderten instationären Randbedingungen erstreckt. Dies ist nicht für alle Parameter gewährleistet, wie nachfolgend am Beispiel des Parameters „delay“ erläutert wird: Die Grundwasserneubildungsrate r_i im Zeitschritt i wird in SWAT über die Gleichung

$$r_i = (1 - e^{-1/delay}) s_i + e^{-1/delay} r_{i-1} \quad (1)$$

aus der aktuellen Sickerwassermenge s_i und der Neubildungsrate r_{i-1} des vorangegangenen Zeitschritts ermittelt. Führt man in dieser Gleichung die Grundwasserneubildungsraten konsequent bis auf die Sickerrate im ersten Zeitschritt zurück, so ist (unter der Annahme, daß $r_0 = 0$)

$$r_i = (1 - e^{-1/delay}) \sum_{k=0}^{i-1} e^{-k/delay} s_{i-k} = (1 - e^{-1/delay}) (s_i + e^{-1/delay} s_{i-1} + \dots + e^{-(i-1)/delay} s_1)$$

Für die Grundwasserneubildung ist also nicht nur die aktuelle Höhe der Versickerung, sondern darüber hinaus ihre zeitliche Dynamik im gesamten vorhergehenden Simulationszeitraum bestimmend.

Im hier vorgegebenen Zeitraum der hydrologischen Jahre 1992 bis 1995 weisen die Niederschläge einen leicht steigenden Trend auf. Als Sensitivitätsindex des Parameters „delay“ haben sich für das künstliche Einzugsgebiet Werte von 0,04 bis 0,05 ergeben. Werden die entsprechenden Berechnungen dagegen beispielsweise für die hydrologischen Jahre 1984 bis 1987 durchgeführt, in denen der Niederschlag an der Station Dillenburg einen fallenden Trend besitzt, so errechnet sich für „delay“ ein höherer Index von 0,06 bis 0,07.

Tab. 1: Sensitivität des mittleren Gerinneabflusses.

hohe Sensitivität (Betrag des Sensitivitätsindex bei 0.10 bis 0.15):

	nutzbare Feldkapazität (awc)					
	-50%	-25%	-10%	+10%	+25%	+50%
künstl. Einzugsg.	-0.15	-0.15	-0.14	-0.15	-0.16	-0.13
Einzugsg. der Aar	-0.14	-0.13	-0.09	-0.09	-0.10	-0.09

mittlere Sensitivität (Betrag des Sensitivitätsindex um 0.05):

	Zeitverzögerung der Grundwasserneubildung (delay)					
	-50%	-25%	-10%	+10%	+25%	+50%
künstl. Einzugsg.	-0.04	-0.05	-0.05	-0.05	-0.05	-0.05
Einzugsg. der Aar	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	0.00
	Grundwasserbeitrag zur Evapotranspiration (revapc)					
	-50%	-25%	-10%	+10%	+25%	+50%
künstl. Einzugsg.	-0.05	-0.05	-0.04	-0.04	-0.04	-0.04
Einzugsg. der Aar	-0.05	-0.03	-0.03	-0.04	-0.04	-0.03

geringe Sensitivität (Betrag des Sensitivitätsindex bei 0.00 bis 0.01):

	Auslaufkoeffizient (abf)					
	-50%	-25%	-10%	+10%	+25%	+50%
künstl. Einzugsg.	0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01
Einzugsg. der Aar	-0.01	-0.01	-0.01	-0.02	-0.01	-0.01
	Durchlässigkeitsbeiwert (sc)					
	-50%	-25%	-10%	+10%	+25%	+50%
künstl. Einzugsg.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Einzugsg. der Aar	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
	hydr. Leitfähigkeit des Gerinnebetts (chk)					
	-50%	-25%	-10%	+10%	+25%	+50%
künstl. Einzugsg.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Einzugsg. der Aar	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

In prinzipiell ähnlicher Weise wird in SWAT der Basisabfluss über den Auslaufkoeffizienten (Variable „abf“) auf die Grundwasserneubildungsrate zurückgeführt. Daher kann der Sensitivitätsindex auch für diesen Parameter danach variieren, über welchen Zeitraum sich die Simulation erstreckt.

5 Fazit

Bei einer Sensitivitätsanalyse wird man grundsätzliche Probleme der räumlichen und zeitlichen Übertragbarkeit nie ganz ausschließen können. Ihre Ergebnisse werden sich daher kaum uneingeschränkt auf andere Einzugsgebiete übertragen lassen, sondern eher als Orientierungswerte anzusehen sein.

Dieses Problem besteht immer, unabhängig davon, ob man die Analyse an einem einfach strukturierten künstlichen oder komplexen natürlichen Einzugsgebiet durchgeführt hat. Es scheint daher zulässig und sinnvoll, sich von Beginn an die Vorteile, welche ein einfache strukturiertes künstliches Einzugsgebiet für die Sensitivitätsberechnungen bietet, zu Nutze zu machen. Im wesentlichen geht es hier um die einfachere Handhabbarkeit des Modells: Rechenzeiten und Speicherplatzbedarf sind bei der Untersuchung des künstlichen Einzugsgebietes deutlich geringer. Während der Speicherplatzbedarf bei den heute zur Verfügung stehenden Speicherkapazitäten meist weniger von Bedeutung ist, schlagen die verkürzten Rechenzeiten bei der Vielzahl der Rechenläufe, die durchzuführen sind, durchaus zu Buche.

Schließlich bietet das künstliche Einzugsgebiet Vorteile bei der Untersuchung von Auswirkungen unterschiedlicher Landnutzungsformen. In komplexen Szenarien mit räumlich differenzierten Landnutzungsänderungen überlagern sich Effekte aus verschiedenen gestalteten Teilflächen. Möchte man in Voruntersuchungen klären, ob das Modell auf die einzelnen Nutzungsformen richtig reagiert, so ist dieser Effekt sehr hinderlich. Die Verwendung des künstlichen Einzugsgebiets bietet die Möglichkeit, ihn zu umgehen, da in diesem Falle nur eine einzige Nutzung ausgewiesen wird, die sich mit minimalem Aufwand komplett umstellen lässt.

Literatur

- Arnold, J.G., Engel, B.A., Srinivasan, R. (1993): Continuous time, grid cell watershed model. In: Application of advanced information technologies: Effective management of natural resources. 18-19 June 1993 Conference, Spokane, Washington, 267-278.
- Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S. (1994): Large-scale hydrologic modeling and assessment. In Marston, R.A., Hasfurther, V.R. (Hrsg.): Effects of human-induced changes on hydrologic systems. Annual summer symposium of the american water resources association, 3-15.
- Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S., Griggs, R.H. (1995): Watershed modeling and GIS with SWAT & GRASS. Blackland Research Center and Grassland, Soil and Water Research Laboratory, <http://www.brc.tamus.edu/swat/swatdoc.html#old>.

Integrierte Modellierung als Entscheidungshilfe zur Entwicklung von Landnutzungskonzepten

Nicola Fohrer¹, Detlev Möller² und Andrea Weber³

Zusammenfassung: Die GIS-gestützten Modelle ProLand, ELLA und SWAT werden im SFB 299 zur Entwicklung und Analyse verschiedener Landnutzungsoptionen für periphere Regionen herangezogen. Sie liefern ökonomische, ökologische und hydrologische Indikatoren an ein Bewertungsgremium. Am Beispiel des Aareinzugsgebietes wurde ein erster gemeinsamer Testlauf durchgeführt. Vergleichend wurde die IST-Situation des hydrologischen Jahres 1987 und ein von ProLand simuliertes Szenario (Grünlandprämie) betrachtet. Durch die Einführung der Grünlandprämie sinkt der Waldanteil in der Region von 41% auf 13%, während sich der Grünlandanteil um 21% erhöht. Daraus resultiert ein Anstieg der Nachfrage nach dem Faktor Arbeit und die Grundrente steigt. Durch die Abnahme von zusammenhängenden Gebieten mit offener Feldflur geht die Anzahl der Feldlerchenhabitata zurück. Der Gerinneabfluß und die Grundwasserneubildungsrate nehmen durch die Nutzungsverschiebung zu.

Abstract: In the SFB 299 the GIS-based models ProLand, ELLA and SWAT are applied to develop and analyze land use concepts for peripheral regions. They derive economical, ecological and hydrological indicators for land use evaluation. A first model testing was conducted at the Aar watershed. The actual land use during the hydrological year 1987 was compared to a scenario with a bonus for grassland developed by ProLand. Due to the implementation of this bonus the percentage of forested areas declined from 41% to 13%, whereas the area of grassland increased by 21%. Thus the demand of labor and the agricultural income augmented in this region. Due to the decline of connected suitable areas, the number of Skylark habitats has decreased. Total streamflow and groundwater discharge increased due to the change in land use.

1 Einleitung

Im Hessischen Lahn-Dill-Bergland weicht die Landwirtschaft, bedingt durch marginale landwirtschaftliche Produktionsbedingungen und alternative Einkommensmöglichkeiten, zunehmend zurück. Der SFB 299 hat sich zur Aufgabe gesetzt, für diese Region nachhaltig

¹ Institut für Landeskultur, Justus-Liebig-Universität Gießen, Senckenbergstr. 3, D-35390 Gießen.
E-mail: Nicola.Fohrer@agrar.uni-giessen.de

² Institut für landw. Betriebslehre, Justus-Liebig-Universität, Senckenbergstr. 3, D-35390 Gießen.
E-mail: Detlev.Möller@agrar.uni-giessen.de

³ Institut für Pflanzenbau & Pflanzenzüchtung II, Justus-Liebig-Universität, Ludwigstr. 27, D-35390 Gießen.
E-mail: Andrea.Weber@agrar.uni-giessen.de

tragfähige Landnutzungskonzeptionen und Bewertungsverfahren zu entwickeln. Zu diesem Zweck werden drei GIS - gestützte Modelle aus den Bereichen Ökonomie (ProLand), Ökologie (ELLA) und Hydrologie (SWAT) zur Entscheidungsunterstützung herangezogen.

2 Das GIS-gestützte integrierte Modellsystem im SFB 299

2.1 Das ökonomische Modell ProLand

ProLand ist ein auf geographischen Informationssystemen aufbauendes agrarökonomisches Simulationsmodell, mit dessen Hilfe auf regionaler Maßstabsebene kleinräumig differenzierte Prognosen über Landnutzungsoptionen bei sich verändernden natürlichen, wirtschaftlichen und politökonomischen Rahmenbedingungen gemacht werden können. Zudem werden aggregierte ökonomische Querschnittskennzahlen für die untersuchte Region ausgewiesen (Möller et al., 1998). Zielgröße des Modells ist die Grundrente, die von den standortspezifischen Ertrags- und Kostenrelationen unter Berücksichtigung von staatlichen Transferzahlungen bestimmt wird. Die Hypothese lautet, daß Landnutzer durch Auswahl eines geeigneten Landnutzungssystems die Grundrente maximieren werden, wenn bestimmte Mindestwerte für die Entlohnung von Arbeit und Kapital (gemessen als Nutzungskosten) erreicht werden. Dazu werden rasterbezogen Ertragspotentiale und Produktionskosten kalkuliert.

2.2 Das ökologische Modell ELLA

Das Modell ELLA (Weber et al., 1998) analysiert und prognostiziert den Einfluß verschiedener Landnutzungssysteme und Nutzungsmosaike auf die landschaftstypische Artenvielfalt in der Untersuchungsregion. Als Modellgrundlage dient ein zweidimensionaler Zellulärer Automat (ZA), mit dem sich durch die Berücksichtigung von Nachbarschaftsbeziehungen sehr gut räumliche Zusammenhänge darstellen lassen. Als ein Modul wurde ein ZA mit einem tierökologischen Regelwerk zur potentiellen Habitatemignung für die Brutvogelart Feldlerche (*Alauda arvensis*) entwickelt. Der Modellablauf ist in einen statischen und einen dynamischen Abschnitt untergliedert. Im ersten Abschnitt erfolgt eine Initialisierung des Zellgitters aufgrund der Habitatemignung der einzelnen Landnutzungskategorien. Dann wird die Eignung jeder Zelle aufgrund der Landnutzung in ihrer Nachbarschaft modifiziert und abschließend die durchschnittliche Habitatemignung der Umgebung der Zelle, abhängig von der Reviergröße, berechnet. Hier wird somit die Eignung eines Gebietes einbezogen. Im zweiten Abschnitt wird die Dynamik der Brutrevierverteilung simuliert und über eine Absterbe- bzw. Neubesiedlungsfunktion die Ausgangsverteilung für den nächsten Modelldurchlauf ausgewiesen.

2.3 Das hydrologische Modell SWAT

Das physikalisch basierte, analytische Kontinuumsmodell SWAT (Arnold et al., 1994; 1995) ist geeignet, den Einfluß von Landnutzungs- und Bewirtschaftungsänderungen auf die Komponenten des Wasser- und Stoffkreislaufes in mesoskaligen Einzugsgebieten sowohl in Tagesschritten als auch für langjährige Zeiträume zu simulieren. Als räumliche Eingangsinformationen werden die Landnutzung, ein digitales Höhenmodell und Bodeninformationen als Rasterkarten eingelesen und vor der Verrechnung über ein Interface (SWATGRASS; Srinivasan & Arnold, 1994) zu Teileinzugsgebieten bzw. virtuellen Teileinzugsgebieten aggregiert. Das Modell umfaßt Module zur Berechnung der Wasserhaushaltskomponenten, des Stofftransports und des Pflanzenwachstums. Zur regionalen Anpassung wurden die implementierten Datenbanken mit Klima-, Boden-, Pflanzenparametern durch lokale Datenbestände ersetzt. Bodenbearbeitungsverfahren und das Management landwirtschaftlicher Kulturen wird entsprechend der gängigen fachlichen Praxis in der Projektregion und Umfrageergebnissen bzw. nach produktionstechnischen Vorgaben durch ProLand gestaltet.

3 Die gemeinsame Modellierungsgrundlage

3.1 Die räumliche und zeitliche Diskretisierung

Für den Austausch von **räumlichen** Daten zwischen den drei Modellen ist ein 25x25 m Raster verwendet. Um Informationsverlust für die Einzelmodelle zu vermeiden, darf keinerlei fachspezifische Aggregierung wie z. B. die Bildung von Hydrotopen, Habitaten oder Zonen gleicher Landnutzung vor dem Datentausch erfolgen. Die Umrisse des zu modellierenden Gebietes müssen für alle drei Modelle von dem hydrologischen Modell vorgegeben werden, da ober- und unterirdische Wasserscheiden und der Gebietsauslaß den Bereich für Wasserhaushaltsberechnungen zwingend vorgeben und sowohl ELLA als auch ProLand flexibel auf die räumliche Ausdehnung von Testgebieten reagieren können. ELLA und ProLand führen ihre Berechnungen auf Rasterebene durch, während bei SWAT eine Unterteilung des Einzugsgebietes in Teileinzugsgebiete und innerhalb dieser in virtuelle Teileinzugsgebiete vor der Simulation erfolgt. Die Aggregierungsniveaus der Ausgabe sind bei ELLA Habitate bzw. Aktionsradien, bei ProLand Zonen gleicher Landnutzung und bei SWAT die oben genannten Aggregierungsebenen.

Der Betrachtungszeitraum kann sich sowohl bei ELLA als auch bei SWAT über mehrere Jahre bis Jahrzehnte erstrecken. ProLand betrachtet die Zeitspannen von Fruchfolgen. Das hydrologische Modell basiert auf Tagesschritten oder höher aggregierten Zeitschritten und berücksichtigt daher die jahreszeitliche Dynamik der Prozesse. Das ökonomische Modell ist dagegen komparativ statisch. Der zelluläre Automat ELLA ist im Adjustierungsschritt statisch, simuliert dann aber dynamisch die Verteilung der betrachteten Art je Zeitschritt.

3.2 Ableitung gemeinsamer Eingabedaten

Die geforderte Eingabeinformationsdichte nimmt vom hydrologischen, über das ökonomische hin zum ökologischen Modell ab. ELLA ist je nach betrachteter Art stark flexibel in Bezug auf die Eingangsdaten. Das Modell SWAT benötigt sowohl die umfangreichste Datenmenge als auch die höchste zeitliche Auflösung der Daten. Die von ProLand derzeit benötigten Eingangsdaten können aus den SWAT-Eingabedaten abgeleitet werden. Temperatur- und Niederschlagssummen während der Vegetationsperiode können aus der regionalen Klimadatenbank von SWAT berechnet werden. Aus der detaillierten Bodenkarte und der daran gekoppelten Bodendatenbank können mittels GIS sowohl die mittlere Feldkapazität als auch eine Bodenartenkarte für die ProLand-Simulationen generiert werden. Als Teilinformation aus dem in die SWAT-Modellierung eingehenden DHM, benötigt ProLand eine Karte der Hangneigung. Eine Karte der Landnutzung geht in ELLA und SWAT als Eingabeinformation ein, während ProLand diese als Simulationsergebnis liefert. Dem Datenaustausch muß ggf. eine Recodierung vorangehen. Metainformationen (z.B. Bewirtschaftungscharakteristika) stellen sicher, daß alle Modelle von gleichen Voraussetzungen ausgehen.

3.3 Das Testgebiet der Aar

Ein Probelauf aller drei Modelle wurde für das Einzugsgebiet der Aar ($59,8 \text{ km}^2$) im südöstlichen Lahn-Dill-Bergland durchgeführt. Als Ausgangssituation wurde eine Landsat TM 5 Satellitenszene aus dem Jahr 1987 (Abb. 1) verrechnet und die Güte der Modelle ELLA und SWAT für die Modellierung des Aareinzugsgebietes bestimmt. Für die hydrologische Modellierung wurden dabei Meßdaten des Wasserwirtschaftsamtes für den Pegel Bischoffen herangezogen. Der Güteindex nach Nash & Sutcliff (1970) betrug 0,65. Für ELLA wurden Habitatkartierungen der Feldlerche verwendet und die Übereinstimmung von beobachteten zu prognostizierten Habitatausdehnungen verglichen.

Abb. 1 zeigt neben der Landnutzung aus der Satellitenbildauswertung von 1987 eine von ProLand generierte Landnutzung, wie sie sich als Folge der Einführung einer Grünlandprämie in Höhe von 300 DM/ha ergeben könnte. Die Gesamtfläche des Einzugsgebietes wird dabei als variabel angesehen. Die Prämie wird ohne Rücksicht auf die vorherige Nutzung ausgezahlt und Anpassungskosten werden nicht berücksichtigt. Bei relativ stabilem Ackerflächenanteil auf den dafür gut geeigneten Standorten stellt bei einer solchen Prämie der Wald nur noch in 16% der Fläche die vorzüglichste Nutzung dar, der Grünlandanteil steigt auf fast 50%.

4 Die Auswirkung zweier Landnutzungsoptionen im Testeinzungsgebiet der Aar

4.1 Die Auswirkung der Landnutzungsänderung aus ökonomischer Sicht

Neben der in Abb. 1 dargestellten Prognose der räumlichen Verteilung der Landnutzung errechnet ProLand eine Reihe von ökonomisch bedeutsamen, für die Untersuchungsregion charakteristischen Querschnittskennzahlen (Tab. 1). Da Wald relativ weniger Arbeitseinsatz erfordert als Grünland, steigt die Nachfrage nach Arbeit um 7000 Stunden in der Region an, was etwa drei landwirtschaftlichen Familien-Vollerwerbskräften entsprechen würde. Die Grundrente steigt um 220.000 DM (incl. Prämien) an. Die Belastung der öffentlichen Hand in Form gezahlter Prämien steigt um ca. 120 DM / ha an.

4.2 Die Auswirkung der Landnutzungsänderung aus ökologischer Sicht

Um den Einfluß der Landnutzungsänderungen auf die Bruthabitatverteilung der Feldlerche darzustellen, wurden je 1000 Simulationsläufe durchgeführt und ermittelt, wie häufig einzelne Rasterzellen Teil eines Brutrevieres waren. Alle Zellen, die in mehr als 5% der Fälle ausgewählt wurden, werden als potentiell geeignetes Bruthabitat ausgewiesen.

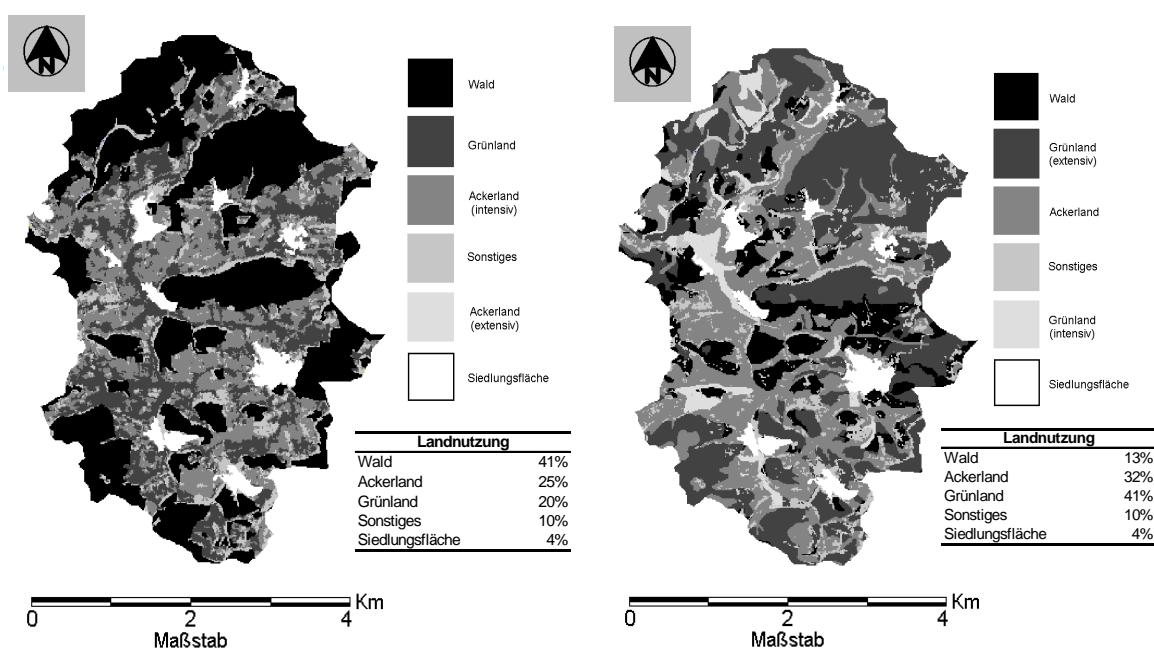


Abb. 1: Landnutzung aus einer Satellitenaufnahme und Computerprognose für das Einzugsgebiet der Aar.

Tabelle 1: Ökonomische Querschnittskennzahlen

Kennzahl	Einheit	IST-Situation 1987	Simulationsergebnis Grünlandprämie
Akh-Bedarf gesamt	[1000 h]	70	77
\varnothing Akh-Bedarf / ha	[h]	14	15
Grundrente gesamt	[1000 DM]	2519	2743
\varnothing Grundrente / ha	[DM/ha]	492	537
\varnothing Tier- u. Flächenprämien	[DM/ha]	287	405
Nutzungskosten der Arbeit	[DM/ha]	20	20

Abb. 2a zeigt die Verteilung potentieller Bruthabitatgebiete bei der aktuellen Landnutzung im Einzugsgebiet der Aar. Auffallend sind hier die großen zusammenhängenden Gebiete und die deutliche Wirkung der Modellregeln, nach denen die Feldlerche bestimmte Abstände zu Vertikalstrukturen (z.B. Waldränder), Straßen und Siedlungen einhält. Für die Feldlerche, als eine Leitart der offenen Feldflur, würden in diesem Nutzungsmuster sehr gute Brutbedingungen herrschen. Nach Einführung einer Grünlandprämie ständen der Feldlerche insgesamt deutlich weniger geeignete Bruthabitate zur Verfügung. Hier kommt die, im Vergleich zu Ackerflächen, geringe Eignung von Brachen und Grünland und der negative Einfluß der Vertikalstrukturen zum Ausdruck, der durch die stärkere Fragmentierung des Waldes in diesem Szenario erhöht wird.

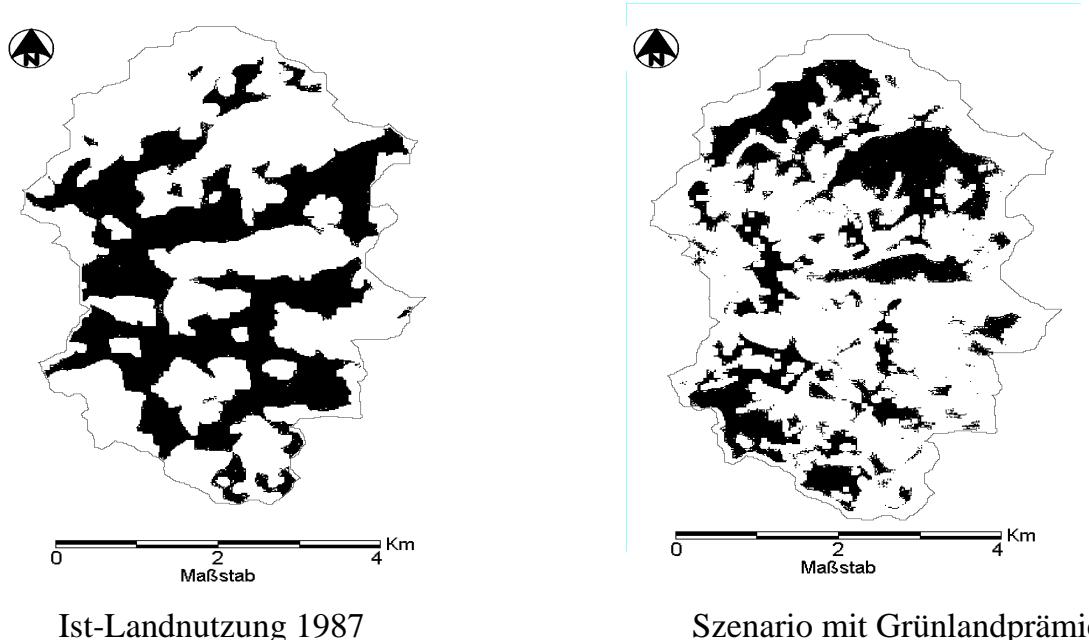


Abb. 2: Habitatverteilung der Feldlerche 1987 und mit Grünlandprämie

4.3 Die Auswirkung der Landnutzungsänderung aus hydrologischer Sicht

Mit Hilfe des hydrologischen Modells SWAT wurde die Auswirkung der Landnutzungsänderung auf unterschiedliche Komponenten des Wasserhaushaltes analysiert (Tab. 2).

Tabelle 2: Hydrologische Kennwerte aus dem Modell SWAT

Parameter	Zeitraum	Einheit	Ist-Situation 1987	Simulationsergebnis Grünlandprämie
Niederschlag	Winterhalbj.	mm	350	350
	Sommerhalbj.	mm	432	432
Gerinne- Abfluß	Winterhalbj.	mm	236	242
	Sommerhalbj.	mm	62	80
Grundwasser- neubildung	Winterhalbj.	mm	253	264
	Sommerhalbj.	mm	53	56
Aktuelle Verdunstung	Winterhalbj.	mm	73	67
	Sommerhalbj.	mm	370	333
Oberflächenab- fluß	Winterhalbj.	mm	76	81
	Sommerhalbj.	mm	23	30

Winter=Nov.-April, Sommer =Mai - Okt.

Durch die Zunahme der Grünland- und Ackerflächen steigen Gerinneabfluß und Grundwasserneubildungsrate sowohl im hydrologischen Sommer- als auch im Winterhalbjahr erwartungsgemäß an, während die aktuelle Verdunstung besonders in den Sommermonaten durch die Entwaldung zurückgeht. Bedingt durch den starken Rückgang von Interzeptions- und Streuverdunstung, versickert mehr Niederschlagswasser und führt so zu einer erhöhten Grundwasserneubildung. Durch die Ausweitung von unbedecktem Boden, vor allem im Winterhalbjahr, wird vermehrt Oberflächenabfluß gebildet.

5 Entwicklungsperspektiven des integrierten Modellsystems

Für das Modell ProLand ist eine Dynamisierung vorgesehen. Kosten für Nutzungsänderungen sollen mit einbezogen werden. Bei dem zellulären Automaten ELLA soll zusätzliche, vorhandene Standortinformation (Höhenlage, Klima) mit einbezogen und das betrachtete Artenspektrum erweitert werden. Aus den hydrologischen Modellierungsresultaten resultiert für SWAT eine notwendige Verbesserung des Pflanzenwachstumsmoduls, zur besseren Abbildung der aktuellen Verdunstung. Zur weiteren Verknüpfung der Modelle ist eine Schnittstellenautomatisierung für Karten- und Meta-information für spätere Projektphasen vorgesehen.

Literatur

- Arnold, J.G., Srinivasan, R., and Muttiah, R.S. (1994): Large scale hydrologic modeling and assessment. Proc. Annual Summer Symp. American Water Resources Association: 3-15.
- Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R., and Griggs, R.H., 1995: Watershed Modeling and GIS with SWAT and GRASS. Manual
- Möller, D., Weinmann, B., Kirschner, M. und F. Kuhlmann (1998): GIS – basierte Simulation regionaler Landnutzungsprogramme. In: Schriften der GeWiSoLa e.V., Band 35, im Druck.
- Nash, J.E., and Sutcliffe, J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. Part I: A discussion of principles. *J. Hydrology*, 10: 282-290.
- Srinivasan, R. and J.G. Arnold (1994): Integration of a basin-scale water quality model with GIS. *Water Resources Bul.* 30(3): 441-542.
- Weber, A., M. Hoffmann, V. Wolters & W. Köhler (1998): Ein Habitateignungsmodell für die Feldlerche (*Alauda arvensis*) basierend auf einem zellulären Automaten. Verh. Ges. Ökol., im Druck.

Modellierung großräumiger Grundwassergefährdung und flächendeckendes Grundwassermanagement im Landkreis Osnabrück

Stefan Fuest, Jürgen Berlekamp und Michael Matthies

Zusammenfassung: Flächenhaft regionalisierte mittlere Nitratgehalte aus dem Langzeitmonitoring von über 7500 privaten Trinkwassserbrunnen im Landkreis Osnabrück wurden mit berechneten Werten der potentiellen Nitratauswaschung verglichen. Trotz der sehr verschiedenen räumlichen Auflösungen der Eingangsdaten wurde auf regionaler Ebene eine großflächige Übereinstimmung beider Herangehensweisen festgestellt.

Abstract: Regionalized mean nitrate contents of the long-term monitoring of 7500 private drinking water wells were compared with the calculated leaching potential of nitrate in the district of Osnabrück. Although the used data had different spatial resolutions the results of both approaches show wide accordance.

1 Einleitung

Abweichend von der bisher üblichen Praxis eines nutzungsorientierten Grundwasserschutzes wird heute ein nachhaltiger, flächendeckender Grundwasserschutz gefordert (SRU, 1998). Grundlage der flächenhaften Grundwasserqualitätsüberwachung bilden die Grundwassermeßnetze der Länder. Aufgrund der geringen Meßstellendichte (in Niedersachsen deckt eine Meßstelle im Mittel ca. 91 km² ab) können hieraus jedoch kaum flächendeckende Aussagen abgeleitet werden. Daher werden oft Rechenmodelle zur Abschätzung der Nitratbelastung des oberen Grundwasserleiters eingesetzt (z.B. Wendland et al. 1993), deren Aussage Genauigkeit wegen der geringen Meßdichte nicht ermittelt werden kann. Zusätzliche Daten zur Grundwasserqualität können aus der amtlichen Überwachung von privaten Trinkwasserbrunnen gewonnen werden. In ländlichen Regionen wie dem Landkreis Osnabrück liegt die Flächendichte bei 3-4 Trinkwasserbrunnen pro km².

2 Grundwassermanagement

Seit Inkrafttreten der Trinkwasserverordnung (1986) unterliegen private Trinkwasserbrunnen der amtlichen Überwachung durch die Gesundheitsämter, vor allem hinsichtlich Nitrat und hygienischer Parameter. In ländlichen Gegenden wie dem Landkreis Osnabrück kann der Anteil der Wasserversorgung aus privaten Trinkwasserbrunnen 10% der Haushalte betragen. Im Landkreis Osnabrück werden derzeit ca. 7500 Brunnen kontrolliert, so daß hier eine Brunnendichte von ca. 3-4 Brunnen/km² vorliegt. Im Zeitraum von 1980 bis 1997 sind die Brunnen jeweils ca. 2 bis 5 Mal beprobt worden. Zum Parameter Nitrat liegen ungefähr 35000 Meßdaten vor. Die Brunnen sind meistens in geringen Tiefen verfiltert. Sie stellen daher Grundwassermeßstellen im oberen Grundwasserleiter dar und können für die Ermittlung der flächenhaften Nitratgehalte herangezogen werden. Hierzu wird mittels räumlicher Interpolation (Inverse Distanzen Methode; ESRI, 1991) eine regionalisierte Darstellung der langjährigen, zeitinvarianten Nitratgehalte gewonnen (Abb. 1a).

Im nördlichen Untersuchungsgebiet des Landkreises finden sich großflächig verbreitet Gebiete mit Nitratgehalten über dem Grenzwert von 50 mg/l. Dort existieren nur wenige Areale, die geringe Nitratgehalte aufweisen. Das im südlichen Landkreis Osnabrück gelegene Osnabrücker Bergland ist dagegen weitgehend gering belastet (< 25 mg/l). Hier finden sich nur wenige Brunnen, die sehr hoch belastet sind.

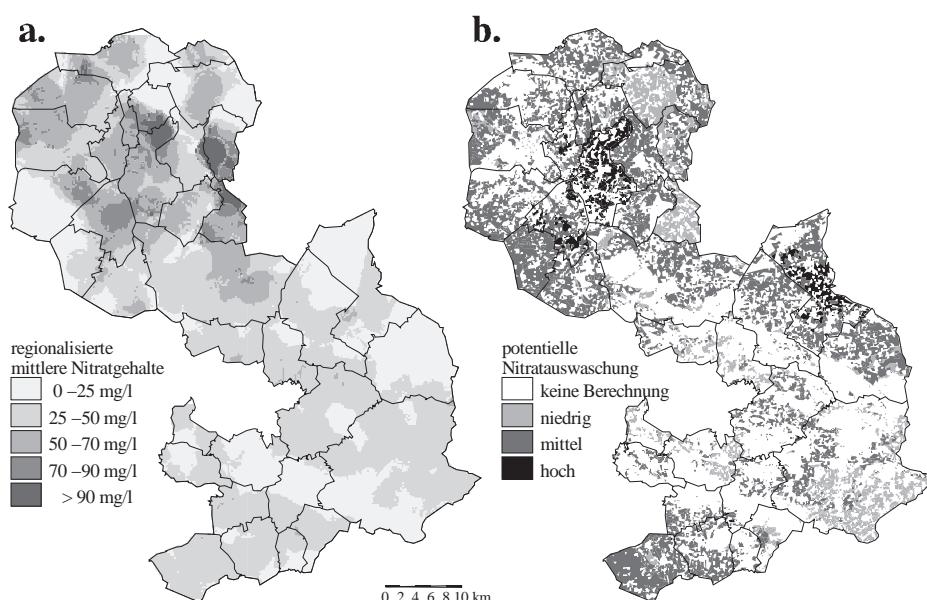


Abb. 1: a. regionalisierte mittlere Nitratgehalte b. potentielle Nitratauswaschung

3 Grundwassergefährdung

Die Ableitung der Grundwassergefährdung wird mit dem DRASTIC-Ansatz von Aller et al. (1987) und Engel et al. (1996) und einer modifizierten Stickstoffbilanzierung nach Becker (1996) und Berding (1997) durchgeführt. Dabei führt die Anwendung des DRASTIC-Modells zu einem Kennwert für die Grundwasserempfindlichkeit, welcher zusammen mit den Werten des Stickstoffüberschusses ein Maß für die Gefährdung des Grundwasser ergibt.

Die für DRASTIC nötigen Eingangsparameter (Spalte 2 in Tab. 1) werden wie folgt gewonnen: Das langjährige Mittel der Grundwasserneubildung (1980 bis 1996) wird mit den ATKIS¹-Daten (Acker-, Wald- und Grünlandflächen), den Niederschlägen der Vegetationsperiode und des Winterhalbjahres sowie der Evapotranspiration nach Haude anhand von Regressionskurven (Müller et al. 1997) bestimmt. Der Grundwasserflurabstand wird aus den Grundwasserständen des Niedersächsisches Bodeninformationssystem (NIBIS) und den Tiefen der privaten Trinkwasserbrunnen ermittelt. Die Hangneigungen werden mit ARC/INFO direkt aus dem Geländemodell ermittelt. Weiterhin werden mit der digitalen Bodenkarte horizontbezogene Informationen hinsichtlich der Bodenart und anderer Parametern genutzt, aus denen mit der NIBIS-Methodenbank (Müller et al. 1997) die gesättigte hydraulische Leitfähigkeit gewonnen wird. Diese fünf thematischen Ebenen werden entsprechend ihres Wertebereiches in 10 äquidistante Klassen aufgeteilt (Tab. 2), mit einem themenspezifischen Faktor gewichtet (Aller et al. 1987) und durch Addition zu einem Index der potentiellen Grundwasserempfindlichkeit verarbeitet.

Tabelle 1: Datenqualität

Datentyp	Parameter	Zeitliche Auflösung	Räumliche Auflösung
Meteorologische Daten	Niederschlag, Temperatur, rel. Feuchte	Täglich	20 Stellen / 2010 km ²
Daten der amtlichen Statistik	Viehzählung, Agrarstatistik	2 Jahre	34 Gemeinden
ATKIS-Landnutzung	Acker, Wald Grünland	1992	1:25000
Geländedaten (ATKIS-DGM50)	Höhe (m ü. NN)		50 m
Bodendaten (NIBIS)	Bodenart, Lagerungsichte, Humusgehalt etc.	Jahre	1:25000

¹ Amtliches Topographisch-Kartographisches Informationssystem

Tabelle 2: Klassifikation

	Faktor	Klasse	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Grundwasserneubildung [mm]	4	< 200	200-300	300-325	325-350	350-375	375-400	400-425	425-450	450-500	> 500	
Grundwasserflurabstand [m]	5	> 50	30-50	25-30	20-25	15-20	10-15	6-10	4-6	2-4	0-2	
Hangneigung [%]	1	> 18	16-18	14-16	12-14	10-12	8-10	6-8	4-6	2-4	0-2	
Bodenart	2	Ton		Lehm. Ton		Lehm		Sand. Lehm		Sand		
Gesättigte Leitfähigkeit [cm/d]	3	0-10	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70	70-80	80-90	> 90	
Empfindlichkeit	Σ	gering									hoch	
Stickstoffüberschuß [kg/ha]	8	< 70	70-90	90-110	110-130	130-150	150-170	170-190	190-210	210-230	> 230	
Potentielle Nitratauswaschung	Σ	gering									hoch	

Die Stickstoffbilanz wird nach Berding (1997), beruhend auf Becker (1996), erstellt. Mit den Daten der amtlichen Viehzählung und der Agrarstatistik wird die Differenz aus dem Stickstoffaufkommen (organischer Stickstoff aus der Viehhaltung, Mineraldünger sowie der Eintrag aus der Atmosphäre) und dem Stickstoffentzug (Volatilisation, Bindung durch Pflanzen) errechnet. Für die weitere Betrachtung wird der mittlere Stickstoffüberschuß aus den Jahren 1980 bis 1996 gebildet. Durch Klassifikation, Wichtung und Addition zu einem Empfindlichkeitsindex wird dann der Index potentieller Nitratauswaschung gewonnen (Abb. 1b).

Die eingehenden Parameter sind regional sehr unterschiedlich, was sich durch die Differenzierung des Untersuchungsgebietes in das nördliche Flachland mit vorwiegend sandigen Böden und das im Süden gelegene Osnabrücker Bergland mit vorherrschenden lehmigen und tonigen Böden erklären lässt. Im Norden ist die Grundwasserneubildung und der Grundwasserflurabstand jeweils gering, während im südlichen Bergland jeweils hohe Werte festzustellen sind. Der Stickstoffüberschuß ist im gesamten Landkreis Osnabrück mit durchschnittlich 140 kg/ha sehr hoch; in einigen nördlichen Gemeinden sind vereinzelt in den letzten Jahren sogar Werte von bis zu 250 kg/ha aufgetreten.

Der Index potentieller Nitratauswaschung (Abb. 1b) zeigt ein geringeres Kontaminationsrisiko in den hügeligen Regionen, während besonders in der nördlichen zentralen Region die höchste potentielle Grundwassergefährdung besteht. Die Berechnung erfolgte für die Acker- und Grünflächen, andere Landnutzungen wurden nicht betrachtet.

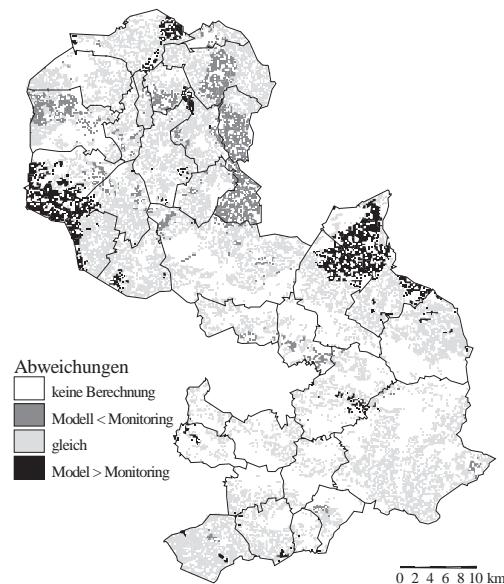


Abb. 2: Differenz zwischen dem Monitoringergebnis und der modellierten potentiellen Nitratauswaschung

4 Vergleich

Die Differenz zwischen regionalisierten mittleren Nitratgehalten (Abb. 1a) und der mit DRASTIC modellierten potentiellen Nitratauswaschung (Abb. 1b) wird in jeweils 10 äquidistante Klassen unterteilt. Das Vergleichsergebnis (Abb. 2) weist dann lediglich diejenigen Standorte als verschieden aus, für die die Eingangsdaten mehr als eine Klasse voneinander abweichen.

Generell zeigt sich eine weitgehende Übereinstimmung zwischen den Modellergebnissen und den Monitoringdaten. In zwei Regionen ist das interpolierte Monitoring höher als das Modellergebnis. Das Gebiet im Nordwesten zeigt sehr hohe Werte potentieller Nitratauswaschung, die sich im Monitoring nicht wiederfinden. Dies läßt sich dadurch begründen, daß das Monitoring hier großflächig auf sehr tiefen Trinkwasserbrunnen basiert und diese möglicherweise nicht die Situation des oberen Grundwasserleiters widerspiegeln. In der östlichen Region ist die Dichte der privaten Trinkwasserbrunnen sehr gering, so daß die darauf basierende Flächeninterpolation wenig aussagekräftig ist. Im Nordosten zeigt das Modell im Vergleich zum Monitoring niedrige Kontaminationsrisiken. Dieses Phänomen ist nicht eindeutig zu erklären. Der direkt angrenzende Landkreis Vechta weist das bundesweit höchste Aufkommen organischen Stickstoffs aus der Viehhaltung auf (Wendland et al. 1993). Da das Stickstoffbilanzmodell die Überschüsse lediglich innerhalb der Gemeindegrenzen berechnet, könnte ein im Modell nicht berücksichtigter Gülleimport auf ggf. angemietete Flächen eine mögliche Ursache hierfür sein.

5 Schlußfolgerungen

Regionales Monitoring sowie regionale Gefährdungsmodellierung können einen großen Beitrag zur Bestimmung der flächendeckenden Grundwasserqualität leisten. Ein wechselseitiges Zusammenwirken zwischen der Gefährdungsmodellierung und dem Monitoring verbessert sowohl die eingesetzten Verfahren selbst als auch die Kenntnis der räumlichen und zeitlichen Ausprägung der Grundwasserqualität, die für einen flächendeckenden, vorsorgenden Trinkwasserschutz notwendig ist.

Literatur

- Aller, L., T. Bennett, J. H. Lehr, R. J. Petty, and G. Hackett (1987): DRASTIC: A Standardized System For Evaluating Groundwater Pollution Potential Using Hydrogeologic Settings. U.S. Environmental Protection Agency,
- Becker, R. (1996): Regional differenzierte Bewertung von Maßnahmen zur Minderung von Stickstoffüberschüssen mittels Stickstoff-Bilanzen, Boden und Landschaft - Schriftenreihe zur Bodenkunde, Landeskultur und Landschaftsökologie, Band 22, Justus-Liebig-Universität Gießen
- Berding, V. (1997): Private Hausbrunnen - Vergleichende Bewertung von Maßnahmen zur Verbesserung der Trinkwasserqualität, Beiträge des Instituts für Umweltsystemforschung der Universität Osnabrück Nr. 6
- Engel, B., Navulur, K., Cooper, B., Hahn, L. (1996): Estimating groundwater vulnerability to nonpoint source pollution from nitrates and pesticides on a regional scale In: International Association of Hydrological Sciences: Publication, 235, S. 521-526
- Environmental Systems Research Institute Inc. (ESRI) (1991): Cell-based Modeling with GRID, Analysis, display, and management, ESRI Inc., Redlands
- Müller, U., (1997): Auswertungsmethoden im Bodenschutz. Dokumentation zur Methodenbank des Niedersächsischen Bodeninformationssystems (NIBIS), Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 6. erweiterte und ergänzte Auflage, S. 1.8
- Der Rat von Sachverständigen für Umweltfragen (SRU) (1998), Flächendeckend wirksamer Grundwasserschutz. Ein Schritt zur dauerhaft umweltgerechten Entwicklung. Sondergutachten, Stuttgart, Metzler-Poeschel
- Wendland, F., Albert, H., Bach, M., Schmidt, R. (1993): Atlas zum Nitratstrom in der Bundesrepublik Deutschland, Berlin, Springer Verlag, S. 75

Erfahrungen mit der makroskaligen hydrologischen Modellierung des Mackenzie-Einzugsgebietes

Uwe Haberlandt¹ und Geoff Kite²

Zusammenfassung: Zur realistischen Abschätzung von Folgen möglicher Klimaänderungen auf Land- und Wasserressourcen ist eine globale Betrachtung des hydrologischen Kreislaufes unter Berücksichtigung von Komponenten für Atmosphäre, Ozean, Eis, Landphase und Vegetation erforderlich. Das Fernziel der hier beschriebenen Forschungen ist die Entwicklung eines geeigneten makroskaligen hydrologischen Modells, welches vollständig in ein solches globales System integriert werden kann. Als Teil dieses Fernziels wurden in den letzten zwei Jahren Arbeiten zur makroskaligen hydrologischen Modellierung des 1.8 Mio km² großen Mackenzie-Einzugsgebietes im Nordwesten von Kanada durchgeführt. Schwerpunkte dabei waren Untersuchungen zur generellen Modellierbarkeit des Gebietes mit konzeptionellen Methoden, die Evaluierung hydrometeorologischer Daten aus atmosphärischen Modellen und die optimale Interpolation und Assimilation des Niederschlages für hydrologische Berechnungen in schlecht beobachteten Gebieten.

Abstract: In order to answer questions concerning the effects of possible climate change on land and water resources we need to consider the global hydrological cycle including atmosphere, ocean, ice, land phase and vegetation. The long-term goal of this research is to develop a macroscale hydrological model suitable for incorporating in such a global system. As part of this long-term goal, work over the last two years has dealt with macroscale hydrological modelling of the 1.8 Mio km² Mackenzie River Basin in North-western Canada. Recent priorities of this research have been investigations towards the general applicability of conceptual hydrological methods, evaluations of atmospheric models as well as optimal interpolation and assimilation of precipitation for macroscale hydrological applications in scarcely observed regions.

1 Einleitung

Der vorliegende Artikel gibt einen Überblick über die im Rahmen eines zweijährigen DFG-Forschungsvorhabens erzielten Ergebnisse bei der hydrologischen Modellierung des Mackenzie-Einzugsgebietes. Die Arbeiten beschäftigen sich neben der primären hydrologischen Modellierung schwerpunktmäßig mit der Evaluierung atmosphärischer Modelle und mit der optimalen Niederschlagsschätzung für große schlecht beobachtete Einzugsgebiete. Es werden moderne geostatistische Verfahren zur räumlichen Interpolation und Daten-

¹ Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, PF 601203, 14412 Potsdam

² International Irrigation Management Institute, 35660 Menemen, Izmir, Turkey

assimilation getestet und Untersuchungsergebnisse zur horizontalen Skalierung des Einzugsgebietes vorgestellt. Für die hydrologischen Simulationen wurde das am „National Hydrology Research Institute“ (NHRI) in Kanada entwickelten Modell SLURP verwendet. Die Modellierungen wurden für das im Nordwesten Kanadas gelegene, 1.8 Mio km² große, Mackenzie-Einzugsgebiet durchgeführt.

2 Primäre hydrologische Modellierung

Das hier verwendete Modell SLURP (Kite, 1998) ist ein auf Tageszeitschrittbasis arbeitendes semi-verteiltes konzeptionelles Modell. Es benötigt als hydrometeorologischen Input Zeitreihen des Niederschlages, der Temperatur, der Luftfeuchte und der Sonnenschein-dauer. Das betrachtete Einzugsgebiet wird in Teilgebiete (sogenannte „Aggregated Simulation Areas“, ASAs, siehe Kite (1998)) und Hydotope untergliedert. Letztere bilden die Basis für die anhand von vier Speichern (Schnee, Interzeption, Boden, Grundwasser) realisierte Beschreibung der vertikalen Prozesse. Die Modellierung der lateralen Prozesse folgt der Teilgebiets- und Flußnetzstruktur, wobei das Routing innerhalb der Teilgebiete Topographie-basiert und zwischen den Teilgebieten anhand nicht-linearer Speicher erfolgt.

Das Mackenzie-Einzugsgebiet entwässert eine Fläche von 1.8 Mio km² in den Arktischen Ozean. Neben der Größe des Gebietes bestehen Besonderheiten vor allem im Vorhandensein ausgedehnter Permafrostregionen, dem Anschluß mehrerer großer Seen (70000 km²) an das Flußnetz und der Eisbildung in den Flüssen und Seen. Ein spezielles Problem ist die mangelhafte Dichte des meteorologischen Meßnetzes (1 Niederschlagsstation/ 22000 km²).

Das Modell SLURP wurde mit Klimadaten aus dem Standardmeßnetz für die Periode von 1986-90 angewandt, wobei die ersten zwei Jahre zur Kalibrierung verwendet wurden. Die primären Ergebnisse zeigen eine befriedigende Simulation der täglichen Abflüsse (Auslaßpegel) und des Wasserhaushaltes für das Gesamtgebiet (siehe Abb. 1). Probleme gab es jedoch bei der Simulation für viele kleinere Teilgebiete (siehe Abb. 2).

3 Daten von atmosphärischen Modellen

Neben den Klimadaten aus dem Standardmeßnetz (OBS) werden verschiedene Datensätze von atmosphärischen Modellen für die hydrologische Modellierung herangezogen. Ziel ist zunächst die Evaluierung der atmosphärischen Modelle für makroskalige hydrologische Anwendungen. Die Tabelle 1 listet die in diesem und im folgenden Kapitel diskutierten Datensätze auf. Eine nähere Beschreibung kann Haberlandt (1998) entnommen werden.

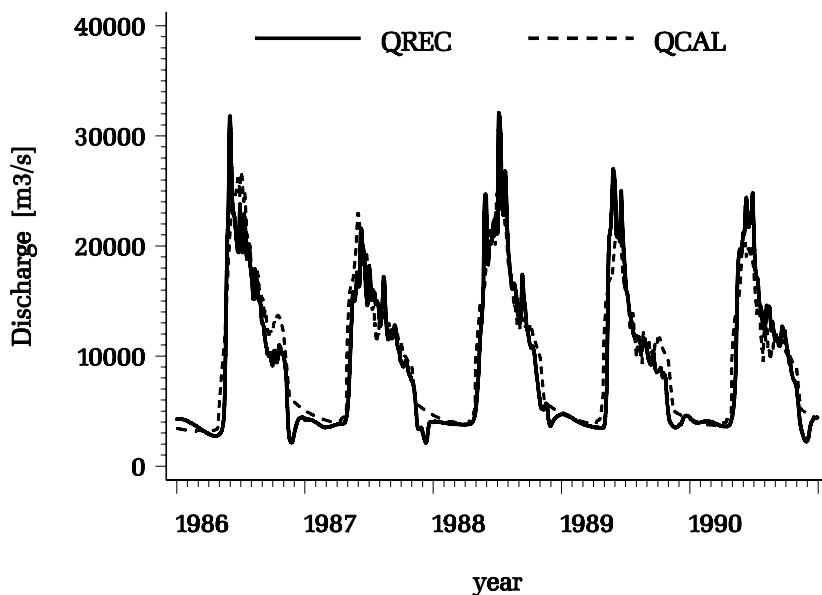


Abb. 1: Vergleich zwischen beobachteten (QREC) und simulierten (QCAL) Abflüssen für den Pegel „mack_arr“ (letzter Pegel im Gebiet, 1.7 Mio km^2).

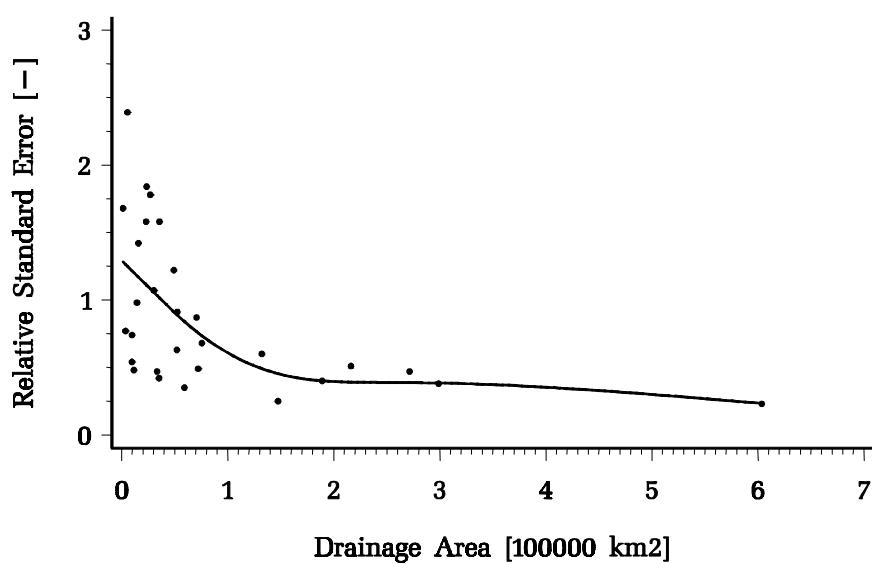


Abb. 2: Vergleich der relativen Standardfehler aus der Simulation mit SLURP (1987-88) für 27 Pegel im Mackenzie-Einzugsgebiet.

Tab. 1: Klimadatensätze von atmosphärischen Modellen

Modell/ Daten	Abkürzung	Räuml. Aufl. *1	verwendete Variablen	Zeitperiode
Canadian Climate Centre GCM	GCM	~ 400 km	P, T _a , Hu, R	10 Jahre
NCAR/NCEP Reanalysis Data	NCAR	~ 200 km	P, T _a , Hu, R	1986-90
ISLSCP Assimilation Data	ISLSCP	~ 100 km		1987-88
RFE NWP-Model Data	RFE	50/35 km	P	10/94 - 9/96
			P, T _a , Hu	

P – Niederschl., T_a – Lufttemp., Hu - Luftfeuchte, R – Strahlung, *1 – in N-S Richtung

Das Modell SLURP wurde ohne weitere Kalibrierung mit den kompletten Daten der atmosphärischen Modelle (GCM, NCAR, RFE) für die jeweils verfügbaren Zeiträume angewandt (vgl. Tab. 1). Die Abb. 3 zeigt einen daraus resultierenden Vergleich der beobachteten und simulierten mittleren monatlichen Abflüsse für den Gebietsauslaß. Während die Verwendung der grobskaligen atmosphärischen Modelle zu einer deutlichen Überschätzung der Abflüsse führt, zeigt die Simulation mit den RFE-Daten eine gute Übereinstimmung mit den Messungen. Für eine ausführliche Diskussion der Ergebnisse wird auf Kite & Haberlandt (1998) verwiesen.

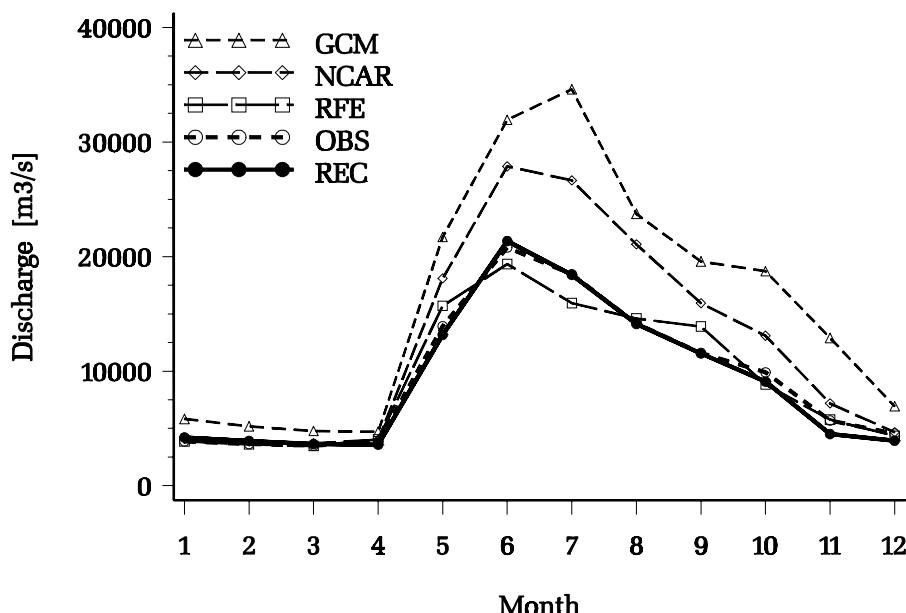


Abb. 3: Mittlere Monatliche Abflüsse für den Pegel „mack_arr“, gemessen (REC) und simuliert mit SLURP unter Verwendung von Klimadaten von drei atmosphärischen Modellen (GCM, NCAR, RFE; Abk. siehe Tab. 1) und Bodenbeobachtungen (OBS).

4 Niederschlagsinterpolation und -assimilation

Herausragende Bedeutung für die hydrologische Modellierung hat der Niederschlag. Es wurden Möglichkeiten der Verbesserung der räumlichen Niederschlagsschätzung durch Anwendung geostatistischer Interpolationsverfahren, die teils eine Kombination von Niederschlagsinformationen aus verschiedenen Quellen zulassen, untersucht. Die Tabelle 2 zeigt einen Vergleich verschiedener Interpolationsverfahren anhand einer internen Kreuzvalidierung.

Aus dem Vergleich der Fehlermaße ist ersichtlich, daß das OK den konventionellen Methoden NN und InvD überlegen ist. Die Kreuzvalidierung zeigt jedoch weiter, daß mit Ausnahme einer marginalen Fehlerveringerung beim CEDK keine Verbesserungen durch Anwendung des EDK gegenüber dem OK mit den hier verfügbaren Zusatzinformationen erreicht werden konnte. Die absoluten Werte von Standardfehler und Bestimmtheitsmaß weisen auf die generell unzureichende räumliche Repräsentanz der Niederschlagsdaten im Mackenzie-Einzugsgebiet hin.

Für eine mehr zielorientierte Validierung des Niederschlages wurden jetzt unter Verwendung von SLURP Abflußsimulationen mit den verschiedenen Niederschlagsdaten durchgeführt. Die Abbildung 4 zeigt eine Gegenüberstellung der Simulationsfehler für die „beste“ und „schlechteste“ Methode. Es wird deutlich, daß signifikante Verbesserungen in der Abflußsimulation nur für kleinere Teilgebiete möglich sind. Bemerkenswert ist die Tatsache, daß nach der Validierung über die Abflußsimulation EDK(NCAR) bessere Ergebnisse liefert als OK, welches zunächst nach der internen Kreuzvalidierung (vgl. Tab. 2) ersterem überlegen war. Für eine weiterführende Diskussion wird auf Haberlandt & Kite (1998) verwiesen.

Tab. 2: Kreuzvalidierungen für die Niederschlagsinterpolation (1987-88)

Niederschlagsdaten	Methode	Bias [mm]	Standardfehler [mm]	Bestimmtheitsmaß [--]
OBS	Thiessen (NN)	0.00	2.88	-0.32
OBS	Inverse Distanz (InvD)	0.00	2.47	0.04
OBS	Ordinary Kriging (OK)	0.00	2.38	0.13
OBS+NCAR	External Drift Kriging (EDK)	0.01	2.44	0.05
OBS+ISLSCP	External Drift Kriging (EDK)	0.02	2.44	0.04
OBS+NCAR	Conditional EDK (CEDK) ¹	0.00	2.37	0.14

¹ Anwendung EDK nur, wenn Korrelation zwischen beobachtetem Niederschlag und NCAR-Niederschlag größer als 0.5 ist (11% aller Tage), sonst OK

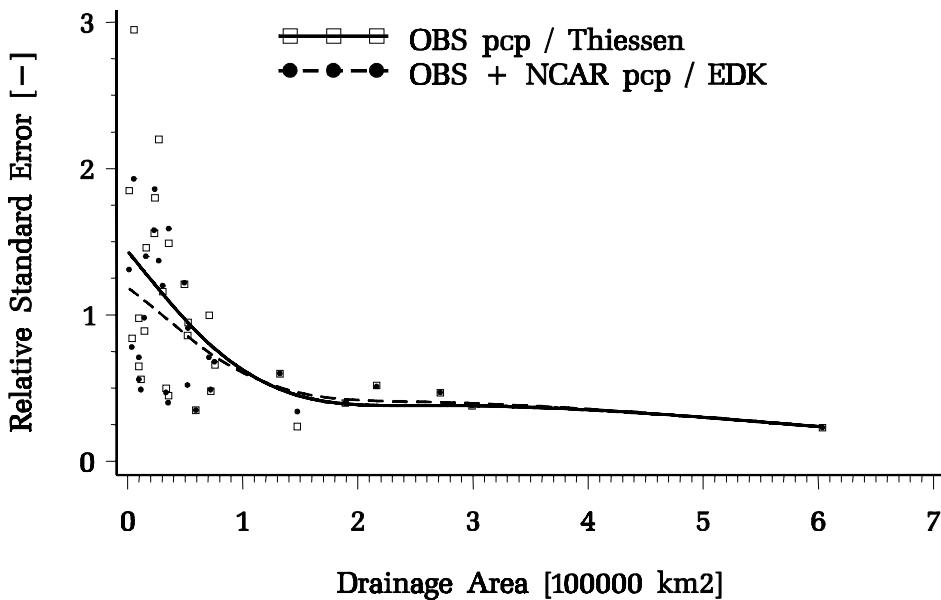


Abb. 4: Vergleich der Fehler von Abflussimulationen mit unterschiedlichen Niederschlagsdaten für 27 Pegel im Mackenzie-Einzugsgebiet (1987-88).

5 Horizontale Einzugsgebietsgliederung

Von entscheidender Bedeutung für plausible und gute Simulationsergebnisse mit Hilfe von polygonbasierten hydrologischen Modellen ist die geeignete horizontale Einzugsgebietsgliederung. Das betrifft sowohl eine zweckmäßige Hydrotopdefinition als auch eine passende Teilgebietsunterteilung. An dieser Stelle soll nur auf letztere kurz eingegangen werden. Allgemein wird davon ausgegangen, daß sich die Simulationsergebnisse mit zunehmender Anzahl von Teilgebieten verbessern. Das resultiert zunächst einfach aus der besseren Klimadatenadaptation durch das hydrologische Modell (SLURP verwendet wie viele ähnliche Modelle Teilgebietsmittelwerte der Klimadaten), aber auch aus einer stärker detaillierten Fließwegbeschreibung (Haberlandt, 1998).

Im folgenden sollen vier Skalierungsvarianten mit 7, 35, 99 und 213 Teilgebieten (ASAs) für das Mackenzie-Einzugsgebiet verglichen werden. Die Einzugsgebietsgliederung und topographische Parametrisierung von SLURP wurde mit Hilfe der Programme TOPAZ (Garbrecht & Martz, 1997) und SLURPAZ (Lacroix & Martz, 1997) durchgeführt (Haberlandt, 1998). Als Modellinput wurden die hoch aufgelösten Klimadaten aus dem RFE-Modell verwendet. Die Variantenrechnungen mit SLURP erfolgten für die Periode von Oktober 1994 bis Dezember 1995. Die Abbildung 5 zeigt die relativen Standardfehler für zwei Pegel in Abhängigkeit von der Anzahl der verwendeten Teilgebiete.

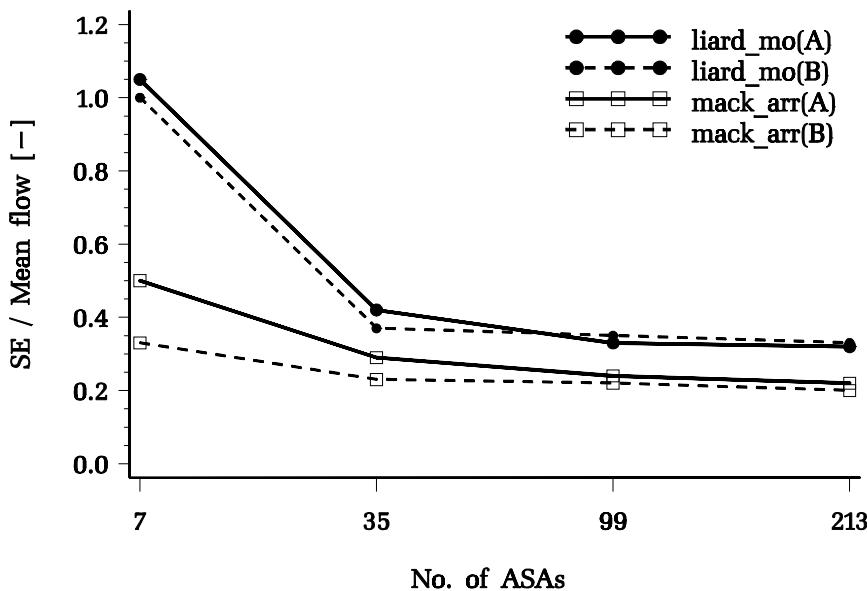


Abb. 5: Relativer Standardfehler für zwei Hauptpegel ohne (A) und mit (B)
Neukalibrierung von SLURP in Abhängigkeit von der Einzugsgebietsgliederung

Es wird sichtbar, daß es wenig Sinn hat, unter den gegebenen Randbedingungen (Modell, Datenlage, Gebiet) mit mehr als 100 Teilgebieten zu arbeiten. Es wird jedoch vermutet, daß eine Verwendung besserer Klimadaten und eine detailliertere Hydrotopdefinition zu einer Erhöhung dieses Wertes führen (s.a. Haberlandt, 1998). Interessant ist der Vergleich der Fehlerkurven ohne und mit Neukalibrierung von SLURP. Abweichungen zwischen den Kurven (A) und (B) deuten auf eine Skalenabhängigkeit der Parameter hin, die jedoch bei einer ausreichenden Anzahl von Teilgebieten (ca. 100) nahezu verschwindet.

6 Schlußfolgerungen und Ausblick

Aus den Ergebnissen lassen sich folgende Schlußfolgerungen ableiten:

1. Konzeptionelle hydrologische Ansätze sind prinzipiell geeignet zur Beschreibung makroskaliger Gebiete.
2. Moderne Interpolationsmethoden für den Niederschlag können, zumindest für die im Vergleich zum betrachteten Gesamtmaßstab kleineren Teilgebiete, zu signifikanten Verbesserungen bei der hydrologischen Modellierung führen.
3. Hydrologische Abflußsimulationen sind ein geeignetes Instrument zur Validierung von Klimamodellen. Während grobskalige atmosphärische Modelle immer noch zu ungenau für die Hydrologie sind, zeigt die Anwendung von modernen „Numerical Weather Prediction“ Modellen vielversprechende Ergebnisse.
4. Eine optimale Hydrotop- und Teilgebietsaufteilung wird als wesentliche Voraussetzung für plausible und gute Simulationsergebnisse polygonbasierter hydrologischer Modelle angesehen.

Insbesondere zu folgenden Punkten sind zukünftig weitere Arbeiten notwendig:

- Es sollte eine skalenübergreifende konsistente Simulationsqualität durch Verbesserung der makroskaligen hydrologischen Modelle und durch Optimierung der Einzugsgebietsgliederung angestrebt werden.
- Im Hinblick auf eine zwei-Wege Kopplung von atmosphärischen und hydrologischen Modellen sind Arbeiten bezüglich Verdunstungsmodellierung, Schließung der Energiebilanz und eine Einbeziehung von Vegetationsmodellen notwendig.
- In Anbetracht der mangelnden Leistung der GCM's hinsichtlich der Nachbildung hydrometeorologischer Oberflächenvariablen, muß einer Weiterentwicklung der Downscaling-Methoden besondere Aufmerksamkeit gewidmet werden.
- Unter Berücksichtigung der Vorteile polygonbasierter hydrologischer Modelle, sollten kontinentale und globale Anwendungen solcher Modelle und deren entsprechende Kopplungen mit Klimamodellen geprüft werden.

Literatur

- Garbrecht, J. and Martz, L.W. (1997): An automated digital landscape analysis tool for topographic evaluation, drainage identification, watershed segmentation und subcatchment parameterization. TOPAZ Overview. University of Saskatchewan, Saskatoon, 21pp. [<http://duke.usask.ca/~martzl/topaz/index.html>].
- Haberlandt, U. (1998): Makroskalige Einzugsgebietsmodellierung unter Nutzung kombinierter Niederschlagsinformationen aus atmosphärischen Modellen, Satellitendaten und Bodenmessungen. Endbericht zum DFG-Vorhaben HA 2592/1, Saskatoon, Kanada, 93 S.
- Haberlandt, U. & Kite, G.W. (1998): Estimation of daily space-time precipitation series for macroscale hydrological modelling. Hydrol. Process. 12, 1419-1432.
- Kite, G. W. (1998): Manual for the SLURP Hydrological Model V. 11.1. National Hydrology Research Institute, Saskatoon, Canada, 130pp.
- Kite, G.W. & Haberlandt, U.(1998): Atmospheric model data for macroscale hydrology. J. Hydrol. (in print).
- Lacroix, M. & Martz, L.W. (1997): Integration of the TOPAZ landscape analysis and SLURP hydrologic models. Poster Presentation at the Joint Meeting of CGU-Hydrology Section, Western Snow Conference and Eastern Snow Conference, Banff, Alberta, Canada, May 4-9.

Entropie als Werkzeug zur räumlichen Diskretisierung

Stephan Haverkamp, Nicola Fohrer und Hans-Georg Frede

Zusammenfassung: Großskalige komplexe hydrologische Modelle haben einen enormen Eingangsdatenbedarf, so dass die Aggregation von GIS-basierten, gerasterten Modell-eingangsdaten zu größeren Modellierungseinheiten (z. B. Teileinzugsgebiete) Vorteile bietet. Die Wahl der Teileinzugsgebiete hat entscheidende Auswirkungen auf die Modellierungsergebnisse. Zur Bildung von Teileinzugsgebieten wurde das Programm TOPAZ 1.20 (MARTZ et al., 1998) verwendet, welches die Möglichkeit bietet, Einfluss auf die Anzahl bzw. Größe der räumlichen Modellierungseinheiten zu nehmen. Nominalskalierte flächenhafte Eingangsdaten wurden in Bezug auf ihre räumliche Heterogenität und Interdependenzen durch das Maß der Entropie untersucht und der Entropie der abgeleiteten Teileinzugsgebiete gegenübergestellt. Gleichzeitig wurde die Güte der Simulationsergebnisse (SWAT Vers. 98.1, ARNOLD et al., 1995) anhand von Abflussmessdaten überprüft. Es wird eine Regel zur Bildung von Teileinzugsgebieten herausgearbeitet, die es ermöglichen soll, das Maximum an räumlicher Aggregation bei gleichzeitig höchster Simulationsgüte zu finden.

Abstract: Complex hydrological models designed for large scale simulations require a huge amount of input data. For practical reasons an aggregation of GIS-provided grid data into subbasins of equal properties is much more convenient than calculations for each single grid. Hydrological modelling results, however, are strongly affected by the generated discretisation scheme and the simultaneous degree of aggregation. On the basis of user-defined parameters, serving as boundary criteria for subwatershed delineation by TOPAZ 1.20 software package (MARTZ et al., 1998), different sizes and numbers of subwatersheds were generated. Dependencies between nominal scaled spatially distributed input parameters as well as their spatial heterogeneity were compared to the entropy of the derived subwatersheds. Modelling results (SWAT vers. 98.1, ARNOLD et al., 1995) were evaluated by measured stream flow data. A rule for delineating subwatersheds is proposed, which should enable to find the optimal combination of maximum spatial aggregation and best fit of simulation results.

1 Einleitung und Problemstellung

Viele Modelle zur Beschreibung des Landschaftswasser- und Stoffhaushaltes (z.B. AGNPS (Agricultural Nonpoint-Source Pollution Model; YOUNG et al., 1987), SWAT (Soil and Water Assessment Tool; ARNOLD et al. 1995)) benötigen durch Geographische Informa-

tionssysteme (GIS) bereitgestellte, gerasterte Eingabedaten. Diese Datengrundlagen können bei großen Einzugsgebieten, einer hohen räumlichen Auflösung und komplexen Modellen zu einem enormen Bedarf an Speicherplatz und Rechenzeit führen. Ferner können viele Modelle für einen Zeitschritt maximal den Transport (Routing) von einer räumlichen Modellierungseinheiten zur nächsten darstellen. Daher kann eine stark limitierte zeitliche Diskretisierung bei gleichzeitig hoher räumlicher Auflösung dazu führen, dass der kalkulierte Mengenfluss nicht in ausreichender Geschwindigkeit die natürlichen, kontinuierlichen hydrologischen Transportvorgänge im Einzugsgebiet abbilden kann. Deshalb sollte das Aggregationsniveau von Eingangsdaten hydrologischer Transportmodelle den von der Modellkonzeption zugrunde gelegten Ansätzen zur Betrachtung von Raum und Zeit angemessen gewählt werden.

Zur Verringerung der o.g. Redundanz und des Aufwandes an zeitlicher Modelldiskretisierung werden verschiedene Lösungsansätze verfolgt; einer davon ist die Ausweisung von räumlichen Modellierungseinheiten auf der Grundlage von Teileinzugsgebieten (=TEG). Die Wahl der Größe eines Teileinzugsgebietes kann erheblichen Einfluß auf die Modellierungsergebnisse ausüben und bleibt in den meisten Fällen dem „subjektiven Empfinden“ des Modellierers überlassen. Dieser verfolgt zwei nicht wirkungskonforme Ziele: Einen möglichst geringen Informationsverlust bei gleichzeitig starker räumlicher Aggregation. Um eine Methode zu finden, diese Wahl zu objektivieren und für die hydrologische Modellierung zu optimieren, wurden Heterogenitätsuntersuchungen mit Hilfe der Entropie an den räumlichen Eingangsdaten für das Modell SWAT, Version 98.1, durchgeführt.

2 Theorie

Die Güte der hydrologischen Modellierung steigt mit der Auflösung räumlicher Eingangsinformationen an und strebt einem einzugsgebietsspezifischen Maximalwert zu. Der relative Zugewinn an Simulationsgüte sinkt mit zunehmender räumlicher Auflösung. Es gilt, bei einer möglichst geringen räumlichen Auflösung der Eingangsdaten (Minimierung des Rechenaufwandes) eine maximale Modelleffizienz zu erreichen, die auch durch eine höhere Auflösung nicht mehr verbessert werden kann (vgl. Abb. 1). Die Größe der benötigten Teileinzugsgebiete ist von der Klassenanzahl der nominalskalierten Eingangsdaten und ihrer räumlichen Verteilung abhängig. Für alle intervallskalierten Eingangsdaten können hingegen Mittelwerte gebildet werden. Daher werden diese nicht in die Heterogenitätsbetrachtungen einbezogen.

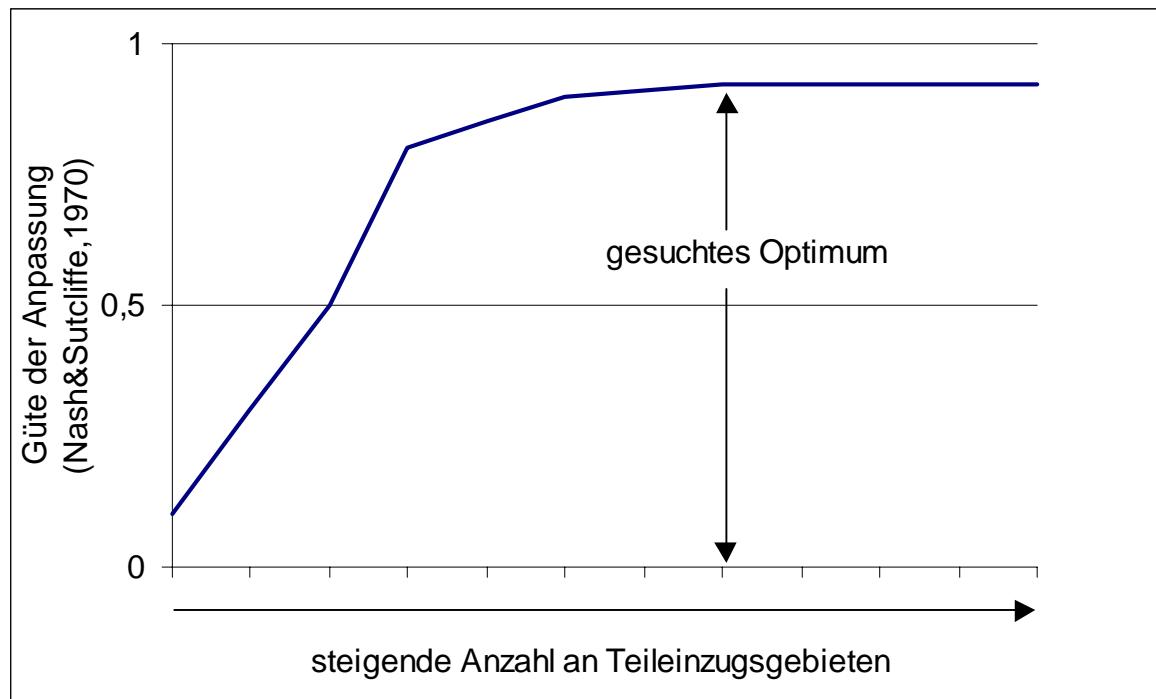


Abb. 1: Schematische Darstellung der Simulationsgüte bei veränderter Auflösung räumlicher Eingangsparameter

Die Heterogenität der nominal skalierten Flächeneingangsdaten mit selbstähnlichem Verhalten (Mandelbrot, 1988, Vieux, 1993) auf unterschiedlichen Skalenebenen kann mit Hilfe der Entropie (Shannon, 1948, Singh, 1992) ermittelt werden. Das Maß der Entropie beschreibt die Uniformität einer Wahrscheinlichkeitsverteilung. Für einen betrachteten Raum, der k Elemente enthält, wird das Maximum der Entropie ($\log_2 k$) genau dann erreicht, wenn alle Wahrscheinlichkeiten gleich groß und minimal sind. Für diesen Fall entspricht k der Klassenanzahl. Bei völliger Homogenität, d.h. nur einer einzigen Klasse mit einer Wahrscheinlichkeit von 1, wird die Entropie gleich 0.

$$H(p_1, p_2, \dots, p_k) = -\sum_{i=1}^k p_i \log_2 p_i \quad (1)$$

Es gilt: $p_i \geq 0$ für alle i und $\sum_{i=1}^k p_i = 1$

wobei

H : Entropie

p_1, p_2, \dots, p_k : relative Klassenhäufigkeiten

Nominalskalierte GIS-Daten stellen nach ihrer Aggregation zu Flächen gleicher Boden- und Nutzungseigenschaften Parameterkombinationen dar, deren Heterogenität in den Modellierungseinheiten möglichst abgebildet werden soll. Zur Berücksichtigung des Zusammenhangs zwischen den raumbezogenen Eingangsdaten wird der Pearson'sche

Kontingenzkoeffizient (C) verwendet. Die Summation für die beobachteten (B_{ij}) und erwarteten Häufigkeiten (E_{ij}) erfolgt jeweils über die Klassenanzahlen i und j der betrachteten Layer.

$$C = \sqrt{\frac{\sum \frac{(B_{ij} - E_{ij})^2}{E_{ij}}}{\sum \frac{(B_{ij} - E_{ij})^2}{E_{ij}} + \sum B_{ij}}} \quad (2)$$

Die Heterogenität der Modelleingangsdaten (n=Layeranzahl) wird durch Gleichung 3 berechnet, für die gefordert wird: $H(P)_n = H(T)$

$$\begin{aligned} a = 1 & : H(P)_1 = H(D_1) \\ a = 2, \dots, n & : H(P)_a = H(P)_{a-1} + (1 - C_a) \times H(D_a) \end{aligned} \quad (3)$$

wobei

T : TEG

D : Layer

P : Parameterkombination

3 Material und Methoden

Das oberirdische hydrologische Einzugsgebiet der Dietzhölze liegt im Lahn-Dill Bergland und besitzt eine Fläche von etwa 82 km² mit einer mittleren Höhe von 434 m ü.N.N.. Auf Grauwacken und Tonschiefer haben sich Böden aus pleistozänen periglazialen Sedimenten wie Löss und Schuttdecken entwickelt. Das Grundwasser befindet sich vorwiegend in Gesteinsklüften, die dessen geohydraulisches Fließverhalten bestimmen. In jüngster Zeit hat die landwirtschaftlich genutzte Fläche (LF) nur noch einen geringen Anteil am Einzugsgebiet und wird überwiegend extensiv bewirtschaftet. Der Waldanteil an der Gesamtfläche beträgt 53 %.

Das Modell SWAT (ARNOLD et al., 1993) benötigt georeferenzierte Informationen über Geländehöhen, Boden- und Landnutzungsklassen sowie Teileinzugsgebietszugehörigkeiten. Letztere wurden auf der Grundlage des Digitalen Höhenmodells (DHM) durch das Programm TOPAZ 1.20 (Topographic Parametrization, MARTZ et al., 1998) generiert. Dieses Programm ermöglicht eine flexible Aufteilung des oberirdischen Einzugsgebietes in Teileinzugsgebiete. Die Form und Grösse von Teileinzugsgebieten erster Ordnung kann durch die Parameter einer "Critical Source Area" und "Minimal Source Channel Length" gesteuert werden. Die Erfassung der nominalskalierten Eingangsinformationen über Boden und Landnutzung werden für das Modell SWAT entweder auf der Basis einer dominierenden Häufigkeit für ein ganzes Teileinzugsgebiet oder einer nicht mehr räumlich zuzuordnenden Häufigkeitsverteilung (virtuelle TEG) durch

das Interface SWATGRASS (SRINIVASAN et al., 1995) ausgeführt. Die angewandte Methode bezieht sich auf eine Gebietsbeschreibung durch dominierende TEG-Eigenschaften.

Zunächst wurde für die Boden- und Landnutzungsdaten mit Hilfe der „moving window“-Technik (ALBERTO, 1994) die durchschnittliche Entropie zu jedem Layer ermittelt. Zusätzlich wurde der über die verschiedenen Eingangslayer summierte Entropiewert um den Grad der gegenseitigen Abhängigkeit durch den nach Gleichung 2 berechneten Kontingenzkoeffizienten bereinigt (Gleichung 3). Zur Modellierung sollte diejenige Anzahl von Teileinzugsgebieten verwendet werden, bei der die Wahrscheinlichkeitsverteilung derjenigen der Eingangsdaten entspricht. In diesem Fall kann die Heterogenität der Eingangsdaten, wie durch Gleichung 3 gefordert, durch die in den TEG erreichte Heterogenität abgebildet werden.

Die Validierung der angewendeten Methode wurde anhand der Güte der Modellierungsergebnisse in Bezug zu gemessenen Abflußwerten durchgeführt. Als Gütemaß der Übereinstimmung zwischen gemessenen und simulierten Werten diente der Effizienzterm nach NASH & SUTCLIFFE (1970).

4 Ergebnisse

Mit zunehmender Größe des über die Boden- und Landnutzungsdaten "gleitenden Fensters" steigt die für jeden Layer gemittelte Entropie an. Eine zunehmende Größe der Teileinzugsgebiete (abnehmende Anzahl von TEG/Einzugsgebiet) verringert die Möglichkeit, räumliche Heterogenität durch dominierende Teileinzugsgebiets-eigenschaften abzubilden. In Abb. 2 zeigt der Entropieverlauf für die Eingangsdatenkombination aus "Landnutzung/Boden" (reduziert um den Grad der gegenseitigen Abhängigkeit) eine typische Zunahme von etwa 1 bei einer Fenstergröße von 39 ha bis 1,7 bei 452 ha. Die Kurve der "Teileinzugsgebiete" stellt eine Verbindungsline zwischen den Entropiewerten für unterschiedliche Diskretisierungsschemata dar. Für diese Kurve entspricht die auf der Abszisse abgetragene Fläche gleichzeitig der durchschnittlichen TEG-Größe und der Größe des gleitenden Fensters.

Der Vergleich der Entropiekurven zwischen Teileinzugsgebieten und der um die Landnutzung erweiterten Bodenklassen zeigt für das Einzugsgebiet Dietzhölztal eine Übereinstimmung bei einer durchschnittlichen TEG – Grösse von etwa 150 ha bzw. 60 TEG für das Gesamteinzugsgebiet. In diesem Punkt (PgE) entsprechen die Erwartungswahrscheinlichkeiten für eine Verschiedenheit von Parameterkombinationen aus Boden- und Landnutzungsdaten denen der TEG (vgl. Abb. 2), d.h. eine maximale Aggregation bei kleinstmöglichem Simulationsgüterverlust ist hier verwirklicht.

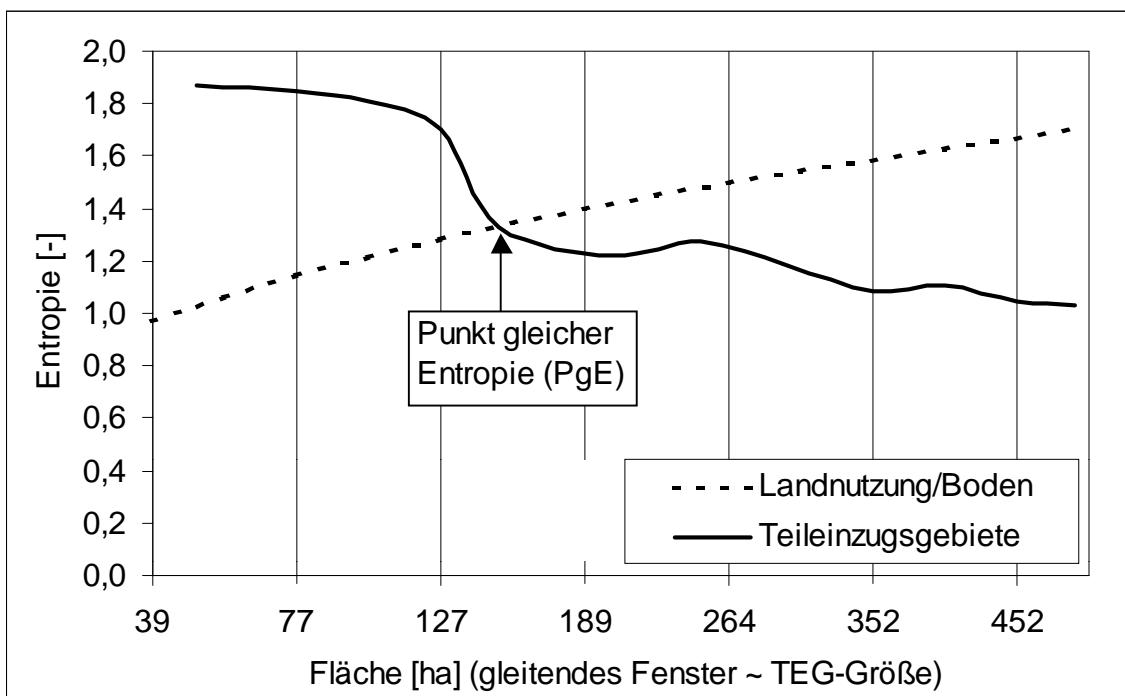


Abb. 2: Entropien nominalskalierter räumlicher Eingangsdaten des Einzugsgebietes der Dietzhölze (1994) für das Modell SWAT.

Für die Modellierung werden diejenigen Diskretisierungsschemata als geeignet angesehen, die keine größere als die oben berechnete mittlere Teileinzugsgebietsfläche aufweisen. Eine höhere räumliche Auflösung führt nicht zwingend zu einer höheren Simulationsgüte, verringert aber die durch zufällige Verteilungseffekte hervorgerufene Streuung um ein „stabiles“ Modellergebnis. Mit geringer Wahrscheinlichkeit können auch Berechnungen auf der Basis weniger TEG durch eine zufällig günstige Verteilung an Parameterkombinationen zu relativ hohen Effizienzen führen. Dieses bedingt eine zufällige Plazierung der Simulationsgütebewertung oberhalb der in Abb. 3 dargestellten Trendlinie. Eine räumliche Auflösung über das durch Gleichung 3 geforderte Maß hinaus (im Bereich der dargestellten Ausgleichskurve, der eine Steigung gleich 0 aufweist) führt nur noch zu einer zweiseitigen asymptotischen Annäherung an eine grenzwertige Modellgüte. Wenn bei einer geringen Auflösung eine zufällig hohe Effizienz erreicht wurde, kann sich diese u.U. sogar durch eine höhere Auflösung verschlechtern (vgl. Abb. 3: P1 und P2).

5 Diskussion

Für das betrachtete Einzugsgebiet konnte anhand des Vergleiches zwischen Simulationsrechnungen und Heterogenitätsbetrachtungen der Eingangsdaten eine a priori Bewertung eines gewählten räumlichen Diskretisierungsschemas durchgeführt werden. Vor Beginn der Simulationsrechnungen konnte ein Diskretisierungsschema als geeignet qualifiziert oder verworfen werden. Durch die Wahl einer solchen räumlichen

Diskretisierung, die in einem definierten Raum den Eingangsparameterkombinationen entsprechende Erwartungswahrscheinlichkeiten aufweist, wird im Mittel ein Optimum an Simulationsgüte erreicht. Da dieses Verfahren schon im Rahmen des jeweiligen Präprozessing durchgeführt werden kann, ist es modellunabhängig und übertragbar. Mit Hilfe der vorgestellten Methode wird die Ermittlung einer geeigneten Diskretisierung in Abhängigkeit von der Heterogenität der Eingangsdaten objektiviert. Einerseits werden mögliche Redundanzen, andererseits unzulässig starke Aggregationen vermieden. Der Ausschluss von Effekten mangelnder räumlicher Auflösung auf das Simulationsergebnis vereinfacht wichtige Arbeitsschritte in der hydrologischen Modellierung. Methoden und Ergebnisse der Kalibrierung und Validierung werden besser vergleichbar und gewinnen damit an Aussagewert.

Die Methode kann ausschließlich für nominalskalierte Eingangsdaten verwendet werden. Daher kann keine Aussage über die absoluten Wirkungen derjenigen intervallskalierten Daten getroffen werden, die über die Klassifizierungen decodiert in das Modell einfließen. Die Höhe zufälliger Abweichungen vom Mittelwert kann mit der vorgestellten Methode deshalb nicht vorhergesagt werden.

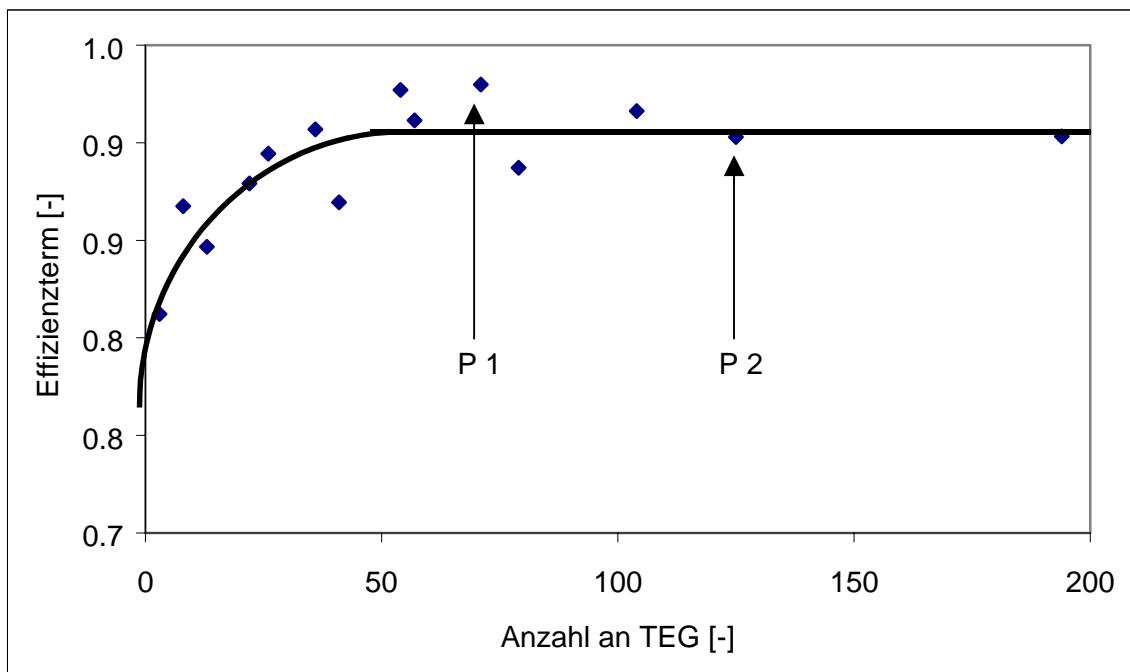


Abb. 3: Bewertung der Simulationsresultate (Gerickeabfluss) anhand von Messdaten (Dietzhölze, 1994)

6 Literatur

- Alberto, L.-G. (1994): Probability and Random Processes for Electrical Engineering. Addison-Wesley Publishing Company, Bonn, New York, Tokyo, 596 p.
- Arnold, J. G., Engel, B.A., Srinivasan, R. (1993): Continous time, grid cell watershed model. In: Application of advanced information technologies: Effective management of natural resources. Proc. 18-19 June 1993 Conference, Spokane, Washington, 267-278.
- Kingston, H. (1997): Algorithms and Data Structures - Design, Correctness, Analysis -, Addison-Wesley Longman Ltd., Essex, 380 p.
- Martz, L.W., Garbrecht, J. (1998): The treatment of flat areas and closed depressions in automated drainage analysis of raster digital elevation models, *Hydrol. Processes*, 12: 843-855.
- Mandelbrot, B.B. (1987): Die fraktale Geometrie der Natur. Birkhäuser Verlag, Basel.
- Nash, J.E., Sutcliffe J. V. (1970): River Flow Forecasting Through Conceptual Models – Part I: A Discussion of Principles, *J. of Hydrology*, 10:282-290.
- Shannon, C. E., Weaver, W. (1949): The Mathematical Theory of Communication. University of Illinois Press, 117 p.
- Singh, V.P., Fiorentino, M. (1992): Entropy and Energy Dissipation in Water Resources, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 595 p.
- Srinivasan, R., Arnold, J.G. (1994): Integration of a Basin-Scale Water Quality Model with GIS. *Water Resources Bul. AWRA*, 30, (3): 453-462.
- Vieux, B. E. (1993): DEM Aggregation and Smoothing Effects on Surface Runoff Modeling. *J. of Water Resources Planning and Management*, 119, 141-157.

Belastung der Oberflächengewässer mit Pflanzenschutzmitteln in Deutschland — Modellierung der Einträge über Drainagen und Oberflächenabfluß

Andreas Huber, Martin Bach und Hans-Georg Frede

Zusammenfassung: Gegenwärtig ist es nicht möglich, für das gesamte Bundesgebiet die Pflanzenschutzmittelfrachten (PSM) in Oberflächengewässern auf der Grundlage von Messungen abzuschätzen. Auch liegen nur in wenigen Gebieten Kenntnisse über die mengenmäßige Bedeutung der wichtigsten Eintragspfade vor. Aus diesem Grund wurden die PSM-Austräge für die Eintragspfade Drainagen und Runoff bundesweit modelliert. Die Tiefenverlagerung von PSM wurde mit Hilfe des Modells PELMO (Pesticide Leaching Model) berechnet und anschließend der Drainageaustrag landesweit hochgerechnet. Die mit dem Runoff verlagerte Menge wurde mit Hilfe von Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen und der für mitteleuropäische Verhältnisse angepaßten CN-Methode berechnet. Insgesamt zeigte die Modellierung, daß mit dem Runoff größere PSM-Mengen in die Gewässer eingetragen werden als über Drainagen. Alle Ergebnissen weisen eine große Spannbreite auf, da zu wenige Daten zur räumlichen Variabilität von Wirkstoffsorption und -abbau vorliegen.

Abstract: At present, available experimental data does not allow for reasonable estimates about pesticide loads in the entire German surface water system. Furthermore the knowledge about relative importance of the most relevant paths of entry is mostly restricted to a few extensively monitored catchments. Hence it was the aim of this study to calculate annual pesticide losses via drainflow and runoff on a national scale. PELMO (Pesticide Leaching Model) simulation runs were carried out to estimate chemical leaching for unique factor combinations in order to estimate losses via subsurface drains. The amount of pesticide transported with runoff was calculated on the basis of probability density functions and a modified CN-method. In general, the model results show that a larger amount of pesticides is lost to surface waters with runoff, however all results exhibit a considerable range of variation due to the spatial variability of pesticide sorption and transformation which still cannot be parametrized.

1 Jährlicher Pflanzenschutzmittelaufwand

Zur Modellierung von Pflanzenschutzmittelausträgen reicht die Information über die insgesamt ausgebrachte Wirkstoffmenge nicht aus. Zusätzlich sind Angaben zum Einsatzzeitpunkt der Stoffe und zu deren Applikationswahrscheinlichkeit erforderlich. Aus diesem

Grund wurden zunächst die auf Landkreis-/Bezirksebene verfügbaren Pflanzenschutzhinweise der Landwirtschaftsämter bzw. -kammern ausgewertet und regionaltypische Behandlungszeiträume für verschiedene Kulturen bestimmt. Dieses zeitliche Gerüst wurde mit den Ergebnissen einer repräsentativen Marktstudie (Produkt & Markt, 1997) zur Pflanzenschutzpraxis von ca. 3500 landwirtschaftlichen Betrieben verknüpft. Unter Hinzuziehung der Agrarstatistik auf Gemeindeebene (Stat. Landesämter, 1992 - 95; BKG/IFAG, 1996) und den Daten zur Bodennutzung "*CORINE-Land-Cover*" (StBuA, 1997), entstand so ein umfangreicher GIS-Datensatz, in dem regionaltypische Aufwandmengen für 42 Wirkstoffe in 11 Ackerkulturen sowie im Obst- und Weinbau gespeichert sind (vgl. Huber et al. 1998a). Zusätzlich zu den Ausbringungsmengen an einem bestimmten Wachstumstadium wurde auch die Ausbringungswahrscheinlichkeit jedes Wirkstoffes berücksichtigt, da in der Regel in einer Kultur verschiedene Wirkstoffe eingesetzt werden können. Da die Pflanzenschutzmaßnahmen in kühleren Mittelgebirgslagen mit einer gewissen zeitlichen Verzögerung beginnen, wurde bei der Festlegung der Applikationstermine die allgemeine Vegetationsentwicklung in verschiedenen Klimazonen berücksichtigt.

2 Modellierung der Tiefenverlagerung von Pflanzenschutzmitteln

Im Zulassungsverfahren für Pflanzenschutzmittel wird das Verlagerungsrisiko eines Wirkstoffes u. a. mit dem Simulationsmodell PELMO (Klein, 1995) ermittelt. Da einige der von PELMO benötigten Eingabegrößen zum Witterungsverlauf und den Bodeneigenschaften nicht flächendeckend für die Bundesrepublik Deutschland zur Verfügung stehen und einzelne Szenariorechnungen für jede der 17 Mio. Rasterzellen (100 x 100 m) sehr zeitaufwendig sind, wurden für jeden Applikationstermin repräsentative Klima- und Bodenszenarien gerechnet (insgesamt 31360 Faktorkombinationen). An die PELMO-Simulationsergebnisse wurde anschließend eine multiple nichtlineare Regression angepaßt. Als Regressoren gingen dabei die Halbwertszeit, die Sorptionskonstanten der einzelnen Wirkstoffe sowie, in ihrer räumlichen Verteilung, die Bodeneigenschaften (BGR, 1997), die Applikationstermine und die jährliche Sickerwassermenge ein.

Mit Hilfe der Datenbank mit regionalspezifischen Aufwandmengen konnte schließlich die Wirkstoffverlagerung auf der Grundlage des tatsächlichen Pflanzenschutzmittelaufwandes 1993/94 berechnet werden. Die zur abschließenden Schätzung der Drainageausträge notwendigen Informationen zum Anteil der drainierten Ackerfläche in einzelnen Naturräumen wurden durch Umfragen bei Landwirtschaftsämtern und Wasser- und Bodenverbänden erhoben.

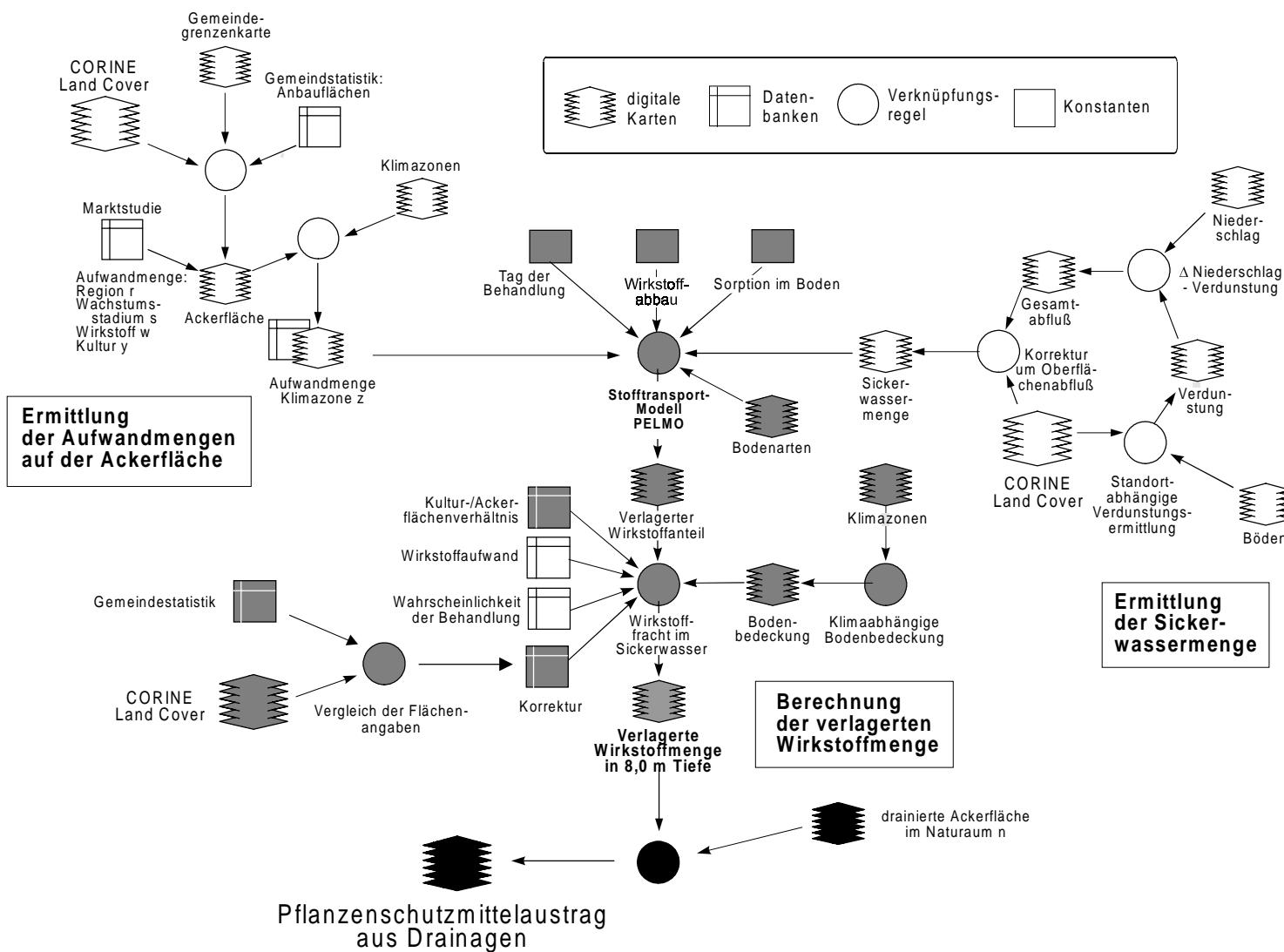


Abb. 1: Schematischer Aufbau des GIS-Modells zur Berechnung der Wirkstoffausträge aus Drainagen

3 Modellierung der Wirkstoffverlagerung durch den Oberflächenabfluß

3.1 Zeitspanne zwischen Applikation und Runoff-Ereignis

Aus den vom Deutschen Wetterdienst flächendeckend bereitgestellten Parametern der Extremal-I-Verteilung (DWD, 1997) konnten, getrennt für die Zeiträume Mai – September sowie Oktober – April, die Wiederkehrintervalle oberflächenabflußauslösender Starkregenereignisse bestimmt werden.

$$T_{N(i,j)} = e^{\frac{h_N - u_{i,j}}{w_{i,j}}} \quad [1]$$

T_N = Wiederkehrzeit der Niederschlagssumme h_N in einem Rasterelement [d]

u, w = Parameter der Verteilungsfunktion [-]

Als abflußauslösend wurden hierbei Ereignisse angesehen, die eine Niederschlagssumme von 10 mm in 24 h überschreiten. Ist die Zeitspanne zwischen zwei aufeinanderfolgenden Starkregen bekannt, kann bei gegebenem Applikationstermin der mittlere zeitliche Abstand zwischen der Behandlung und dem Runoff-Ereignis mit Hilfe von Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen berechnet werden (vgl. Mills & Leonard, 1984). Aus diesen Informationen lässt sich nun, bei gegebener Halbwertszeit des Wirkstoffes, applizierter Menge und Bodenbedeckungsgrad, diejenige Menge des Pflanzenschutzmittels berechnen, die im Mittel (d.h. mit der Wahrscheinlichkeit = 0,5) zum Zeitpunkt des Runoff-Ereignisses für die Abschwemmung auf der Bodenoberfläche noch zur Verfügung steht.

$$\int f(c) = F(c) = \int_0^{c_0} \left(\frac{c}{W} \right)^{\frac{a}{b}} = 0,5 \quad [2]$$

c = zu Beginn des Starkregenereignisses zur Verfügung stehende Wirkstoffkonzentration [mg L^{-1}]

W = applizierte Wirkstoffmenge [mg ha^{-1}]

a = Kehrwert der Eintrittswahrscheinlichkeit T_N eines Ereignisses im Halbjahr [d^{-1}]

b = Abbaurate [d^{-1}]

Bei Annahme einer Abbaureaktion erster Ordnung ergibt sich die Abbaurate

$$b = \frac{\ln(2)}{Dt_{50}} \quad [3]$$

Dt_{50} = Halbwertszeit eines Wirkstoffes [d]

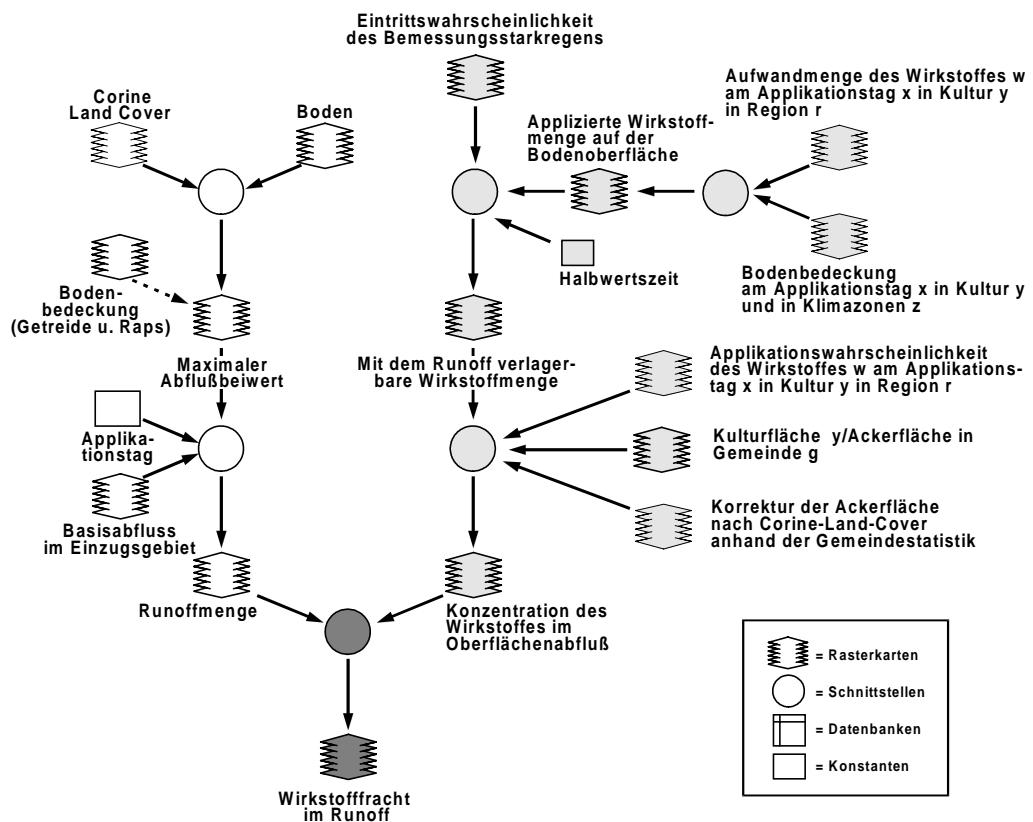


Abb.2: Schematischer Aufbau des GIS-Modells zur Berechnung der Wirkstoffausträge mit dem Oberflächenabfluß.

3.2 Berechnung des Runoff-Volumens

Das Runoff-Volumen wurden mit Hilfe der für mitteleuropäische Verhältnisse angepaßten CN-Methode (Lutz, 1984; SCS, 1990), differenziert nach Bodenarten und Landnutzung, berechnet. Da das Runoff-Volumen jedoch aufgrund des Einflusses der Bodenbedeckung starken saisonalen Schwankungen unterliegt, wurde der Abflußbeiwert (CN), dem Vorschlag von Auerswald & Haider (1996) folgend, als Funktion des Bodenbedeckungsgrades variiert.

3.3 Übergang der Wirkstoffe von der festen in die gelöste Phase

Die Konzentration eines Wirkstoffes im Runoff hängt nicht nur von der Wirkstoffkonzentration auf der Bodenoberfläche zu Beginn des Runoff-Ereignisses ab, sondern auch von der Desorbierbarkeit der Substanz. In Austragsmodellen wie CREAMS/GLEAMS (Leonard et al., 1987) wird dabei ein konstanter Extraktionskoeffizient angenommen. Dieser hängt, unter der Annahme eines Gleichgewichtszustandes zwischen der gelösten und der festen Phase, nur von den spezifischen Sorptionseigenschaften des Wirkstoffes ab. Bei Kenntnis des organischen Kohlenstoffgehalts eines Boden kann für jeden Bodentyp der K_d -Wert aus dem K_{OC} (Sorptionskoeffizient) berechnet werden.

$$C_{gel} = \frac{c \cdot B}{1 + B \cdot K_d} \quad [4]$$

B = Extraktionskoeffizient [-]

K_d = bodenspezifischer Sorptionskoeffizient eines Wirkstoffes [-]

4 Ergebnisse und Diskussion

4.1 Vertikale Wirkstoffverlagerung und Austräge über Drainagen

Nach den Modellergebnissen konzentrieren sich die PSM-Austräge über Drainagen auf wenige Regionen mit hoher Drainagendichte und sorptionsschwachen Böden (vgl. Huber, 1998). Herbizide stellen aufgrund der hohen Aufwandmengen, ihrer hohen Löslichkeit und der relativ niedrigen Sorptionsfähigkeit den größten Anteil an der Gesamtmenge der ausgewaschenen Pflanzenschutzmitteln. Neben den chemischen Eigenschaften der Wirkstoffe wird der Austrag von Pflanzenschutzmitteln mit dem Sickerwasser vor allem von der regionalen Bedeutung bestimmter Applikationen und der jährlichen Sickerwassermenge bestimmt.

Die physiko-chemischen Wirkstoffeigenschaften sind die sensitivsten Eingabegrößen des Modells PELMO. Da das entwickelte GIS-Modell auf PELMO aufbaut, ergeben sich auch hier signifikante Abweichungen des Modellergebnisses bei einer Änderung der Parameter Halbwertszeit (Dt_{50}) und Sorptionskapazität (K_{OC}). Im Rahmen dieser Untersuchung wurde auf die Werte der Wirkstoffdatenbank des Umweltbundesamtes zurückgegriffen, da keine bodentypspezifischen Angaben zu den Wirkstoffeigenschaften vorliegen. Beide Größen können jedoch, je nach Standort, um den Faktor 2 bis 3 von diesen Mittelwerten abweichen, so daß das Modell lediglich die Spannbreite der Wirkstoffverlagerung angeben kann.

4.2 Laterale Wirkstoffverlagerung mit dem Oberflächenabfluß

Auch über den Austragspfad Runoff werden hauptsächlich die leicht wasserlöslichen Herbizide ausgetragen (vgl. Huber et al., 1998b). Jedoch ergaben die Modellrechnungen beispielsweise auf Weinbauflächen auch signifikante Austräge von Fungiziden, die dort in hoher Dosierung ausgebracht werden.

Die Ergebnisse der Runoff-Modellierung verhalten sich weniger sensitiv auf Änderungen der Wirkstoffeigenschaften (vgl. Huber, 1998). Dennoch sind auch die ermittelten Runoffbürtigen Austräge von Pflanzenschutzmitteln zusammen mit den Spannen für Halbwertszeit und Sorptionskoeffizient zu betrachten. Des Weiteren reagiert das Modell sehr sensitiv auf Änderungen der Abflußbeiwerte. Bei der Berechnung des Runoff-Volumens wurde aus diesem Grund versucht, den Schätzfehler mit Hilfe von bodenbedeckungsabhängigen Abflußbeiwerten zu verringern.

5 Schlußfolgerungen

Eine bundesweite Schätzung der Pestizideinträge in die Oberflächengewässer kann lediglich die Größenordnung der Belastung angeben. Allerdings eignen sich die Modellergebnisse für vergleichende Betrachtungen des Austragspotentials verschiedener Wirkstoffe, in unterschiedlichen Regionen oder verschiedenen Applikationsperioden. Ein Vergleich der Modellergebnisse mit den gegenwärtig zur Verfügung stehenden PSM-Meßdaten in kleinen Einzugsgebieten zeigte eine zufriedenstellende Vorhersage der Größenordnung der Pestizideinträge (Huber, 1998).

Danksagung: Das Forschungsvorhaben wurde vom Umweltbundesamt gefördert (FKZ: 107 01 034).

Literatur

- Auerswald, K., Haider J. (1996): Runoff curve numbers for small grain under German cropping conditions. *J. Environ. Management* 47. 223 - 228.
- BGR (1997): Bodenkarte der Bundesrepublik Deutschland (1 : 1 Mio). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe. Hannover.
- BKG/IFAG (1996): Digitale Gemeindegrenzenkarte der Bundesrepublik Deutschland. Bundesamt für Kartographie/Institut für Geodäsie. Frankfurt/Leipzig.
- DWD (1997): Parameter der Gumbel-Verteilung im 10x10 km Raster für die Bundesrepublik Deutschland. Deutscher Wetterdienst. Offenbach.
- Huber, A., Bach, M., Frede H. G. (1998a): Regional und zeitlich differenzierte Schätzung der Wirkstoff-Aufwandmengen in Feldkulturen in der Bundesrepublik Deutschland. *Gesunde Pflanzen* 50 (2). 36 - 44.
- Huber, A., Bach, M., Frede H.-G (1998b): Modeling Pesticide Losses with Surface Runoff in Germany. *Sci. Total. Environ.* 223. 177 - 191.
- Huber, A (1998): Belastung der Oberflächengewässer mit Pflanzenschutzmitteln in Deutschland - Modellierung der diffusen Einträge -. *Boden und Landschaft* 25. Gießen. 261 S.
- Klein, M (1995): PELMO, Pesticide Leaching Model, Version 2.01. Fraunhofer Institut für Umweltchemie und Ökotoxikologie. Schmallenberg.
- Leonard, R.A., Knisel, W.G., Still D.A (1987): GLEAMS: Groundwater loading effects of agricultural management systems. *Trans. ASAE* 30 (5). 1403 - 1418.
- Lutz, W. (1984): Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Verwendung von Gebietskenngrößen. Diss. Univ. Karlsruhe.
- Mills, W.C. und R.A. Leonard (1984): Pesticide pollution probabilities. *Trans. ASAE* 27. 1704 - 1710.
- Produkt & Markt (1997): Marktstudie zu Aufwandmengen von Pflanzenschutzmitteln - Eine Marktstudie bei ca. 3500 repräsentativ ausgewählten landwirtschaftlichen Betrieben [unveröff.]. Wallenhorst.
- SCS (1990): Estimating Runoff for Conservation Practices. Texas Eng. Techn. Note No. 210-18-TX5. Soil Conservation Service. US Dep. of Agriculture. Washington D.C.

Statistische Landesämter (1992-95): Ergebnisse der Bodennutzungshauptherhebung auf Gemeindeebene.

StBuA (1997): Bodennutzungsdaten *Corine-Land-Cover*. Statistisches Bundesamt im Auftrag des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit und des Umweltbundesamtes. Wiesbaden.

Hydrologische Modellierung des Lago-Maggiore-Einzugsgebietes (Tessin) unter Verwendung von Daten eines Wettervorhersagemodells

Karsten Jasper, Joachim Gurtz und Herbert Lang

Zusammenfassung: Mit dem am Geographischen Institut der ETH Zürich entwickelten Flussgebietsmodell WaSiM-ETH wird das hydrologische Gebietsverhalten ausgewählter Lago-Maggiore-Zuflüsse zunächst unter Verwendung von beobachteten meteorologischen Modellinputvariablen nachgebildet. Anschliessend werden meteorologische Variablen, die mit dem numerischen Wettervorhersagemodell „Schweiz Modell“ berechnet worden sind, in die hydrologische Modellierung einbezogen. Erste Ergebnisse der Modellkopplung werden vorgestellt.

Abstract: The hydrological model WaSiM-ETH, which has been developed at the Institute of Geography ETH, is used to simulate the hydrological response of selected inflows into Lago Maggiore. In a first step, observed meteorological data are used for the simulation. In a second step, the results of the numerical weather prediction model „Swiss model“ used by the Swiss Meteorological Institute (SMI) are included in model runs of WaSiM-ETH. First results of model coupling are presented.

1 Einleitung

Mit dem Ziel, die Hochwasservorhersage und das Hochwassermanagement in komplexen Gebirgsseinzugsgebieten durch eine gezielte Kopplung von meteorologischen und hydrologischen Modellen auf der regionalen Skala zu verbessern, ist im Februar 1998 das EU-Projekt RAPHAEL mit dem offiziellen Projekttitel "Runoff and atmospheric processes for flood hazard forecasting and control" gestartet worden. Innerhalb dieses Projektes ist vom Geographischen Institut der ETH Zürich in enger Kooperation mit der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA) die räumlich differenzierte Modellierung aller relevanten Wasserhaushalts- und Abflusskomponenten für die schweizerischen Lago-Maggiore-Zuflüsse *Ticino*, *Maggia* und *Verzasca* zu realisieren (2627 km^2). Dazu werden zunächst beobachtete meteorologische Stationsdaten verwendet. Anschliessend wird mit dem an die Einzugsgebiete angepassten Modell das hydrologische Verhalten dieser Gebiete mit Hilfe von meteorologischen Modellinputvariablen, die mit dem numerischen Wettervorhersagemodell „Schweiz Modell“ berechnet worden sind, simuliert. Diese Simulation erfolgt unter besonderer Beachtung der Qualität der Nachbildung und Vorhersagbarkeit der Hoch-

wasserereignisse. Die Analyse der Ergebnisse wird unter Verwendung von beobachteten Abflüssen und anderen hydrologischen Zustandsvariablen vorgenommen. Da das separat verwendete hydrologische Modell mit einer grösseren räumlichen Auflösung (500 m x 500 m Raster) als das meteorologische Modell (14 km x 14 km Raster) arbeitet, sind hier verschiedene Abstimmungen aufeinander vorzunehmen. Aus dem Vergleich der räumlichen und zeitlichen Verteilungen von solchen Variablen und Zustandsgrössen, die in beiden Modellen berechnet werden (z.B. die Komponenten der Verdunstung, der Bodenfeuchte oder des Abflusses), erwarten wir Hinweise zur möglichen Verbesserung beider Modellsysteme.

2 Struktur des hydrologischen Modells

Für die kontinuierliche Simulation des Wasserhaushalts und des Abflussregimes wird das komplexe **Wasserhaushalts-Simulations-Modell WaSiM-ETH** genutzt. Das Modell wurde für den Einsatz in verschiedenen hydrologischen Skalenbereichen konzipiert, arbeitet rasterorientiert mit überwiegend physikalisch basierten Algorithmen und vermag die Wasserströme eines Flussgebietes in hoher räumlicher (theoretisch beliebige Rastergrösse) und zeitlicher Auflösung (maximal eine Minute) zu beschreiben. Generell bietet dieses hydrologische Modell die Möglichkeit, Anfangsbedingungen (z.B. Speicherfüllungen) als räumlich verteilte Daten im Grid-Format einzulesen, Ausgabeoptionen zu setzen und optional Gütekriterien zu berechnen. Abb. 1 zeigt das Blockschema des streng modular aufgebauten Wasserhaushalts-Simulations-Modells WaSiM-ETH. Eine ausführliche Beschreibung ist in SCHULLA (1997) enthalten. Im Rahmen von RAPHAEL wird WaSiM-ETH flächendifferenziert im 500 m x 500 m-Gitternetz mit einer zeitlichen Auflösung im 1-Stunden Berechnungsschritt auf alle betrachteten Einzugsgebiete angewendet.

3 Datenbereitstellung

3.1 Meteorologische Daten

Für die hydrologische Modellierung der schweizerischen Lago-Maggiore-Zuflüsse konnte auf die Datenbestände der SMA-Datenbank zurückgegriffen werden. Insgesamt wurden meteorologische Messwertreihen von 43 Beobachtungsstationen (drei Messnetzen zugehörig) für einen 8-jährigen Zeitraum (1991 bis 1997) modellgerecht aufbereitet (Abb. 2):

- Daten von 14 automatischen Klimastationen: *stündliche Werte* von Niederschlag, Lufttemperatur, Globalstrahlung, relativer Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit und Sonnenscheindauer;
- Daten von 4 konventionellen Klimastationen: *Terminwerte* (7, 13 und 19 Uhr) von Niederschlag, Lufttemperatur, relativer Luftfeuchte und Windgeschwindigkeit;
- Daten von 25 Niederschlagssammeln: *Tagessummen* des Niederschlages.

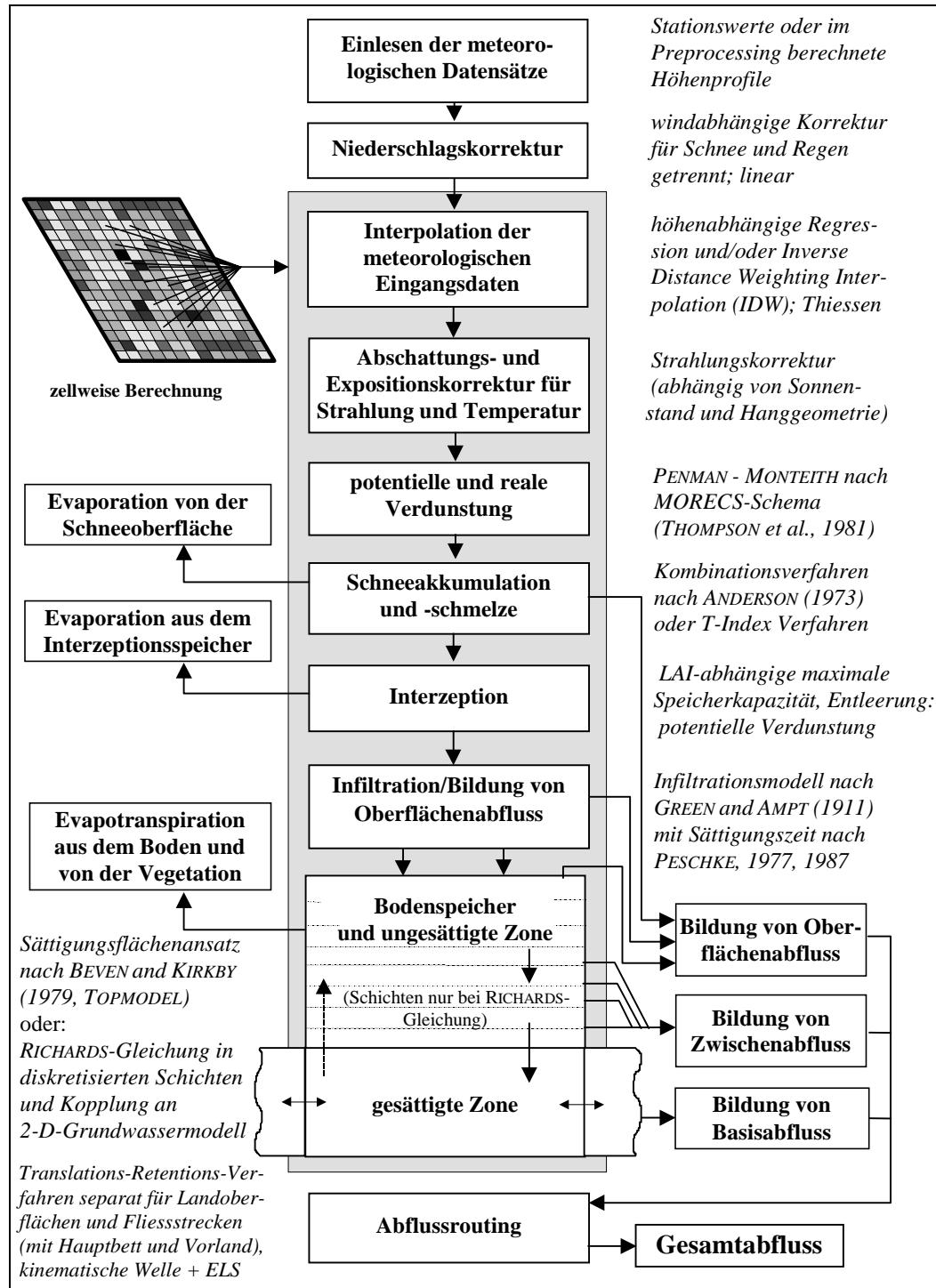


Abb. 1: Blockscheme von WaSiM-ETH (aus SCHULLA et al. 1998)

Die zeitlich-räumliche Interpolation der Terminwerte und Niederschlagstagessummen erfolgte über die Interpolationsmethoden *höhenabhängige Regression* oder *Inverse-Distance-Weighting* (SCHULLA 1997, SCHULLA et al. 1998), wobei jeweils die an den automatischen Klimastationen gemessenen Stundenwerte miteinbezogen wurden.

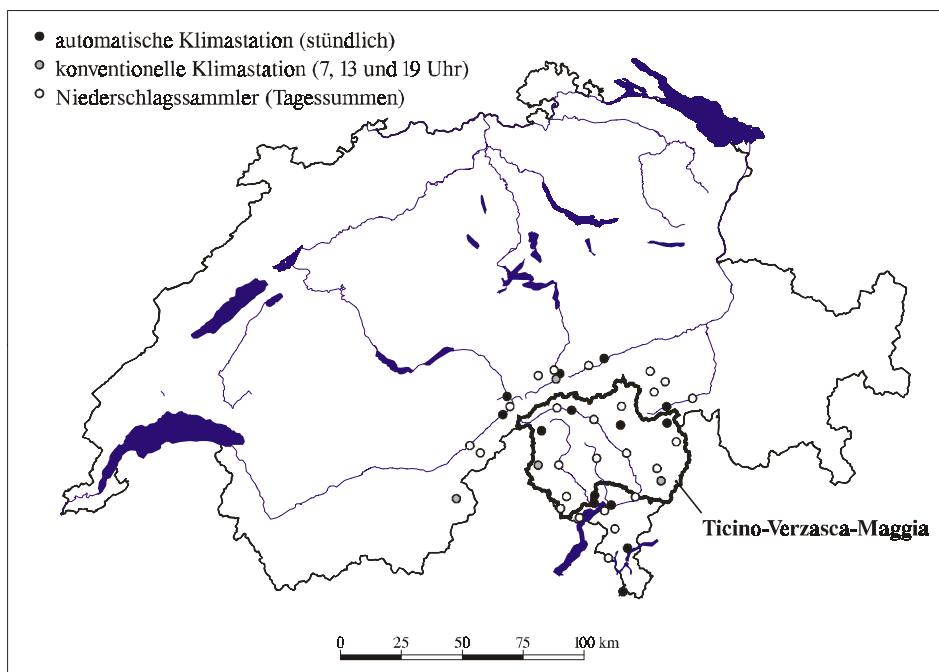


Abb. 2: Lage des Untersuchungsgebietes und der für die Modellrechnungen genutzten meteorologischen Beobachtungsstationen

3.2 Hydrologische Daten

Folgende hydrologische Datensätze wurden gesammelt und für den Modellbetrieb vorbereitet:

- *stündliche Abflußdaten* von 13 Pegelstationen des Ticino-Verzasca-Maggia-Gebietes für den Zeitraum 1991 bis 1997 (bereitgestellt durch die Landeshydrologie und -geologie der Schweiz);
- Angaben zu *Speicherbauwerken und –betriebsregeln* sowie Abschätzungen von Wasserüber- und -umleitungen (bereitgestellt durch die kantonalen Wasserkraftwerke).

Die anthropogenen Einflüsse auf das natürliche Abflussregime sind im Schweizer Südalpenkanton Tessin, bedingt durch den intensiven Wasserkraftwerk-speicherbetrieb, teilweise gravierend und können im Rahmen der geplanten Modellierungen nicht vernachlässigt werden. Allein in den Pegeleinzugsgebieten des Ticino, der Verzasca und der Maggia (vgl. Abb. 3) sind 13 grössere Speicheranlagen mit einem effektiven Fassungsvermögen von insgesamt 300 Mio. m³ (entspricht ca. 114 mm Wasserhöhe) zu berücksichtigen.

3.3 Physiographische Daten

Neben zeitlichen Informationen benötigt das hydrologische Modell WaSiM-ETH auch verschiedene raumbezogene Daten (Grids), die wiederum aus drei Basisdatensätzen generiert werden können: dem Digitalen Höhenmodell (DHM), der Landnutzung und den Bodeneigenschaften. Für die Untersuchungsgebiete konnten diese Daten vom schweizerischen Bundesamt für Statistik in einer räumlichen Auflösung von 100 m x 100 m bezogen

werden. Als Datenquellen dienten: das RIMINI-Modell (DHM), die Arealstatistik (Landnutzung) und die Bodeneignungskarte der Schweiz.

Die modellgerechte Aufbereitung der Daten umfasste folgende Arbeiten:

- topographische Analyse des Ticino-Verzasca-Maggia-Gebietes anhand des vorliegenden DHMs: Extraktion von benötigten Grids und Parametersätzen (z.B. Flussnetz, Teileinzugsgebiete, Gefälle, Exposition, Fliesszeiten, Routing-Parameter);
- Klassifikation der Arealstatistikdaten in hydrologisch relevante Landnutzungsklassen sowie Bestimmung von landnutzungsabhängigen Parametern (z.B. Wurzeltiefe, Blattflächenindex, Vegetationsbedeckungsgrad, effektive Bewuchshöhe, minimaler Stomawiderstand, Albedo);
- Konvertierung der qualitativen Angaben in der Bodeneignungskarte in vom Modell nutzbare Bodenparameter (z.B. nutzbare Feldkapazität, Durchlässigkeit, Saugspannung);
- Aggregation der abgeleiteten Parametersätze auf das Rechenraster des Modells.

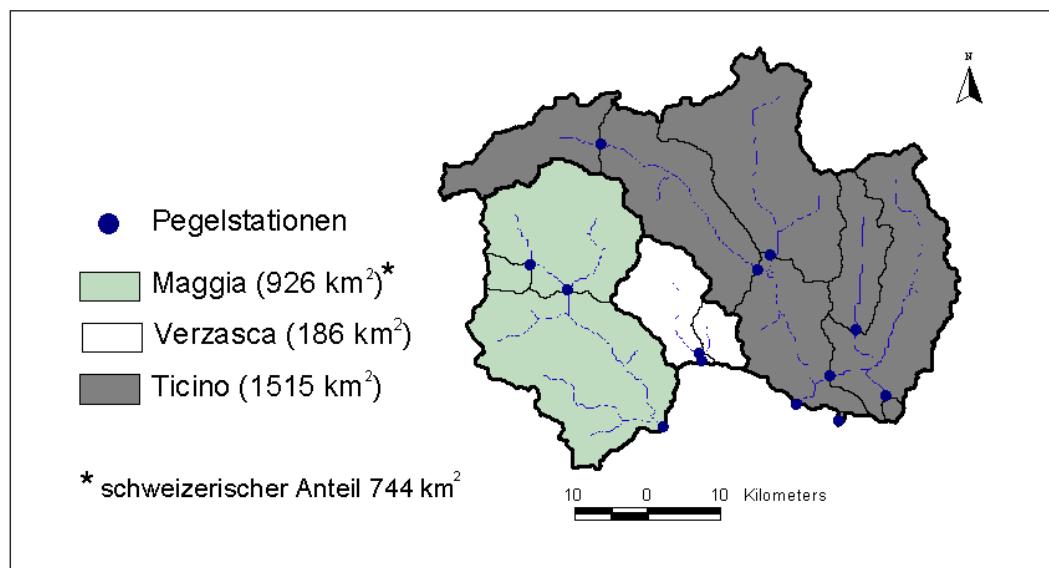


Abb. 3: Lage der Pegelstationen und der generierten Teileinzugsgebiete

4 Kalibrierung von WaSiM-ETH

Die Modellkalibrierung, welche insbesondere an den wenigen sensitiven Parametern des Bodenmodells erfolgte, wurde im anthropogen am wenigsten beeinflussten Teileinzugsgebiet der Verzasca (186 km^2) vorgenommen. Es wurde kontinuierlich über den Zeitraum 1991 bis 1995 modelliert. Die Resultate der Simulationen zeigten durchweg optisch als auch rechnerisch eine gute Übereinstimmung mit den beobachteten Abflüssen am Pegel Lavertezzo/Verzasca (Gebietsauslass). Für den Kalibrierungszeitraum lagen die berechneten linearen und logarithmischen Bestimmtheitsmasse der Einzeljahre zwischen 0.81 und 0.93. Die Ergebnisse eines Rechenlaufes zeigt die Abb. 4.

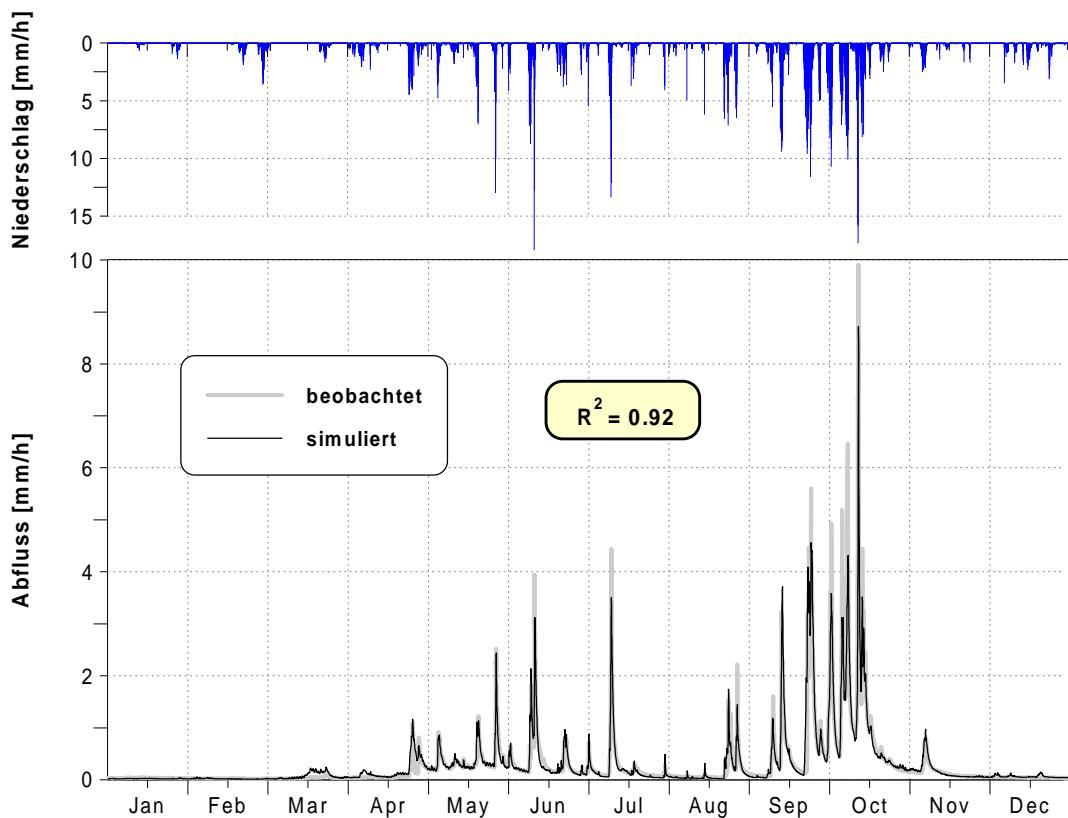


Abb. 4: Rechenlauf im Stundenzeitschritt für das Verzasca-Gebiet für das Jahr 1993

Die gegenwärtigen Arbeiten beschäftigen sich damit, den Einfluss des Speicherbetriebs auf das Abflussregime im Ticino-Maggia-Gebiet problemadäquat zu erfassen und in die Modellstruktur von WaSiM-ETH zu übernehmen. Bis Frühjahr 1999 sollen die Kalibrierungs- und Validierungsarbeiten für das Gesamtgebiet abgeschlossen sein. Die Validierung des Modells wird für die Periode 1996/97 erfolgen.

5 Kombinierte hydrometeorologische Modellierung

Bislang wurden erste Experimente zur Kopplung des atmosphärischen Wettervorhersage-modells Schweiz Modell (SM14) und WaSiM-ETH realisiert. Es wurde die Orographie des SM14-Modells (räumliche Auflösung: ca. 14 km x 14 km) mit der in WaSiM-ETH genutzten Orographie überlagert (0.5 km x 0.5 km) (Abb. 5).

Für ausgewählte Hochwasserereignisse erfolgten Testrechnungen (z.B. für das sogenannte „Brig-Hochwasserereignis“ vom September 1993), bei denen die vom SM14 vorhergesagten Daten als meteorologische Inputgrößen in WaSiM-ETH verwendet wurden. Ein Vergleich zwischen den von WaSiM-ETH simulierten Gebietsniederschlägen, zum einen berechnet anhand von Modellinputs aus SM14 und zum anderen unter Nutzung von beobachteten Stationsdaten, zeigt eine relativ gute Übereinstimmung, sowohl im Niederschlagsmuster als auch in der Summe des Gebietsniederschlages (Abweichungen im Mittel 10%).

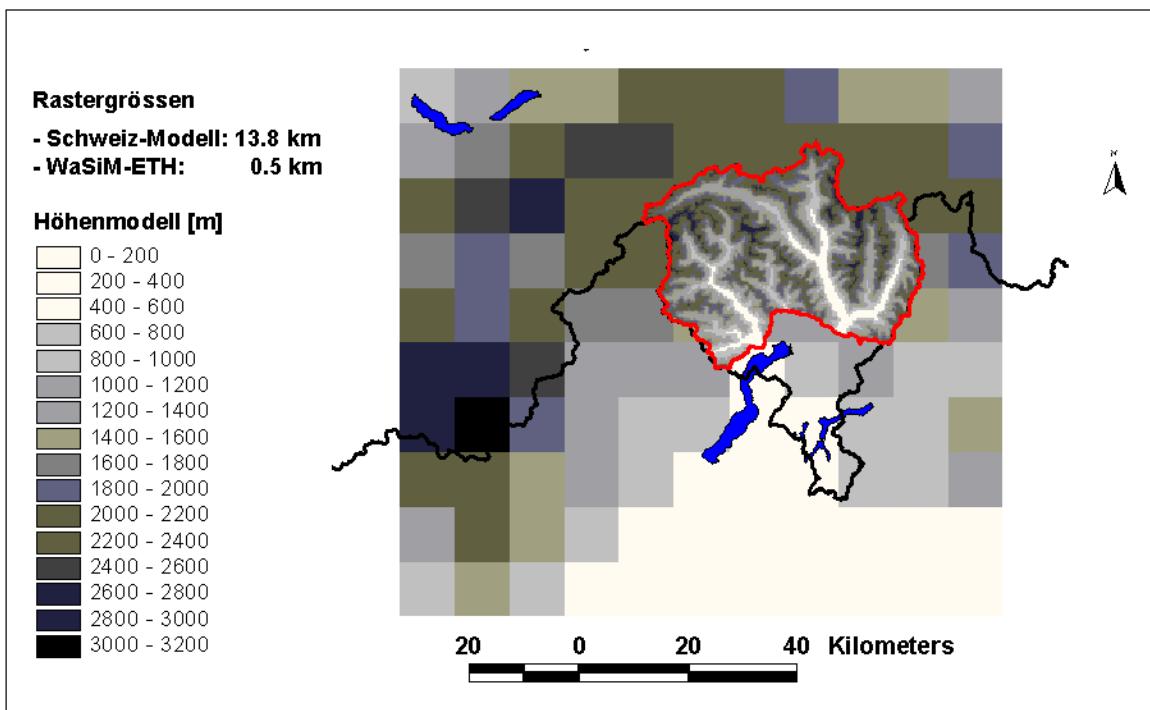


Abb. 5: Vergleich zwischen der Orographie von SM14 und WaSiM-ETH

Nach den Modellanpassungen für das Untersuchungsgebiet sollen kombinierte Modellrechnungen und –analysen durchgeführt werden. Insbesondere ist es vorgesehen, alle für den Validierungszeitraum von WaSiM-ETH (1996 bis 1997) bereitgestellten SM14-Vorhersagedaten (kontinuierliche Zeitreihen) in die Untersuchungen mit einzubeziehen. Ausgewählte Hochwasserereignisse sind bezüglich der bei ihrer Berechnung erreichbaren Genauigkeit und der in Verbindung mit der kombinierten Anwendung des meteorologischen Modells möglichen Vorhersagbarkeit zu analysieren. Daraus resultierende Möglichkeiten der Bewirtschaftung der Hochwasserressourcen und der Steuerung von wasserwirtschaftlichen Anlagen sind insbesondere in Verbindung mit dem Auftreten von Extremereignissen (Hoch- und Niedrigwasser) zu diskutieren. Im Rahmen des Gesamtprojektes werden die in der oben beschriebenen Modellkopplung (SM14 / WaSiM-ETH) erzielten Ergebnisse mit den Ergebnissen der von anderen Projektpartnern vorgenommenen Modellanwendungen verglichen und hinsichtlich ihrer Güte eingeschätzt.

Literatur

- Anderson, E.A. (1973): National Weather Service river forecast system - snow accumulation and ablation model. National Oceanographic and Atmospheric Administration (NOAA), Tech. Mem., NWS-HYDRO-17, U.S. Department of Commerce, Silver Spring, MD. 217 S.
- Green, W.H. and Ampt, G.A. (1911): Studies on on Soil Physics: I. The flow of air and water trough soils. Journal of Agricultural Sciences, 4, 1-24.

- Monteith, J.L. (1975): Vegetation and the atmosphere, Vol. 1: Principles. Academic Press, London.
- Peschke, G. (1977): Ein zweistufiges Modell der Infiltration von Regen in geschichtete Böden. *Acta hydrophysica*, 22 (1), 39 - 48.
- Peschke, G. (1987). Soil Moisture and Runoff Components from a Physically Founded Approach. *Acta hydrophysica*, 31 (3/4), 191-205.
- Schulla, J. (1997): Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen. Diss. ETH Nr. 12018, Zürcher Geographische Schriften, 69, 179 S.
- Schulla, J. und Jasper, K. (1998): Modellbeschreibung WaSiM-ETH. ETH Zürich, 144 S. (unveröffentlicht)
- Thompson, N., Barrie, J.A. and Ayles, M. (1981): The Meteorological Office rainfall and evaporation calculation system: MORECS (July 1981). Hydrological Memorandum, No. 45, Meteorological Office, Bracknell.

Modeling of water availability on the global scale: Influence of model structure and uncertainty of precipitation data

Frank Kaspar and Petra Döll

Abstract: The model WaterGAP tries to describe the global water situation by computing water availability and water use in river basins. Water availability calculations are based on a daily soil water balance on a grid of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. This paper evaluates the influence of the model structure on the simulated runoff. Besides, the effect of uncertainties in the measured precipitation is assessed by applying a global data set with correction factors for measured precipitation. The importance of these modifications is regionally very different, which is shown for exemplary basins. Correcting the precipitation input has the most significant influence on the results, especially in those areas which are frequently snow-covered. Therefore, the model results are highly influenced by the great uncertainty of the precipitation correction factors.

Zusammenfassung: Das Modell WaterGAP versucht, die globale Wassersituation durch Berechnung von Wasserverfügbarkeit und Wassernutzung in Einzugsgebieten zu beschreiben. Die Berechnung der Wasserverfügbarkeit beruht auf einer täglichen Bodenwasserbilanz auf einem Raster von $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. In diesem Beitrag wird gezeigt, welchen Einfluß strukturelle Änderungen im hydrologischen Modell auf die Berechnung des Abflusses zeigen. Weiterhin wird ein globaler Datensatz mit Korrekturwerten für Niederschlagsmessungen verwendet, um den Einfluß von Unsicherheiten in den Niederschlagsmeßwerten auf die Modellergebnisse zu zeigen. Die regional sehr unterschiedliche Bedeutung dieser Aspekte wird an exemplarischen Einzugsgebieten gezeigt. Die Korrektur der Niederschlagswerte hat erheblichen Einfluß auf die Ergebnisse, insbesondere in Gebieten, die zeitweise schneebedeckt sind. Die hohe Unsicherheit in den Korrekturfaktoren hat daher starken Einfluß auf die Modellergebnisse.

1 Introduction

WaterGAP is a global model of water availability and water use in river basins. It is applied to analyse the impact of global change on the problem of water scarcity. Global change refers to demographic, socio-economic and climatic change. The model is still in its developing phase; therefore, it is important to determine the sensitivity of the simulation results with respect to both the model structure and the input data. This knowledge can help to focus the further development efforts.

2 The global water model WaterGAP 1.1

WaterGAP simulates both water availability and use. The global land area is represented by a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ grid (59831 cells). Each cell is part of a watershed. 1162 watersheds of widely varying size are distinguished. The daily water balance of the soil is computed for each cell. There is no routing between cells yet. Water availability of a watershed is assumed to be the total runoff of that watershed, which is just calculated as the average runoff of all its cells. Actual evapotranspiration E_a is calculated from potential evapotranspiration E_p , the actual soil water content within the effective rooting zone S and the total available soil water content S_{\max} with:

$$E_a = \min\left(E_p, E_{p\max} \frac{S}{S_{\max}}\right) \text{ with } E_{p\max} = 10 \text{ mm/d}$$

S_{\max} is computed as the product of the total available water capacity in the uppermost meter of the soil (from Batjes, 1996) and the vegetation-specific rooting depth. The Priestley-Taylor equation is used to calculate E_p . Total runoff R is computed from effective precipitation P_{eff} (precipitation as rain plus meltwater) following Bergström (1994) as:

$$R = P_{\text{eff}} \left(\frac{S}{S_{\max}} \right)^\gamma$$

The runoff coefficient γ is the only calibration parameter of the hydrological model. WaterGAP 1.0 has been presented at the previous workshop (Döll et al., 1998a), and a full description of the model can be found elsewhere (Alcamo et al., 1997). In version 1.1 of WaterGAP, time series of monthly climate data and time series of river discharge were used to calibrate the runoff coefficient γ for 41 rivers on all continents (Döll et al., 1998b). The corresponding river basins cover about 30% of the global land area. For each river, the discharge time series cover a different time range within the period 1901 to 1995. Data were provided by the GRDC (Grabs et al., 1996). Time series of monthly climatic data (precipitation, temperature) are available for the appropriate time period as global data sets on a grid of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (New et al., 1998). These monthly values are interpolated to daily values (linearly for precipitation and with a spline function for temperature).

The calibrated γ -values range from 0.01 to 50. In 6 mostly semiarid or arid river basins, runoff is overestimated, no matter how large γ becomes. This is partly due to neglecting the evaporation of swamps, and partly due to the fact that the measured discharge is already diminished by water withdrawals.

3 Structural improvements

WaterGAP 1.1 as described in the previous section was modified with respect to two aspects. First, synthetic daily precipitation values were generated from data on monthly

precipitation and the number of wet days per month. This is an improvement compared to the linear interpolation of monthly values, which lead to unrealistic daily “drizzle” without any dry day. A widely recognised approach to generate daily precipitation values is to describe the distribution of wet days within a month as a two-state, first-order Markov chain. Geng et al. (1986) analysed daily rainfall data from various locations around the globe and proposed functional relationships between the number of wet days per month and the parameters of the Markov chain. Using their approach together with the time series of ‘number of wet days per month’ from the database of New et al. (1998), sequences of wet and dry days were generated for the WaterGAP model. Every month with the same number of days and the same number of wet days is assumed to have the same sequence of wet and dry days for all watersheds. A sensitivity analysis was performed to determine the effect of choosing just one arbitrary realisation of the stochastic distribution. Geng et al. (1986) also suggested to describe the distribution of precipitation on the wet days by a two-parameter gamma probability function. However, given the number of cells and the length of the time period, this method is computationally expensive. Therefore, the total monthly precipitation is distributed equally over all wet days.

Second, the explicit simulation of interception by the canopy was added to WaterGAP 1.1. Canopy storage enables the evaporation of precipitation before it can reach the soil. In case of a dry soil, for example, interception leads to increased evapotranspiration. Interception is simulated by computing the balance of the water stored by the canopy S_c :

$$\frac{\partial S_c}{\partial t} = P - P_t - E_c \quad \text{with } 0 \leq S_c \leq S_{c\max}$$

where P_t is the part of the precipitation P that reaches the soil (throughfall) and E_c the evaporation from the canopy. P_t is calculated as that part of the precipitation which can not be stored by the canopy:

$$P_t = \begin{cases} P - (S_{c\max} - S_c) & \text{if } P > (S_{c\max} - S_c) \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases}$$

The maximum amount of water that can be stored in the canopy is determined using the one-sided Leaf Area Index (LAI): $S_{c\max} = 0.2 \text{ mm} * \text{LAI}$. As we want to be able to take into account future land cover changes, observed LAI values from remote sensing (Meeson et al., 1995) have been assigned to the land cover types considered in WaterGAP. This was done for January and July, and the northern and southern hemisphere. These values have been interpolated to daily values of LAI by assuming a sinusoidal behaviour. However, the derived values appear to be somewhat low. Evaporation from the canopy is calculated as (Deardorff, 1978):

$$E_c = E_p \left(\frac{S_c}{S_{c\max}} \right)^{2/3}$$

In order to conserve energy, the potential evapotranspiration from the soil E_{p_soil} is reduced by the canopy evaporation:

$$E_{p_soil} = E_p - E_c$$

4 Correction of precipitation data

Legates and Willmott (1990) developed a model to estimate and remove the bias in precipitation gauge measurements caused by wind, wetting and evaporation losses. They found that on the global average these measurement errors lead to an underestimation of precipitation by 11%. The bias is largest in areas where precipitation falls mainly as snow (up to 300%). The uncorrected gridded precipitation values from New et al. (1998) are corrected by using the monthly correction factors of Legates and Willmott (1990). These factors were originally derived for a grid of $1^\circ \times 1^\circ$ and were later interpolated onto a grid of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (Tobias Fuchs, Global Precipitation Climatology Center, personal communication).

5 Results

In order to analyse the effects of the different model formulations and the precipitation correction on computed runoff, a set of simulations was performed:

- A) Standard run of WaterGAP 1.1 (no interception, linearly interpolated precipitation, precipitation data not corrected)
- B) Same as A, but with synthetic daily precipitation
- C) Same as A, but with interception
- D) Same as A, but with synthetic daily precipitation and interception
- E) Same as A, but with corrected precipitation
- F) Same as D, but with corrected precipitation

Fig. 1 shows how simulated runoff in selected rivers is influenced by the changes in the model structure and the precipitation input. These simulations have been performed with climate data of the period 1961-1990. Runoff for case A corresponds to the actual runoff, as calibration was done only for this case.

For the cases B, D and F, sensitivity analysis were carried out to evaluate if different realisations of the stochastic distribution of wet and dry days lead to significant differences in the model results. 20 simulations, which were performed for each case, only resulted in insignificant differences. The standard deviation is on the order of 1% of the runoff for most of the basins, the highest value is about 6% in case of the Brazos (Texas), which is a very dry basin. Fig. 1 shows the results for one arbitrarily selected realisation. Due to the small differences, they can be used to represent the results for the complete set of simulations.

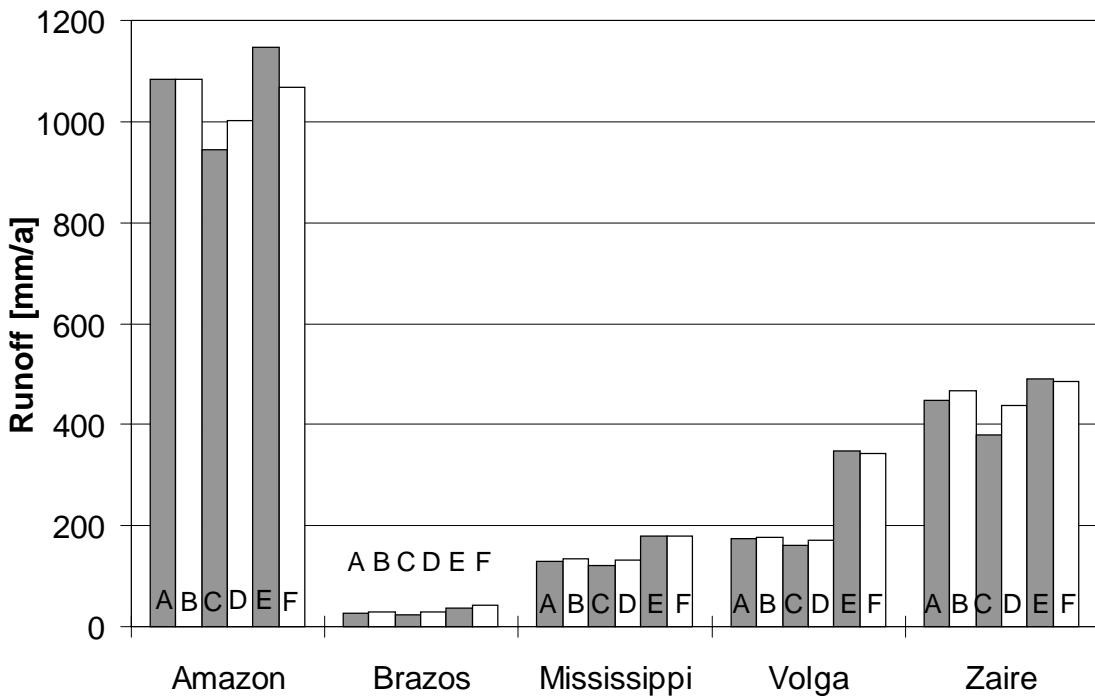


Fig. 1: Change in simulated runoff for selected river basins caused by changes in model structure and precipitation input (description of cases A-F is given in the text).

Using synthetic daily precipitation (case B) instead of interpolated monthly values (case A) results in a small increase in computed runoff for most of the basins (typically less than 2%), except for dry basins where the relative importance is higher, e.g. 17 % in case of the Brazos. Incorporation of interception into the model (case C) leads to a decrease in runoff, which reaches 10% in areas with high leaf area indices (Amazon, Zaire). The interpolation of monthly precipitation values results in a small amount of precipitation every day, therefore an unrealistic large volume of water is evaporated from the canopy. The process is described more realistically if both, interception and synthetic daily precipitation are included in the model (case D). For this case the amount of water evaporated from the canopy is smaller, but is still important in areas with high leaf area indices (e.g. a decrease in runoff of about 8% in the Amazon basin).

When corrected precipitation values are used (case E), the computed runoff is always higher than in case A. The runoff differences are at least as significant as those which result from the structural modifications described above. Correction factors are especially high in areas where snow occurs, e.g. the Mississippi or the Volga. In case of the Volga, this leads to a doubling of the simulated runoff (precipitation is 34% higher). In such areas, the precipitation correction is much more relevant than the structural changes. Case F shows the combined effect of corrected precipitation input, interception and synthetic daily precipitation. In case of the Amazon or the Zaire, the effects of the

structural changes are compensated by the precipitation correction, while in the other basins the correction has the dominating influence.

In order to assess the global importance of the model modifications, the 41 basins that have been used for calibrating the model are summarised by calculating the mean of the percentage changes. Using synthetic daily rainfall leads to an increase in runoff of 2%, while interception leads to a decrease of 9.7%. Both processes together result in a decrease of only 2.2%. Correcting the precipitation has a much more significant influence on the results: the average precipitation increase of 11% leads to an average increase in runoff of about 28%. All changes combined result in an average runoff increase of about 25.5%.

An important question for the further development of the model is if these changes allow a more successful calibration of the model. As mentioned above, for 6 out of 41 river basins a calibration of γ was not possible in the standard run A. For the versions with interception and generation of synthetic daily precipitation (each alone and combined), there was no difference in the number of river basins that could not be calibrated. The precipitation correction leads to more precipitation and therefore to more runoff (for constant γ). γ must be set to a larger value to generate the same runoff as without correction. Using corrected precipitation, simulated runoff in 22 basins remained always higher than measured runoff no matter how large γ was chosen. If correction of precipitation input and the structural changes are considered together, there are still 17 basins that could not be calibrated. We assume that this problem will be solved if routing and wetlands will be included into the model.

6 Conclusions

When the data set of Legates and Willmot (1990) is used to correct a data set of gridded observed precipitation, annual precipitation is increased by an average of 11% in 41 large river basins. Simulating runoff with WaterGAP 1.1 results in a corresponding runoff increase of approx. 25%. However, in snow-dominated river basins, the differences can be much larger. According to our knowledge, this is the only data set with correction factors on a global coverage. It is not known how reliable these factors are and if they are consistent with the applied climate data set. Therefore the uncertainty of the model results is large and a major effort should be spent on analysing the topic of precipitation correction.

The effects of correcting the precipitation input were compared to those resulting from some structural changes within the model. Interception was incorporated, and daily precipitation was generated with realistic stochastic properties instead of interpolating it linearly from monthly values. In most river basins, the sensitivity to the precipitation correction is larger than to these structural changes.

Interception is an important process in regions with high leaf area indices, e.g. the tropics. Incorporation of interception into the model leads to reliable results only if daily values of

precipitation are described with realistic stochastic behaviour. Synthetic daily precipitation was generated by a stochastic process. A sensitivity analysis showed that differences in runoff between different realisations are much smaller than the differences which result from using synthetic daily precipitation instead of interpolated monthly values. This justifies to pick just one arbitrary realisation.

For all model versions examined here, calibration was not possible in arid areas. To achieve accurate results in these areas, routing, the evaporation from wetlands and consumptive water use have to be included. This is planned for the next model version.

Literature

- Alcamo, J., Döll, P., Kaspar, F., Siebert, S. (1997): Global Change and Global Scenarios of Water Use and Availability: An Application of WaterGAP 1.0, WZ-Report A9701, Center for Environmental Systems Research, University of Kassel. Can be downloaded as pdf-file from <http://www.usf.uni-kassel.de/service/bibliothek.htm>.
- Batjes, N. H. (1996): Development of a world data set of soil water retention properties using pedotransfer rules. *Geoderma* 71, 31-52.
- Bergström, S. (1994): The HBV model. In Singh, V. P. (ed.): Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, 443-476.
- Deardorff, J. W. (1978): Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.* 86C, 1889-1903.
- Döll, P., Kaspar, F., Alcamo, J. (1998a): WaterGAP: Modellierung von Wasserdargebot und Wassernutzung auf globaler Skala. In: Bronstert, A., Krysanova, V., Schröder, A., Becker, A., Bork, H.-R. (eds.): Modellierung des Wasser- und Stofftransports in großen Einzugsgebieten. PIK-Report No. 43, Potsdam Institute for Climate Impact Research, Potsdam, 155-164.
- Döll, P., Kaspar, F., Alcamo, J. (1998b): Modeling of world-wide water availability and water use under the influence of global change. In: Lemmelä, R. and Helenius, N. (eds.): Proceedings of The Second International Conference on Climate and Water, Espoo, Finland, 17-20 August 1998, 1345-1354.
- Geng, S., Penning de Vries, F. W. T., Supit, I. (1986): A simple method for generating daily rainfall data. *Agric. Forest Meteorol.* 36, 363-376.
- Grabs, W., De Couet, T., Paurer, J. (1996): Freshwater fluxes from continents into the world oceans based on data of the Global Runoff Data Base. Report No. 10, Global Runoff Data Centre, Federal Institute of Hydrology, Koblenz, Germany.
- Legates, D. R., Willmott, C. J. (1990): Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation. *Int. J. Climatol.* 10, 111-127.
- Meeson, B. W., Corprew, F. E., McManus, J. M. P., Myers, D. M., Closs, J. W., Sun, K.-J., Sunday, P. J. (1995): ISLSCP Initiative I – Global Data Sets for Land-Atmosphere Models, 1987-1988. Volumes 1-5. Published on CD by NASA.
- New, M. G., Hulme, M., Jones, P. D. (1998): Representing 20th century space-time climate variability. II: Development of 1901-1996 monthly climate fields. Submitted to *J. Climate*.

Hydrologische Modellierung von meso- und makroskaligen Einzugsgebieten mit ARC/EGMO

Beate Klöcking¹, Bernd Pfützner² und Alfred Becker¹

Zusammenfassung: Die neuesten Entwicklungsarbeiten am Modellsystem ARC/EGMO zur detaillierten Simulation der Hydrologie meso- bis makroskaliger Einzugsgebiete unter besonderer Berücksichtigung der Abflusskomponenten werden vorgestellt. Die gesammelten Erfahrungen bei der Modellanwendung für die Einzugsgebiete der Saale und der Havel und ihrer Teilgebiete werden diskutiert.

Abstract: This paper concerns the latest developments of the model system ARC/EGMO aimed at providing a detailed description of watershed hydrology at the meso- and macro-scale. The model was applied to two large sub-basins of the Elbe river basin, the Saale basin (24.000 km^2) and the Havel basin (20.000 km^2 excluding the upper Spree). Special emphasis was given to quantify the different flow components.

1 Einführung und Zielstellung

Innerhalb des BMBF-Forschungsvorhabens „Elbe-Ökologie, Teil 3: Landnutzung im Einzugsgebiet“ werden am Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung skalenübergreifende Untersuchungen zu den Auswirkungen der Landnutzung auf den Wasser- und Stoffhaushalt im deutschen Teil des Einzugsgebiets der Elbe durchgeführt. Als Werkzeuge dienen die Modelle ARC/EGMO (Pfützner et al., 1998) und SWIM (Krysanova et al., 1998), die entsprechend der Aufgabenstellung weiterentwickelt werden.

In diesem Beitrag werden die aktuellen Entwicklungsarbeiten am Modellsystem ARC/EGMO vorgestellt, insbesondere die Erweiterungen des Modells für den makroskaligen Einsatz (Präprocessing, etc). Die Resultate der Modellanwendung für die Einzugsgebiete der wichtigsten Nebenflüsse der Elbe (Saale und Havel) werden diskutiert.

2 Probleme bei der großskaligen hydrologischen Modellierung

Soll die Auswirkung flächendifferenzierter Land- und Wassernutzungen sowie ihrer Änderungen auf den Wasser- und Stoffhaushalt in meso- bis makroskaligen Flusseinzugsgebieten untersucht werden, ist eine adäquate räumliche und zeitliche Diskretisierung erforderlich

¹ Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung (PIK), Postfach 60 12 03, D-14412 Potsdam.

E-mail: kloecking@pik-potsdam.de

² Büro für Angewandte Hydrologie (BAH), Wollankstr. 117, D-13187 Berlin.

E-mail: Bernd.Pfuetzner@bah-berlin.de

(problem-, prozess- und informationsadäquat). Diese muss deutlich feiner sein, als z. B. für die alleinige Modellierung der Gebietsabflüsse von Einzugsgebieten dieser Größenordnung. Von den einzusetzenden Modellen wird eine flächendifferenzierte, adäquate aber möglichst robuste Beschreibung aller entscheidenden Prozesse sowie die Möglichkeit der Bestimmung der Modellparameter aus GIS-basierten, allgemein verfügbaren Daten verlangt (vgl. Becker, 1997).

Ein Hauptproblem liegt jedoch in der Schwierigkeit, die räumlichen Heterogenitäten in dieser Raumskala anhand der in unterschiedlicher Auflösung verfügbaren Basisdaten (Topographie, Landnutzung, Boden, Hydrogeologie, Gewässernetz) hinreichend genau abzubilden. So werden z. B. für das Einzugsgebiet der Unstrut bis zum Pegel Nübelstedt (716 km^2) durch die Bodenübersichtskarte BÜK 1000 sieben Bodenformen ausgewiesen. Demgegenüber weist die Bodenkarte von Thüringen (1:100.000) 30 Bodenformen aus. Diese höherauflösenden Daten können jedoch für die makroskalige Modellierung nur bedingt verwendet werden, da sie zum einen nicht flächendeckend vorliegen, und zum anderen für eine adäquate Flächengliederung wieder aggregiert werden müssten. Problematisch sind außerdem Diskrepanzen zwischen den verschiedenen Basiskarten wie z.B. zwischen denen für die Landnutzung und den Boden. Zur Lösung dieser Problematik ist die Ableitung von Skalengesetzen für die einzelnen Kenngrößen durch skalenübergreifende Untersuchungen nach dem Prinzip der genesteten Modellierung entsprechend der „Rahmenkonzeption Elbe-Ökologie“ (vgl. Becker, 1997) erforderlich. In diesem Zusammenhang ist auch das Problem der Erfassung der räumlichen Verteilung der meteorologischen Eingangsgrößen zu beachten, worauf in diesem Band u.a. bei Lahmer et al. (1999) eingegangen wird.

Für eine realitätsnahe, möglichst ortsgenaue Abbildung des Wasser- und Stoffhaushaltes ist außerdem die Kenntnis der unterirdischen Einzugsgebiete sowie der Wasserbewirtschaftungsmaßnahmen (Speicherbewirtschaftung, Entnahmen, Überleitungen, etc.) unumgänglich. Hier besteht eines der größten Probleme, da die entsprechenden Daten zumeist nicht flächendeckend für den betrachteten Zeitraum verfügbar sind.

3 Das Modellsystem ARC/EGMO

3.1 Konzept

ARC/EGMO ist aus dem hydrologischen Modellsystem EGMO (Becker, 1975; Becker & Pfützner, 1987) hervorgegangen. Es ist als Toolbox zur integrativen Modellierung hydrologischer Prozesse auf regionaler Ebene konzipiert. Je nach Aufgabenstellung und Eingangsdatenbasis können über geeignete Kombinationen unterschiedlich detaillierter Teilprozessmodelle verschiedene Formen von Flusseinzugsgebietsmodellen erstellt werden. Die Zeitschrittweite der Simulation kann der Problemstellung angepasst werden, wobei im Standard mit einer täglichen Auflösung modelliert wird. Durch die direkte Kopplung an das GIS ArcInfo können Flächen bestimmter Eigenschaften ausgewiesen werden und somit flächengenau die einzelnen hydrologischen Teilprozesse simuliert werden. Variable räum-

liche Aggregierungsansätze erlauben eine hydrologische Modellierung auf der Basis von Raumeinheiten unterschiedlicher Größe und Heterogenität (siehe dazu Lahmer et al., 1997). Dabei wurde konsequent das von Becker & Nemec (1987) vorgeschlagene Zwei-Domänen-Konzept umgesetzt, das eine unterschiedliche Flächendifferenzierung bei der Simulation der vertikalen und der lateralen Prozesse beinhaltet (Becker, 1997).

Durch die Variabilität des Modellsystems ARC/EGMO ist eine Anwendung auf unterschiedlichsten Skalenebenen möglich, vom Kleinsteinzußgebiet mit ca. 1 km² über mesoskalige Einzugsgebiete bis hin zu makroskaligen Einzugsgebieten (z.B. Saale mit 24.000 km²).

3.2 Modellstruktur

Das Modellsystem ARC/EGMO wurde in der Programmiersprache C geschrieben und ist auf PC's unter Windows und auf UNIX-Plattformen lauffähig. Um den Einsatz auf verschiedenen Plattformen zu gewährleisten, besitzt ARC/EGMO keine Nutzeroberfläche. Das Modell generiert sich weitgehend selbst entsprechend der zur Verfügung stehenden raum- und zeitbezogenen Eingangsdaten. Der Nutzerdialog findet über Steuerdateien im ASCII-Format statt. Eine ausführliche Beschreibung ist in Pfützner et al. (1998) enthalten.

Abb. 1 verdeutlicht die prinzipielle Modellstruktur: In den Modellrahmen, der die Modellorganisation, die Zeitreihenverwaltung und Parameterermittlung sowie die Ergebnisaufbereitung übernimmt, ist das eigentliche hydrologische Modell eingebettet. Dieses untergliedert sich entsprechend dem oben angesprochenen Konzept in eine Vertikal- und eine Lateraldomäne.

Die beiden Domänen sind wiederum in streng gekapselte Kompartimente unterteilt. Innerhalb dieser erfolgt die Simulation der einzelnen Teilprozesse. Jedem Kompartiment kann eine spezifische Raumauflösung zugeordnet werden. Kleinste zu simulierende Raumeinheit ist dabei in der Vertikaldomäne die Elementarfläche (EFL) mit homogenen Systemeigenschaften und in der Lateraldomäne das Abflusskaskadensegment oder der Fließgewässerabschnitt. Zwischen den Kompartimenten und Domänen existieren definierte Schnittstellen mit einem Minimum an Übergabeparametern. Derzeit werden diese Schnittstellen bezüglich der Stoffdynamik überarbeitet.

Dieses modulare Prinzip wird im folgenden exemplarisch für die Vertikaldomäne (Abb. 2) veranschaulicht. Die vertikal ausgerichteten Prozesse werden hier innerhalb von 3 gekapselten Kompartimenten beschrieben: METEOR, SURFACE und SOIL. An die Lateraldomäne werden die Mengen des pro Zeitschritt und Flächeneinheit i gebildeten Oberflächenabflusses RO_i , Zwischenabflusses RH_i und die Grundwasserneubildung RG_i mit den darin gelösten Stoffen übergeben. Innerhalb der Module werden die kompartimentspezifischen Prozesse durch den Nutzer wahlfrei (Abarbeitungsreihenfolge, Einzelmodelle, etc.) simuliert, wobei die Belegung der definierten Übergabeparameter an den Kompartimentschnittstellen pro Zeitschritt gewährleistet sein muss.

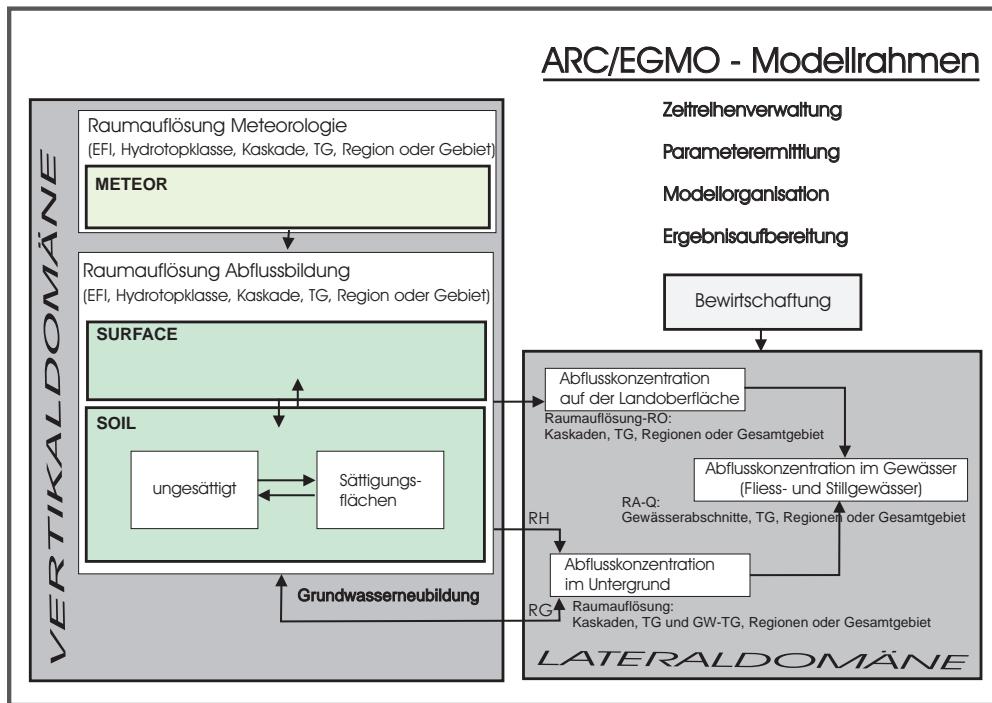


Abb. 1: Struktur des Modellsystems ARC/EGMO mit der möglichen Raumauflösung für die einzelnen Kompartimente

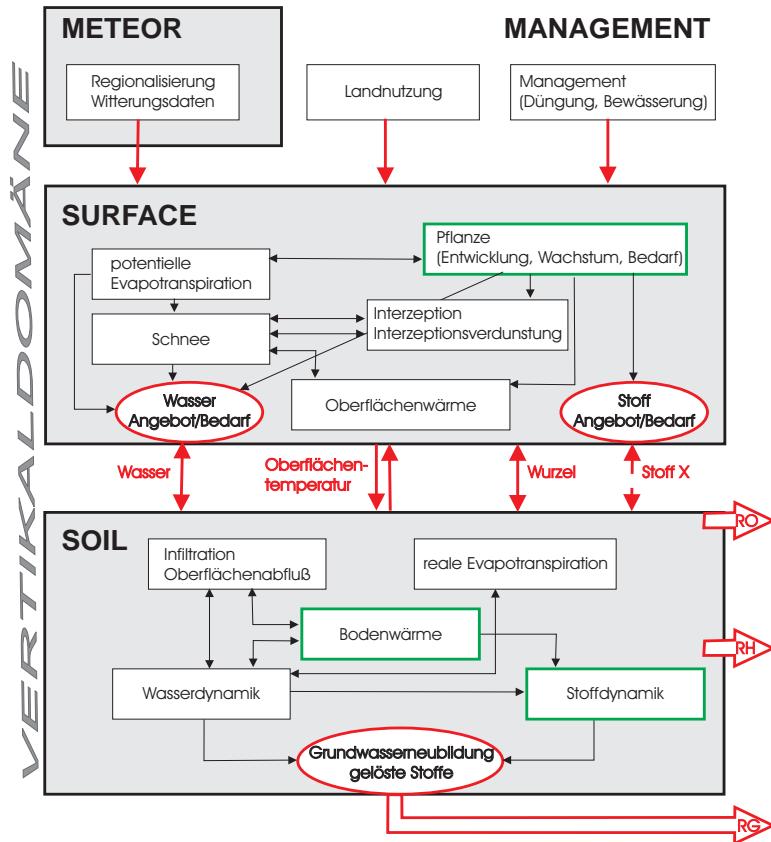


Abb. 2: Struktur der Vertikaldomäne

Werden zusätzliche Eingabedaten (zeitvariabel und/oder konstant) benötigt, so erfolgt die Verwaltung lokal innerhalb des Kompartimentes unter Nutzung der Datenverwaltungsroutinen aus dem Modellrahmen. Sollen keine eigenen Teilmodelle bzw. Module integriert werden, so können bewährte Ansätze aus der Modulbibliothek von ARC/EGMO genutzt werden. Innerhalb dieser Kompartimentmodelle kann zwischen mehreren Teilmodellen gewählt werden, die die Einzelprozesse entweder deterministisch oder mittels naturwissenschaftlich begründeter vereinfachender Algorithmen beschreiben. So werden z.B. zur Modellierung der potentiellen Evapotranspiration Ansätze nach Turc/Ivanov, Haude oder Penman angeboten. Dieser zweite Weg wird voll vom System unterstützt und erfordert keine Programmierkenntnisse.

3.3 Makroskalige Modellanwendung

Die unterschiedlichen Raumauflösungen der Modellkompartimente der Vertikal- und Lateralebene sind entscheidende Voraussetzung für den Einsatz von ARC/EGMO für Fragestellungen des Landnutzungseinflusses in makroskaligen Flusseinzugsgebieten. Zum einen sollen hierbei die abflussbildenden Prozesse der Vertikaldomäne so flächengenau wie möglich beschrieben werden, zum anderen müssen die lateralen Abflusskonzentrationsprozesse nicht mehr so detailliert, z.B. für jeden Fliessgewässerabschnitt im Einzelnen, betrachtet werden. Insbesondere ist die Ausweisung von Teileinzugsgebieten anhand der zur Verfügung stehenden Datenbasis (Digitales Höhenmodell DHM mit 1 x 1 km Auflösung) problematisch.

Für die Modellierung der Abflussdynamik im Einzugsgebiet der Saale (24.000 km²) konnte die vom Umweltbundesamt (UBA) erstellte Flussnetzkarte im Maßstab 1:1.000.000 und die dafür nach LAWA-Richtlinien erarbeitete Karte der Teileinzugsgebiete der Hauptnebenflüsse genutzt werden. Diese wurde durch aus dem DHM ermittelten Wasserscheiden ergänzt, wenn die Größe der durch das UBA ausgewiesenen Teileinzugsgebiete über 500 km² lag, und Ausweisung plausibel erschien. So konnten für das Gesamtgebiet 132 Teileinzugsgebiete ausgewiesen werden. Diese wurden in Hinblick auf die im Projekt primär zu betrachtenden Gebiete zu 19 Regionen zusammengefasst (Abb. 3). Jede dieser Region besitzt einen Durchfluss-Messpegel am Gebietsauslass. Die Raumbene „Region“ wurde eingeführt, um auch bei großräumigen Modellierungen mit detaillierten Datenbasen eine Beschränkung auf das Wesentliche zu ermöglichen. So können lokale Probleme vernachlässigt werden, wenn die Abflussrichtung aus der Region bekannt ist. Außerdem werden dadurch multiskalige und/oder genestete Untersuchungen unterstützt, bei denen z.B. auf der Basis höher aufgelöster Daten für Teilgebiete diese detaillierter modelliert werden. Die Modellierung der Abflusskonzentration erfolgte einerseits auf der Raumbene der Teileinzugsgebiete (Oberflächenabfluss), andererseits auf Regionensebene (Zwischenabfluss, Grundwasserkomponenten und Gesamtabfluss).



Abb. 3: Einzugsgebiet der Saale mit Teileinzugsgebieten, Regionen (grau), Pegeln (\blacktriangle) und dem Fließgewässernetz

Obwohl die mittlere Größe der Elementarflächen — bedingt durch die Verwendung von Basiskarten mit einer Auflösung von maximal 1:500.000 — mit etwa 0,85 km² schon verhältnismäßig groß ist, ist durch ihre Anzahl (28.374) eine Modellierung auch der vertikalen Prozesse auf dieser Raumbene kaum noch sinnvoll. Deshalb wurde eine Aggregation dieser zu Hydrotopklassen innerhalb der Teileinzugsgebiete vorgenommen. Die Parameter innerhalb einer Hydrotopklasse werden über Verteilungsfunktionen beschrieben (vgl. dazu Pfützner et al., 1998; Lahmer et al., 1997, 1999). Im Gegensatz zur Modellierung auf Elementarflächenbasis geht bei dieser Raumauflösung der Ortsbezug der Einzelflächen innerhalb des Teileinzugsgebietes verloren. Probleme können sich dadurch nur ergeben, wenn die Teileinzugsgebietsgröße nicht der Heterogenität der hydrologisch relevanten Klimafaktoren adäquat ist. Bei der Modellierung in kleinen oder mesoskaligen Flußeinzugsgebieten kann man davon ausgehen, dass die Teileinzugsgebietsuntergliederung fein genug ist, so dass die meteorologischen Verhältnisse an den Einzelflächen einer Hydrotopklasse nahezu gleich sind. Lahmer et. al. (1999) gehen auf die auch hier auftretenden Probleme ein. Anders sieht die Situation auf der Makroskala aus. Bei Teileinzugsgebietsgrößen von mehreren Hundert Quadratkilometern kann man nicht mehr quasihomogene meteorologische Verhältnisse annehmen. Deshalb wurde hier durch Einbeziehung der

Höhe und der Exposition in die Hydrotopklassifizierung wieder ein Ortsbezug der Hydrotopklassen hergestellt. Dieses Verfahren setzt einen deutlich gerichteten Höhengradienten innerhalb des Teilgebietes voraus. Diese Voraussetzung ist z.B. für die Saale erfüllt, nicht aber für Gebiete im Tiefland. Im Flachland sind jedoch die topographisch bedingten Heterogenitäten der meteorologischen Größen gegenüber anderen Phänomenen (Konvektivniederschläge etc.) vernachlässigbar, so dass diese Einschränkung hier in Kauf genommen werden kann. Ggf. muss nach anderen Raumdifferenzierungen gesucht werden.

4 Ergebnisse/Schlußfolgerungen

Die Modellvalidierung auf der Makroskala erfolgte im Rahmen des „Elbe-Ökologie-Projektes“ für die Einzugsgebiete der Saale (Abb. 3) und der Havel ab dem Spreepegel Leipsch (20.000 km^2) mit dem Ziel der Quantifizierung der Dynamik der verschiedenen Abflusskomponenten (Oberflächenabfluss, hypodermischer Abfluss und Basisabfluss) in deren mesoskaligen Teileinzugsgebieten ($200\text{--}2000 \text{ km}^2$). Dazu wurden die simulierten mit den gemessenen Durchflüssen an den Pegeln der einzelnen Regionen sowie am Gesamtgebietauslass in Calbe (Saale) bzw. Havelberg (Havel) verglichen. Insgesamt wurde eine gute Übereinstimmung erzielt. Probleme traten in einigen topographisch gering strukturierten Gebieten des Tieflandes insbesondere dann auf, wenn die realen ober- und unterirdischen Wasserscheiden und die entsprechenden Fließwege nicht genau genug bekannt sind, und damit die der Modellierung zugrunde gelegte Teileinzugsgebietsausgrenzung fraglich ist. Außerdem wurde deutlich, dass Wasserbewirtschaftungs- bzw. Steuerungssysteme wie z.B. gesteuerte Kanalverbindungen zwischen den einzelnen Gebieten (Spree/Dahme), Speicher (speziell in vielen Saaleteileinzugsgebieten), Überleitungen bzw. Entnahmen durch die Wasserwerke (Mulde /Parthe) u. ä. eine große Rolle spielen und bei der Modellierung berücksichtigt werden müssen. Dafür fehlt oft die benötigte Datenbasis. Aus Platzgründen wird diesbezüglich auf die Spezialberichterstattung (Klöcking et al., 1999) verwiesen.

Die mit ARC/EGMO erzielten Ergebnisse wurden mit den Simulationsergebnissen der Modelle SWIM bzw. HBV (Lindström et al., 1997) verglichen, wenn diese für die gleichen Untersuchungsgebiete vorlagen. Dabei ergab sich sowohl bezüglich der simulierten Gesamtabflüsse, als auch bezüglich der Anteile der einzelnen Abflusskomponenten eine durchaus befriedigende Übereinstimmung, ungeachtet der teilweise unterschiedlichen Berechnungsansätze. Dieses Ergebnis wird dahingehend interpretiert, dass die von uns gewählten Methoden prinzipiell zur Simulation der Abflusskomponenten geeignet sind, und dass damit die Voraussetzungen für die Abschätzung der verschiedenen Stoffströme in Einzugsgebieten gegeben sind.

Literatur

- Becker, A. (1975): The integrated hydrological catchment model EGMO. Bratislava: Int. Symp. and Workshop Appl. Math. Models in Hydrology and Water Research Systems, Hydrol. Sci. Bull. 21, 1.
- Becker, A. (1997): Genestete hydrologische Modellierungen im Elbegebiet im Rahmen des Förderschwerpunktes "Elbe-Ökologie". In Bronstert, A. et al. (Hrsg.): Modellierung des Wasser- und Stofftransports in großen Einzugsgebieten. PIK Report No. 43, 43-53.
- Becker, A., J. Nemec (1987): Macroscale Hydrologic Models in Support to Climate Change. In Solomon, S.I., Beran, M., Hoog, W. (Eds.): The Influence of Climate Change and Climate Variability on the Hydrologic Regime and Water Resources. IAHS publ. No. 168, 431-446.
- Becker, A., Pfützner, B. (1987): EGMO-System Approach and Subroutines for River Basin Modeling. Acta Hydrophys., Berlin 31, 3/4, 125-141.
- Klöcking, B., Becker, B., NN (1999): Genestete hydrologische Modellierungen im Elbegebiet mit ARC/EGMO (in Vorbereitung)
- Krysanova, V., Müller-Wohlfeil, D.-I., Becker, A. (1998): Development and test of a spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds. Ecological Modelling 106, 261-289.
- Lahmer, W., Müller-Wohlfeil, D.-I., Pfützner, Becker, A. (1997): GIS-based Hydrological Modelling with the Integrated Modelling System ARC/EGMO. Int. Conference on Regionalization in Hydrology, Braunschweig, March 10-14, 1997, Accepted for IAHS publication
- Lahmer, W., Pfützner, Becker, A. (1999): Großkalige hydrologische Modellierung von Landnutzungsänderungen vor dem Hintergrund unsicherer Eingangsdaten. (in diesem Band).
- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., Bergström, S. (1997). Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. J. of Hydrology 201, 272-288
- Pfützner, B., Lahmer, W., Becker, A., Klöcking, B. (1998): ARC/EGMO – GIS-gestützte hydrologische Modellierung, Programmdokumentation.

Anforderungen an die Modellierung des Wasser- und Stofftransports in Tieflandeinzugsgebieten Schleswig-Holsteins: Erfahrungen aus dem Bornhöved- und Stör-Projekt

Winfried Kluge und Stefan Jelinek

Zusammenfassung: Die Anforderungen an die integrierte Modellierung des Wasser- und Stofftransports im Tiefland konzentrieren sich auf folgende Schwerpunkte: (1) die Grundwasser-Einzugsgebiete bilden den Bilanzraum, (2) Grundwasserpfad, hydrochemisches Milieu und Verweilzeiten bestimmen den lateralen Stoffaustausch, (3) Talfelderungen und Feuchtgebiete wirken als Puffer, (4) Modelle für Tieflandgebiete sind mehrskalig zu konzipieren.

Abstract: Coupled models of water and matter transport in lowland catchments have to satisfy the following demands: (1) subsurface basins represent the real area of balances, (2) groundwater pathways, hydrochemical conditions, and different residence times directly influence the lateral matter exchange, (3) lowlands and riparian zones act as buffer zones, (4) models for lowland catchments must represent several scales.

1 Problemstellung und Ziele

Im vergangenen Jahrzehnt wurden vom BMBF die interdisziplinären Projekte "Ökosystemforschung in der Bornhöveder Seenkette" (Blume et al. 1992) und "Entwicklung eines Land-Gewässer-Konzeptes zur Senkung der Stoffausträge im Einzugsgebiet der oberen Stör" (Ripl et al. 1996) gefördert. In den glazial geprägten Untersuchungsräumen (Abb. 1) waren die Strukturen und Funktionen von Ökosystemen und Ökosystemverbünden in verschiedenen Skalen zu analysieren und die Gewässer im Verbund zu ihrem Umland bzw. ihren Einzugsgebieten zu betrachten. Obwohl bei der Modellierung des Wasserhaushaltes und der Stoffbilanzen von Agrarökosystemen, des Abflusses von größeren Einzugsgebieten und des Stofftransports im Grundwasser in den letzten Jahren beträchtliche Fortschritte erzielt wurden, blieben durchgreifende Erfolge bei der mesoskaligen Modellierung der gekoppelten lateralen Flüsse im Untergrund weitgehend aus (Starck et al. 1997). Die Fülle der durch GIS-Anbindung erzeugten Informationen und Karten darf nicht darüber hinweg täuschen, daß die in die Modelle eingehenden Daten häufig noch große Lücken und Unsicherheiten aufweisen, die Phänomene des 3D-Stofftransports im Untergrund nur stark idealisiert abgebildet werden können und eine solide Validierung kaum stattgefunden hat.

Aus dieser Sicht gewinnt die Frage nach Anforderungen und Möglichkeiten der Modellierung der lateralen raumzeitlichen hydrologisch-stofflichen Wechselwirkungen in Einzugsgebieten zunehmend an Bedeutung.

2 Hydrologische und stoffliche Merkmale von Tieflandeinzugsgebieten

Die ausgewählten Untersuchungsgebiete sind für einen großen Teil der Landschaftsräume Schleswig-Holsteins repräsentativ (vgl. Abb. 1). Die Bornhöveder Seenkette befindet sich im Östlichen Hügelland, in einem Raum mit relativ geringer Gewässerdichte. Hydrologisch wirken diese Seen als Vorflut. Für das etwas größere, nahezu ebene Einzugsgebiet der Schmalfelder Au/Bramau in der Niederen Geest sind breite Talaufniederungen mit einer hohen Graben- und Kleingewässerdichte charakteristisch. Beiden in Abb. 2 dargestellten, hydrologisch so verschiedenen Gebieten ist jedoch gemeinsam, daß der laterale Wasser austausch vor allem über den Grundwasser- bzw. gesättigten unterirdischen Pfad erfolgt. Die Ursache ist in einer nahezu ebenen Landschaft und den häufig flächendeckend verbreiteten Grundwasserleitern zu suchen. In Gebieten mit geringer Gewässerdichte (vgl. Bornhöveder Seenkette in Abb. 2) und unterschiedlichen geodätischen Höhen der direkt mit dem Grundwasser kommunizierenden Gewässer können die topographischen Einzugsgebieten beträchtlich von den unterirdischen abweichen. Bei mehreren Grundwasserstockwerken ist zwischen den oberflächennahen, mehr lokal geprägten und den tieferen, mehr regional bestimmten Grundwasserströmungssystemen zu unterscheiden (Engelen & Kloosterman 1996).

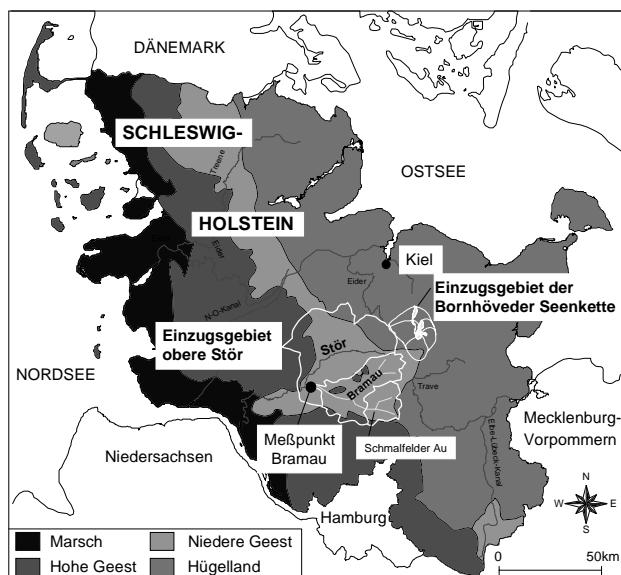


Abb. 1: Naturräumliche Gliederung Schleswig-Holsteins mit Lage der Untersuchungsgebiete „Bornhöveder Seenkette“ und „Schmalfelder Au/Bramau“ im Einzugsgebiet der Stör

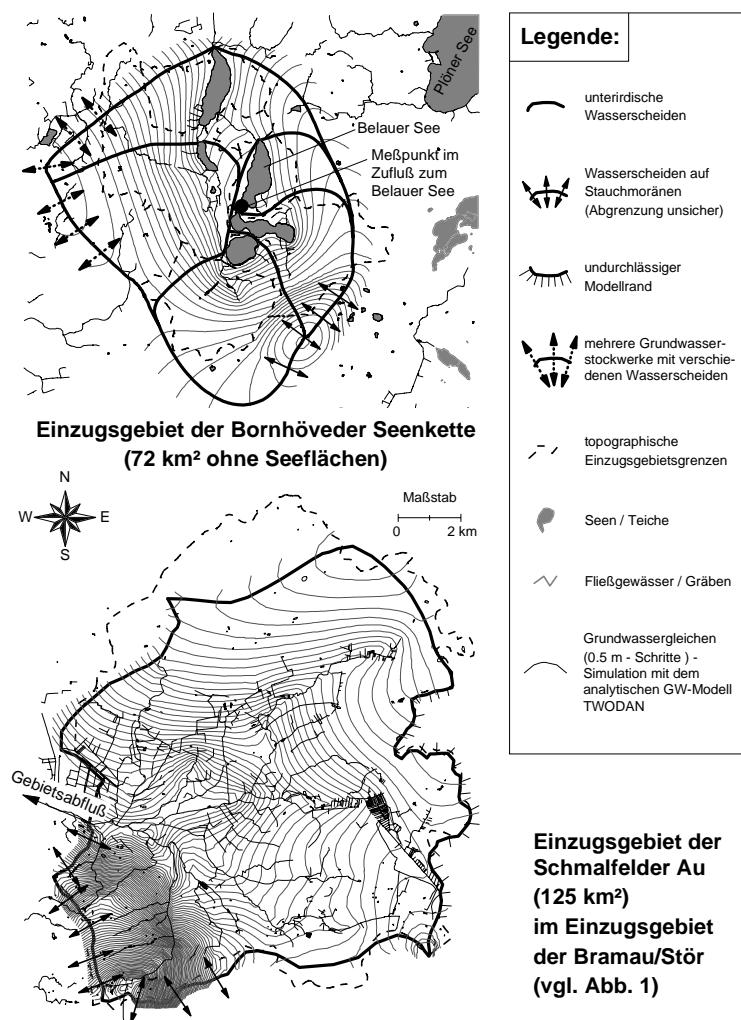


Abb. 2: Hydrographische Struktur mit topographischen und unterirdischen Einzugsgebieten sowie Grundwassergleichen der Untersuchungsgebiete Bornhöveder Seenkette und Schmalfelder Au/Bramau

Die in Abb. 3 dargestellten Ganglinien zeigen sowohl die für das Tiefland charakteristischen hydrologischen und hydrochemischen Verhältnisse als auch die Unterschiede, die zwischen See- und Fließgewässer-bestimmten Systemen bestehen. Die Speicherwirkung der vorgelagerten Seen (Abb. 2) verursacht einen Ausgleich des Zuflusses zum Belauer See und stabilisiert die Grundwasserstände in der Umgebung der Seen, wie in Abb. 3 exemplarisch dargestellt ist. Die in Abb. 3 ebenfalls dargestellte Abflußganglinie zur Bramau zeigt sowohl eine starke Abhängigkeit von einzelnen Niederschlagsereignissen als auch jahreszeitliche Unterschiede. Die dazugehörige Grundwasserganglinie zeigt einen deutlichen jahreszeitlichen Gang, was auf eine direkte Abhängigkeit der Grundwasserdynamik von der Grundwasserneubildung in den oberflächennahen Aquiferen hinweist. Durch eine vergleichende hydrologisch Systemanalyse von ca. 30 Teileinzugsgebieten der oberen Stör (Jelinek 1999) konnte nachgewiesen werden, daß die dargestellten Ganglinien für einen großen Teil der Tieflandeinzugsgebiete in Schleswig-Holsteins typisch sind.

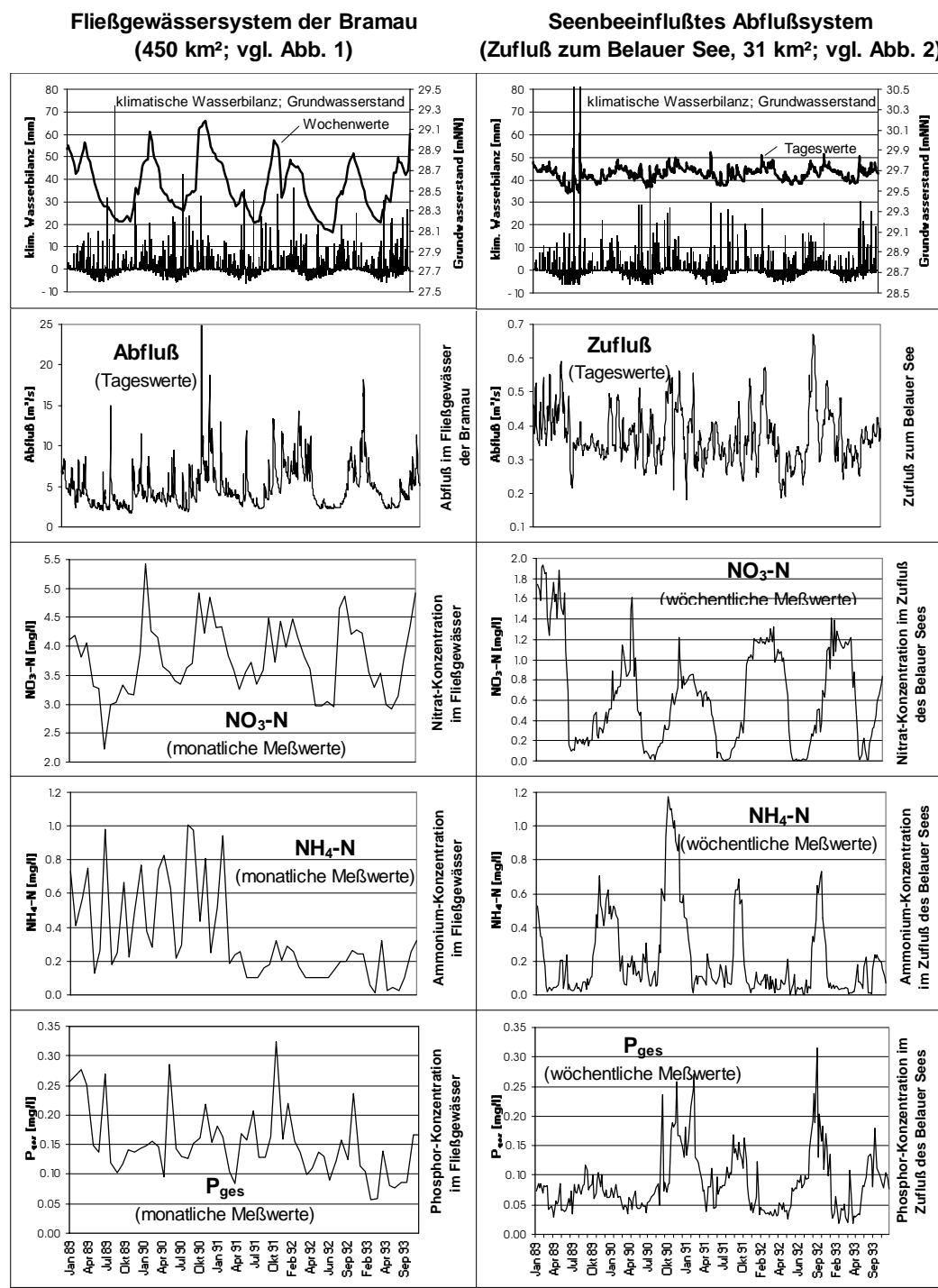


Abb. 3: Charakteristische Strukturen der hydrologischen Ganglinien und der Nährstoffkonzentrationen in der Bramau/Stör und der Alten Schwentine (Zufluß des Belauer Sees der Bornhöveder Seenkette, vgl. Abb. 2)

Der zeitliche Verlauf der Nährstoffkonzentrationen in Abb. 3 zeigt, welche Unterschiede zwischen dem See- und dem Fließgewässersystem bestehen. Die deutlich zu erkennenden Jahresperioden in der Nährstoffdynamik des Zuflusses zum Belauer See hängen vom biogenen Stoffumsatz und der saisonalen Temperaturschichtung des Wassers in den zwei vorgelagerten Seen ab. Die herbstliche Durchmischung mit dem Tiefenwasser führt zu einem Ansteigen der Gesamt-Phosphor- und Ammonium-Gehalte. Weil das Ammonium von vielen Algen und höheren Wasserpflanzen bevorzugt aufgenommen wird, erreicht der Stickstoff erst im Sommer sein Minimum. In den Fließgewässern zeigt nur das Nitrat mit seinem Wintermaximum eine deutliche jahreszeitliche Periode. Die sprunghafte Verminderung der Ammoniumwerte im Frühjahr 1991 ist auf die Inbetriebnahme einer Nitrifikations- und Denitrifikationsstufe in der Kläranlage Bad Bramstedt zurückzuführen. Die Phosphor- und Ammonium-Konzentrationen zeigen, im Unterschied zum Seengebiet, einen eher zufälligen Verlauf. Die dargestellten Ganglinien bestätigen, daß die Nährstoffdynamik in den Gewässern sowohl von den diffusen und punktförmigen Einträgen als auch von den abiotischen und biotischen Transformationsprozessen im Gewässer selbst beeinflußt werden. Durch einen hohen Standard in der Abwasserbehandlung haben die punktförmigen Stoffeinträge in die Gewässer Schleswig-Holsteins oft nur noch nachrangige Bedeutung.

Die Analyse der Wasserpfade an der Landoberfläche, im Untergrund und in den Gewässern liefert den Zugang zu Erklärung der Wirkung der wesentlichen lateralen Stoffpfade. Die in Abb. 4 vorgenommene Einteilung in direkte, verzögerte und Basispeisung bezieht sich vorrangig auf die zeitliche Interpretation der Niederschlags-Abfluß-Beziehungen im Sinne der Ganglinienseparation (Jelinek et al. 1999). Die direkte Übertragung dieses Konzeptes auf die Stoffausträge im Tiefland bereitet jedoch deshalb besondere Probleme, weil verschiedene Pfade nicht direkt bis an das Hauptgewässer reichen und selbst nach einem Starkregen bei deutlicher Erhöhung des Abflusses im Gewässer sowohl der Landoberflächenabfluß (vor allem als Sättigungsabfluß) auch der gesättigte bzw. Grundwasserzustrom beträchtlich ansteigen werden. Fragen nach der Effizienz von Maßnahmen zum integrierten Einzugsgebiets- und Gewässerschutz im Tiefland können mit Modellen nur dann beantwortet werden, wenn sowohl alle wesentlichen hydrologischen und hydrochemischen Phänomene des lateralen Wassertransports in den mesoskaligen Teileinzugsgebieten als auch die vielfältigen, häufig mikroskaligen Effekte in den Talniederungen (präferentielle Fließpfade durch Gräben und Dränagen, stoffliche Quell- und Senkenwirkung der Moore, stoffliche Retention in Geländesenken, hydrochemische und mikrobielle Transformationen im Untergrund, hydraulische Rückwirkung vom Gewässer auf die Niederungen inklusive Überflutung, Vermischung von Wässern unterschiedlicher Herkunft und Genese von der Oberfläche bis in den Untergrund) abgebildet werden.

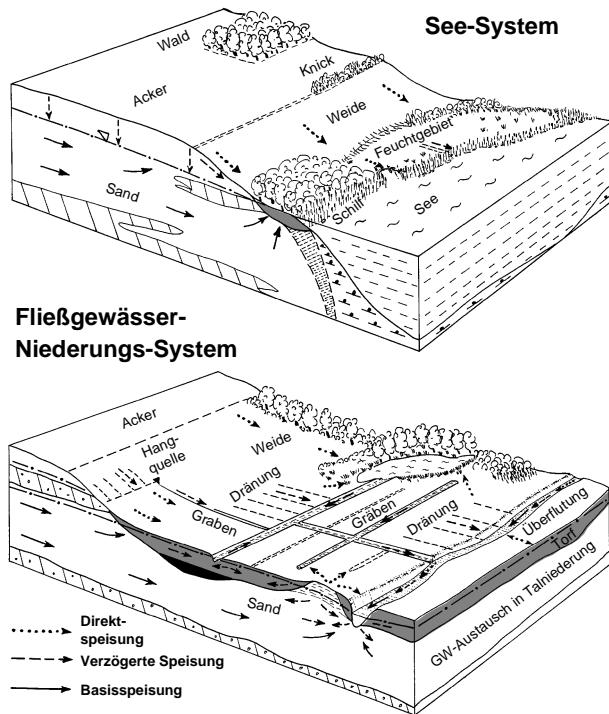


Abb. 4: Vereinfachte Struktur der hydrologischen Austausch-Prozesse für die See-Umland-Systeme und Fließgewässer-Niederungs-Einzugsgebiets-Systeme

3 Anforderungen und Probleme bei der Modellierung des Wasser- und Stoffhaushaltes von Tiefland-Einzugsgebieten

Die folgende Zusammenstellung konzentriert sich auf die Problemfelder, die zukünftig bei der Modellierung des Wasser- und Stofftransportes in Tiefland-Einzugsgebieten stärker beachtet werden sollten:

- Konzeptionelle Abflußmodelle sind kaum zur Erklärung der stofflichen Austauschprozesse geeignet. Gekoppelte Wasser- und Stoffmodelle sollten möglichst physikalisch basiert sein, um deren Übertragbarkeit zu ermöglichen. Diesem Konzept entspricht das in den o.g. Gebieten eingesetzte WASMOD/STOMOD (Reiche 1996).
- Bei der Abgrenzung der zu modellierenden Einzugsgebiete ist zwischen den ober- und unterirdischen Einzugsgebieten/Wasserscheiden zu unterscheiden. Dem Grundwasserpfad, dessen Verweilzeit mit der Tiefe bis auf Jahrzehnte ansteigt, ist besondere Aufmerksamkeit zu schenken.
- Folgende hydrologisch und stofflich sensiblen Bereiche in der Landschaft bedürfen auch in mesoskaligen Ansätzen der besonderen Berücksichtigung: Hangbereiche mit Interflow und erosivem Landoberflächenabfluß; Talniederungen mit dränierten und naturnahen Feuchtgebieten, Überflutungsbereiche, hydraulische Barrieren, Entwässerungsgräben und Uferzonen.

- Das hydrochemische Milieu entlang der Wasserpfade im Untergrund (z.B. Oxidations- und Reduktionszonen) entscheidet über die Retention oder Freisetzung diffuser Stoffausträge.
- Die diffusen Einträge in die Gewässer können nur abgebildet werden, wenn die Gesamtheit der lateralen Wechselwirkungen an der Oberfläche und im Untergrund entlang der Wasserpfade mit ihren jeweils charakteristischen Verweilzeiten berücksichtigt werden (Becker & Lahmer 1997, Widmoser & Kluge 1996). Die Rückkopplung zwischen Gewässer und Niederung blieb bisher allgemein ohne Beachtung.
- Der Abfluß im Gewässer stellt stets Mischwasser dar, selbst im Ereigniswasser (direktem Abfluß) ist eine entsprechender Anteil altes Wasser enthalten.
- In Szenarien und Parametereingaben sollten langfristige Trends berücksichtigt werden können.
- Wegen der hohen Komplexität sind die Modelle auf bestimmte Anwendungsziele zuzuschneiden. Nitrat- und Phosphor verhalten sich aus hydrochemischer Sicht allgemein entgegengesetzt.

4 Schlußfolgerungen

Die Vielzahl der bei der integrierten Modellierung des Wasser- und Stoffhaushaltes von Teileinzugsgebieten noch ungelösten Probleme ist Veranlassung, die bisher benutzen methodischen Konzepte kritisch zu überdenken. Ein konsequentes Pfad-Transformations-Verweilzeiten-Konzept, das im Rahmen der Forschungen zur Elbe-Ökologie zu Anwendung kommt, liefert dazu den geeigneten methodischen Rahmen (Widmoser & Kluge 1997). Die unterirdischen Einzugsgebiete sind die Bezugsflächen für die Modellierung der gekoppelten Wasser- und Stoffbilanzen im pleistozän geprägten Tiefland. Die Wirkung der Landschaftsgrenzen als wesentliche Transfer-, Transformations- oder Barrierezonen im Nahbereich der Gewässer ist zukünftig auch in mesoskaligen Modellen stärker zu berücksichtigen. Die Übertragbarkeit von Modellansätzen ist nur dann garantiert, wenn die wesentlichen Phänomene und die Mehrskaligkeit der in den Einzugsgebieten ablaufenden Prozesse abgebildet werden. Da Stoffströme nicht direkt beobachtbar sind, muß der hydrologisch-hydrochemischen Systemanalyse an der Oberfläche sowie im Untergrund stärkere Aufmerksamkeit geschenkt werden. Die Gewässer, Dränagen, Gräben und das Grundwasser sind in Meßprogramme zur Entwicklung/Validierung von integrierten Modellsystem einzubeziehen.

Literatur

- Becker, A. & Lahmer, W. (1997): Großskalige Hydrologische Modellierung. Abschlußbericht im Rahmen des Schwerpunktprogrammes der DFG "Regionalisierung in der Hydrologie", Potsdam-Institut für Klimaforschung (PIK), 58 S.

- Blume, H.-P., Fränzle, O., Kappen, L., Widmoser, P., Heydemann, B. (Hrsg.)(1992): Ökosystemforschung im Bereich der Bornhöveder Seenkette, Ecosys Nr. 1, Ökologie-Zentrum Univ. Kiel.
- Engelen, G.B., Kloosterman, F.H.(1996): Hydrological System Analysis — Methods and Application. Kluwer, Dordrecht.
- Jelinek, S. (1999): Wasser- und Stoffhaushalt im Einzugsgebiet der oberen Stör. Diss. Agrar.-Wiss. Fak. der Univ. Kiel.
- Jelinek, S., Kluge, W., Widmoser, P. (1999): Über das Abflußverhalten kleiner Einzugsgebiete am Beispiel der oberen Stör in Schleswig-Holstein. Deut. Gewässerkundl. Mitt., Heft 1.
- Reiche, E.-W. (1996): WASMOD - Ein Modellsystem zur gebietsbezogenen Simulation von Wasser- und Stoffflüssen. Ecosys, Univ. Kiel, Bd. 4 , 143-164.
- Ripl, W., Janssen, T., Hildmann, C., Otto, I. (1996): Entwicklung eines Land-Gewässer-Bewirtschaftungskonzeptes zur Senkung von Stoffverlusten an Gewässern (Stör-Projekt) - In Zusammenarbeit mit Trillitzsch, F., Backhaus, R., Blume, H.-P., Widmoser, P. im Auftrag des BMBF und LAWAKÜ Schleswig-Holstein, BMBF-FDK.: 0339538.
- Starck, H.-G., Göbel, B., Reiche, E.-W., Widmoser, P. (1997): Darstellung und Bewertung von mesoskaligen Stickstoffmodellen. Projektgruppe Elbe-Ökologie, Bundesanst. f. Gewässerkunde, Koblenz-Berlin, 111 S.
- Widmoser, P., Kluge, W. (1997): Wasser- und Stoffrückhalt im Tiefland des Elbe-einzugsgebiets - Pufferzonenmanagement in Talniederungen. Teilantrag im Rahmen der Elbe-Ökologie 1997-2000, BMBF-FKZ 0339585.

Einfluß von Skalierungseffekten bei der Wasserhaushaltsmodellierung in großen Flußgebieten

Peter Krause und Ralf Kunkel

Zusammenfassung: Die Quantifizierung von möglichen Fehlern, die bei der Skalierung von digitalen Datensätzen auftreten können, ist bei makroskaligen Wasserhaushaltsmodellierungen von großer Bedeutung. Von verschiedenen Autoren wurde die Entropie zu diesem Zwecke vorgeschlagen. Um den bei der Skalierung auftretenden Informationsdichteverlust verschiedener Datensätze quantifizieren zu können, muß die Entropie allerdings normiert werden. Hierzu wurde eine Methodik entwickelt, die es erlaubt, den Informationsdichteverlust mit Hilfe von Regressionsbeziehungen aus der Entropie zu berechnen. Diese Methodik wird kurz vorgestellt und auf drei unterschiedliche Höhenmodelle angewendet. Abschließend wird am Beispiel eines angewandten Verfahrens zur gebietsumfassenden Modellierung des Landschaftswasserhaushaltes der Elbe dargestellt, welchen Einfluß unterschiedlich aufgelöste Eingangsdaten auf die Modellergebnisse haben.

Abstract: The determination of possible errors, which can occur during the scaling of digital datasets, is of major interest in macroscale water balance modelling. By some authors the entropy has been suggested for this purpose. To quantify the loss of information content during the scaling of different datasets, the entropy has to be normalised. For this purpose, a method has been developed, which allows the calculation of the information content by assistance of regression relations directly from the entropy. The method is presented briefly and applied to three different elevation models. Finally, the influence of different resolved input data on model results is shown for the waterbalance model applied to the Elbe catchment.

1 Problemstellung und Ziel

Für makroskalige Wasserhaushaltsmodellierungen stehen die benötigten Eingangsdaten oft nur in relativ grober räumlicher Auflösung zur Verfügung. Da eine Herabsetzung der räumlichen Auflösung eines Datensatzes mit einer zunehmenden Aggregierung der enthaltenen Information einhergeht, stellt sich die Frage, wie gut die natürlichen Verhältnisse durch einen Datensatz gegebenen Aggregationsniveaus wiedergegeben werden und welche Auswirkungen auf Modellergebnisse zu erwarten sind.

Von verschiedenen Autoren, wie z. B. BRAUN ET AL. (1996) wurde die Entropie zur Beantwortung dieser Frage herangezogen. Die Entropie allein beschreibt aber nur den Heterogenitätsverlust der Daten bei der Skalierung. Um den bei der Skalierung auftreten-

den Informationsdichteverlust unterschiedlicher Datensätze quantifizieren zu können, muß die Entropie normiert werden. Hierzu wurde eine Methodik entwickelt, die es erlaubt, den Informationsdichteverlust mit Hilfe von Regressionsbeziehungen aus der Entropie zu berechnen.

Die entwickelte Methodik wird im folgenden auf drei hochauflöste digitale Höhenmodelle (DHM) unterschiedlicher Herkunft und Qualität angewendet. Hierauf basierend werden die zu erwartenden Fehlerbereiche bei der Ableitung der Hangneigung ermittelt und dargestellt. Abschließend wird am Beispiel des in KUNKEL & WENDLAND (1998) angewendeten Verfahrens zur gebietsumfassenden Modellierung des Landschaftswasserhaushaltes der Elbe dargestellt, welchen Einfluß unterschiedlich aufgelöste Eingangsdaten auf die Modellergebnisse haben.

2 Die Entropie

Die Entropie (I) ist nach VIEUX (1993) ein Maß für die Heterogenität eines Datensatzes und wird nach folgender Gleichung berechnet:

$$I = -\sum_{i=1}^N p_i \ln p_i \quad (1)$$

p_i bezeichnet die relative Häufigkeit der Merkmale 1 ... N . Die Entropie nimmt mit abnehmender Heterogenität des Datensatzes ab. Ist der Datensatz vollkommen homogen, besteht er also nur aus einer Klasse, hat er eine Entropie von 0. Der Wert der Entropie ist von der expliziten Verteilung der Merkmale im untersuchten Gebiet abhängig. Aus diesem Grunde kann mit ihr allein kein direkter Vergleich von Datensätzen, die unterschiedliche Gebiete repräsentieren, durchgeführt werden. Um Vergleiche zu ermöglichen und den Informationsverlust bei der Skalierung zu quantifizieren muß sie normiert werden.

2.1 Die Entropie bei der Skalierung eines nicht gleichverteilten Datensatzes

Um das Verhalten der Entropie bei der Skalierung zu verdeutlichen, soll zuerst ein einfacher theoretischer Datensatz betrachtet werden. Dieser besteht aus 100x100 Rasterzellen der Kantenlänge 1, wobei die Fläche der Rasterzellen mit ϵ bezeichnet wird. An den Ecken wurde der Wert 1, im Zentrum der Wert 100 gesetzt. Mit einem Interpolationsverfahren wurde aus diesem Datensatz bei unterschiedlichen Rasterauflösungen eine Oberfläche berechnet und deren Entropien ermittelt. Wie Abb. 1 zeigt, bleibt der Charakter (Wert im Zentrum 100, an den Ecken Wert 1) des Datensatzes bei der Skalierung erhalten, er verhält sich also selbstähnlich. Wird der Mittelwert der relativen Häufigkeiten aller Merkmale berechnet, entspricht dieser der relativen Häufigkeit der Merkmale einer korrespondierenden Gleichverteilung. Aus dieser Häufigkeit kann die Entropie der Gleichverteilung nach Gl. 1 berechnet werden. Der Verlauf der Entropie des theoretischen Datensatzes und der korrespondierenden Gleichverteilung ist in Abb. 2 dargestellt. Es zeigt sich deutlich, daß sich die Entropien beider Datensätze sehr ähnlich verhalten. Werden die sich aus der

relativen Häufigkeit ergebenden Informationsdichten (ID), die hier als das Verhältnis des ursprünglichen Informationsgehaltes zu dem nach der Skalierung zu sehen ist, der Gleichverteilung bei der Skalierung gegen die Entropie aufgetragen, entsteht der in Abb. 3 dargestellte exponentielle Trend. Die Trendgleichung bei Gleichverteilung lautet:

$$ID = 0.01 \cdot e^I \quad (2)$$

Wird diese allgemeiner formuliert wird daraus:

$$ID = \beta \cdot e^{\alpha I} \quad (3)$$

Nach Bestimmung der Koeffizienten α und β kann mit Gl. 3 der Informationsdichteverlust direkt aus der Entropie berechnet werden. Zur Bestimmung der Koeffizienten seien folgende Fälle betrachtet: Die Entropie ist bei vollkommener Homogenität des Datensatz gleich 0. Damit wird der Exponentialteil der Gl. 3 zu 1. Die Informationsdichte ist in diesem Fall $1 / N_0$ und damit ist $\beta = 1 / N_0$. Bei der höchsten Auflösung ist die Informationsdichte 1. Wird für $\beta = 1 / N_0$ gesetzt, dann wird α nach Umstellen von Gl. 3: $\alpha = \ln(N_0) / I(\varepsilon_0)$. Der mit den Koeffizienten ($\beta = 0.01$ und $\alpha = 1.024$) bestimmte Verlauf der Informationsdichte bei der Skalierung des theoretischen Datensatzes ist in Abb. 3 dargestellt.

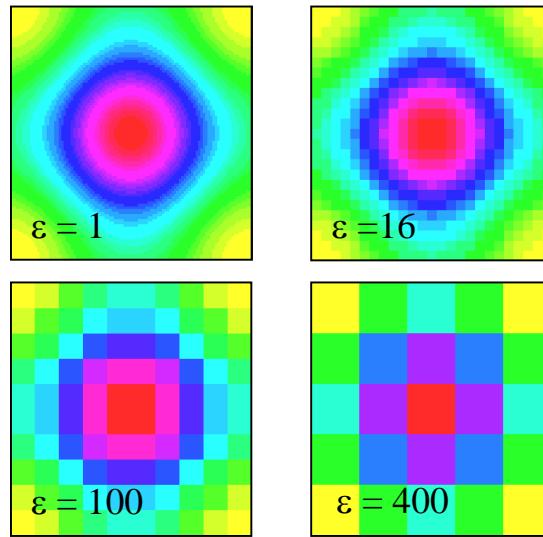


Abb. 1: Theoretischer nicht-gleichverteilter Datensatz bei unterschiedlichen Auflösungen.

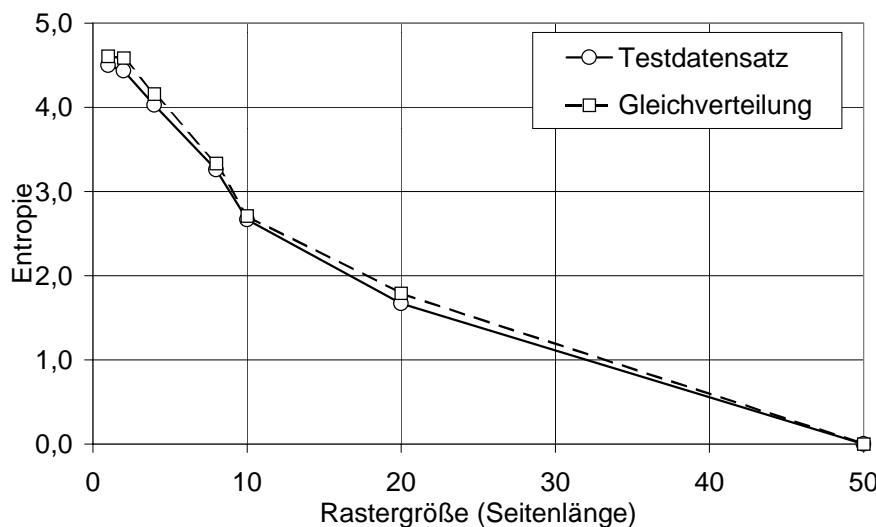


Abb. 2: Die Entropie des theoretischen Datensatzes und der korrespondierenden Gleichverteilung bei unterschiedlichen Rastergrößen

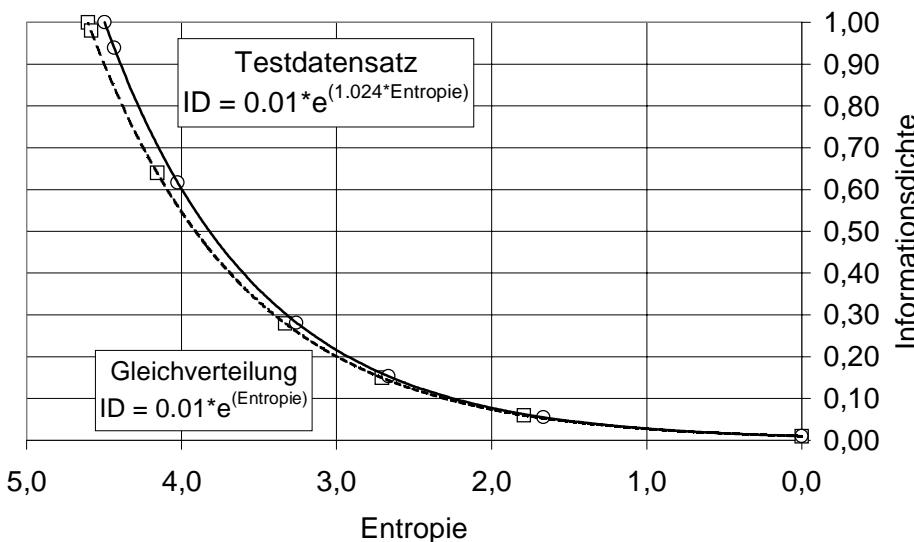


Abb. 3: Exponentieller Trend zwischen den Entropien und den Informationsdichten bei der Skalierung

3 Anwendung der Methodik auf drei reale Datensätze

Das oben dargestellte Verfahren zur Bestimmung des Informationsdichteverlustes bei der Skalierung von digitalen Geodaten wurde auf drei reale Datensätze angewandt. Die drei untersuchten Datensätze sind sowohl hinsichtlich ihrer Herkunft und Erhebung als auch in ihrer Ausprägung sehr unterschiedlich.

Das erste DHM repräsentiert einen Teil des Hochschwarzwaldes und der Freiburger Bucht. Der Datensatz ist ein Ausschnitt aus dem digitalen Geländemodell des

Landes Baden-Württemberg und besitzt eine ursprüngliche Auflösung von 50x50 m². Die vertikale Auflösung beträgt 1 m mit Höhenwerten zwischen 219 und 1494 m ü.N.N. Die Gesamtfläche beträgt 628 km².² Der zweite Datensatz repräsentiert das Einzugsgebiet der Parthe bis zum Pegel Thekla und wurde durch Digitalisierung von topographischen Karten generiert. Die digitalisierten Höhenlinien wurden auf ein 250x250 m² Raster übertragen. Die vertikale Auflösung beträgt 1 m, mit Höhenwerten zwischen 100 und 229 m ü.N.N. Die Gesamtfläche beträgt 313 km².³ Das dritte DHM zeigt einen Teil des Spreeinzugsgebietes, mit einer Gesamtfläche von 9421 km². Die Erstellung erfolgte analog zu dem der Parthe, mit dem Unterschied, daß die Höhenlinien bei einer Auflösung von 50 m gerastert wurden. Auch hier liegt die vertikale Auflösung bei 1 m mit Höhen von 1-774 m ü.N.N.⁴

Die drei DHMs wurden auf verschiedene Rastergrößen übertragen und die Entropien berechnet. Wie oben dargestellt, wurden zusätzlich die Entropien von korrespondierenden Gleichverteilungen ermittelt, um das Skalierungsverhalten der Datensätze zu beurteilen. Schließlich wurde mit Gl. 4 und den jeweils ermittelten Koeffizienten α und β der Verlauf der Informationsdichte berechnet und in Abb. 4 dargestellt.

Der Vergleich der Entropien der Datensätze mit denen der korrespondierenden Gleichverteilungen zeigt bei allen drei Testgebieten ein ähnliches Verhalten. Die Entropien verlaufen um so ähnlicher, je heterogener der Datensatz ist. Umgekehrt verhalten sich die Informationsdichten bei der Skalierung. Hier zeigt sich beim deutlich reliefierten Datensatz des Schwarzwaldes ein relativ steiler Abfall der Informationsdichten schon bei den ersten Skalenschritten. Bei einer Rasterauflösung von 1000x1000 m² beträgt die Informationsdichte nur noch ca. 40% des ursprünglichen Wertes. Ganz anders dagegen verhält sich der Datensatz der Spree, der vorwiegend flachländisch geprägt ist, mit einem kleinen stärker reliefierten Bereich im Süden. Bei diesem Datensatz weichen die Entropien von denen der korrespondierenden Gleichverteilung deutlicher ab, wogegen die Informationsdichten nur sehr wenig abnehmen. Bei den ersten Skalenschritten bleiben sie sogar weitestgehend erhalten und liegen auch bei einer Rasterauflösung von 1000x1000 m² noch bei nahezu 98% des ursprünglichen Wertes. Der Datensatz der Parthe ist sowohl hinsichtlich seiner Ausprägung, als auch bezüglich seines Skalierungsverhaltens zwischen dem des Schwarzwaldes und dem der Spree einzuordnen. Das Einzugsgebiet der Parthe ist über die gesamte Fläche deutlicher reliefiert als das der Spree, aber insgesamt sanfter als das DHM des Schwarzwaldes. Dies zeigt sich auch beim Vergleich der Entropien, die stärker als die des Schwarzwaldes, aber weniger stark als die der Spree voneinander abweichen. Die Abnahme der Informationsdichte ist bei den ersten Skalenschritten eher gering und liegt bei 1000x1000 m² Rasterauflösung noch bei etwa 80% des Ursprungswertes. Generell ist aber beim Datensatz der Parthe zu beachten, daß die ursprüngliche Auflösung mit 250 m deutlich über denen der anderen beiden Datensätze liegt.

² Datensatz von Prof. Leibundgut – Institut für Hydrologie – Universität Freiburg (IHF)

³ Datensatz von Prof. Krönert – Umweltforschungszentrum Leipzig (UFZ)

⁴ Datensatz von Dr. Behrendt – Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei – Berlin (IGB)

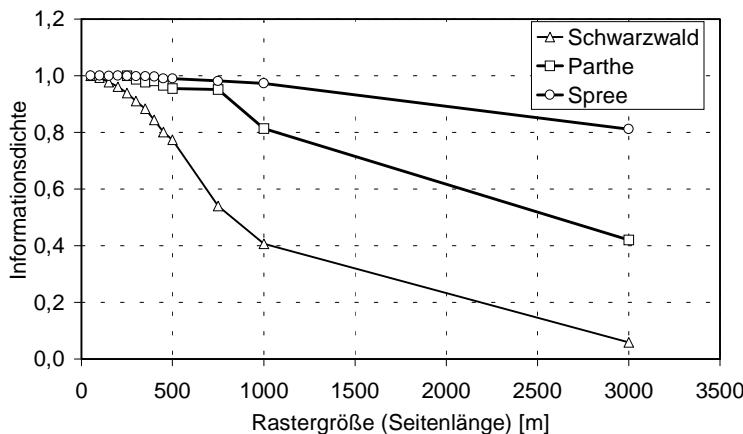


Abb. 4: Verlauf der Informationsdichten bei der Skalierung der verschiedenen Datensätze

3.1 Einfluß der Skalierungen auf die mittlere Höhe und die Verteilungsfunktionen der Datensätze

Werden für die skalierten Datensätze die mittleren Höhen des Gesamtgebietes berechnet und die relativen Abweichungen gegenüber denen der ursprünglichen Auflösung berechnet, zeigt sich, daß die mittleren Höhenwerte bis zu einer Rasterauflösung von 1000x1000 m² weitestgehend erhalten bleiben. Die Abweichungen liegen unter 0.25%. Erst bei noch geringeren Auflösungen treten deutlichere Abweichungen auf. Dies allein kann aber kein Kriterium für die Beurteilung der Skalierbarkeit der Daten sein.

Viel interessanter ist, ob sich die Verteilung der Höhenwerte durch die Übertragung auf unterschiedliche Rastergrößen signifikant ändert. Werden die kumulierten relativen Häufigkeiten der einzelnen Merkmalsausprägungen für die skalierten Datensätze berechnet und mit denen des ursprünglichen Datensatzes verglichen, zeigt sich, daß die Verteilungsfunktionen aller drei Datensätze bis zu einer Rasterauflösung von 1000x1000 m² gut erhalten bleiben. Erst bei noch geringerer räumlicher Auflösung treten deutlichere Abweichungen auf. Aus den Entropien, den mittleren Höhenwerten und den Verteilungsfunktionen kann auf ein gutes Skalierungsverhalten der untersuchten Datensätze geschlossen werden. Der Charakter der Gesamtgebiete leidet durch die Skalierung nicht.

3.2 Einfluß der Skalierung auf die Hangneigung

Wie oben gezeigt wurde, wird der Gesamtcharakter der digitale Höhendaten durch die Skalierung nur mäßig beeinflußt. Die berechnete Abnahme der Informationsdichten fällt hierbei nicht sonderlich ins Gewicht. Anders stellt sich dies jedoch bei der Ableitung weiterer Parameter aus den Höhendaten, insbesondere der Hangneigung dar. Werden, wie bei der mittleren Höhe, die Abweichungen der Hangneigungswerte mit denen aus den ursprünglichen Daten berechneten Werten verglichen, zeigt sich das in Abb. 5 dargestellte Bild.

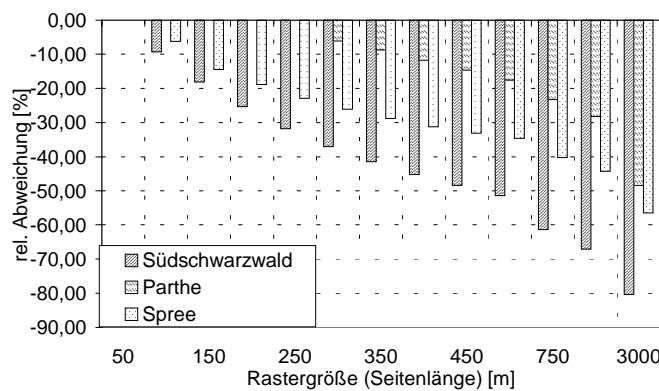


Abb. 5: Relative Abweichung der Hangneigungswerte von denen bei höchster Auflösung, bei verschiedener Rasterauflösung

Es treten schon bei dem ersten Skalenschritt relative Abweichungen von nahezu 10% beim Datensatz Schwarzwald und immerhin etwa 6% beim Datensatz der Spree und der Parthe auf. Bei einer Rasterauflösung von 1000x1000 m² betragen diese Abweichungen beim Datensatz Schwarzwald nahezu 70%, etwa 45% beim Datensatz Spree und nahezu 30% beim Datensatz Parthe. Dieser zeigt nur scheinbar niedrigere Abweichungen, da die ursprüngliche räumliche Auflösung bei diesem Datensatz von Anfang an niedriger war. Generell kann beobachtet werden, daß die Hangneigungswerte niedriger werden. Der wesentlich deutlichere Einfluß der Skalierung auf die Hangneigung ist auf die Repräsentation der Gebietsdaten einerseits und die Empfindlichkeit der Hangneigung auf kleinräumige Variationen andererseits zurückzuführen. Das Auftreten hoher Hangneigungswerte ist auf steile Talflanken, die insgesamt nur einen kleinen Flächenanteil aufweisen, konzentriert. Diese kleinen Bereiche werden durch die Skalierung jedoch besonders stark beeinflußt. Die Bereiche der Einzugsgebiete mit mittleren und niedrigen Hangneigungswerten besitzen dagegen einen relativ hohen Flächenanteil, so daß hier Skaleneinflüsse ein nicht so hohes Gewicht aufweisen.

4 Einfluß der Auflösung der Eingangsdaten auf Wasserhaushaltsmodellierungen

Der Einfluß der durch die Skalierung verursachten Informationsdichteverluste auf die Ergebnisse von Wasserhaushaltsmodellierungen sind natürlich sehr stark vom jeweils eingesetzten Modell abhängig. Hier ist insbesondere die Sensitivität der Modelle auf die jeweiligen Parameter zu beachten. Eine allgemeine Aussage kann deshalb nicht getroffen werden.

Exemplarisch für empirische, den langjährigen Wasserhaushalt betrachtende Modelle, sollen hier die Ergebnisse der Wasserhaushaltsberechnungen nach dem in KUNKEL & WENDLAND (1998) beschriebenen Verfahren dargestellt werden. Zu diesem

Zweck wurde das Modell für die Einzugsgebiete der Parthe und der Spree mit unterschiedlich hoch aufgelösten Eingangsdaten betrieben und die Ergebnisse verglichen. Abb. 6 zeigt die relativen Abweichungen der Modellergebnisse von denen bei höchster Auflösungen für den Pegel Thekla des Partheeinzugsgebiets sowie für sieben Teileinzugsgebiete der Spree.

Es zeigt sich, daß die Abweichungen bis zu einer Rasterauflösung von 500x500 m² für die Gesamtabflüsse an den betrachteten Pegel mit einer Ausnahme unterhalb von 1% liegen. Die maximalen Abweichungen treten beim Pegel Jänkendorf auf, sind hier mit 1.8% aber immer noch ausgesprochen gering. Erst eine weitere Erhöhung der Rastergröße auf 1000x1000 m² führt zu deutlicheren Abweichungen, die mit maximal 3.8% aber immer noch eher gering sind. Für das in KUNKEL & WENDLAND beschriebene Verfahren kann geschlossen werden, daß der skalenbedingte Fehler bei der Wasserhaushaltberechnung bei einer Rasterauflösung von 500x500 m² vernachlässigt werden kann und auch bei einem 1000x1000 m² Raster keinen signifikanten Einfluß auf die Modellergebnisse hat.

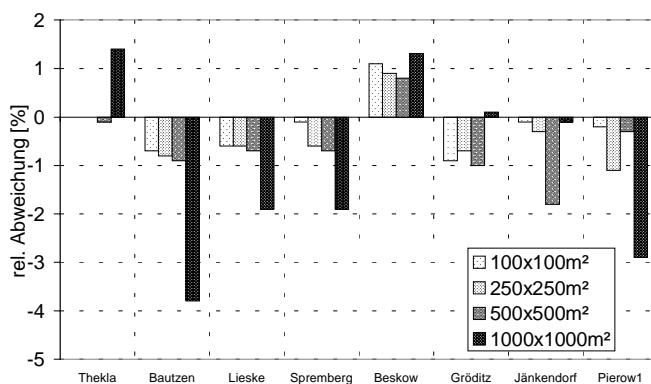


Abb. 6: Relative Abweichung der langjährigen Gesamtabflughöhen an verschiedenen Pegeln von denen bei höchster Auflösung bei verschiedenen Rastergrößen

5 Zusammenfassung

Es wurde ein Verfahren vorgestellt, das es erlaubt, mit Hilfe der Entropie den mit der Skalierung von Geodaten verbundenen Informationsdichteverlust zu berechnen. Der Einsatz dieses Verfahrens bei drei digitalen Höhenmodellen zeigte, daß der Informationsdichteverlust in hohem Maß abhängig von der jeweiligen Gebietsausprägung ist. Stark reliefierte Gebiete reagieren ungleich stärker auf eine Erhöhung der Rastergröße als eher flachländisch ausgeprägte. Die Verteilungsfunktionen und auch die mittlere Höhe der untersuchten Gebiete blieben jedoch bei allen drei Gebieten während der Skalierung gut erhalten. Wesentlich empfindlicher dagegen stellten sich die Ergebnisse bei der Ableitung der Hangneigung aus den skalierten Datensätzen dar. Es traten Abweichungen

von bis zu 70% von den Ursprungswerten auf, was den unreflektierten Einsatz solcher berechneten Parameter nicht ratsam erscheinen läßt.

Der Einfluß von Skaleneffekten auf die Ergebnisse von Wasserhaushaltsmodellierungen wurde exemplarisch für das in KUNKEL & WENDLAND (1998) verwendete Verfahren zur Untersuchung des Landschaftswasserhaushaltes im Flußeinzugsgebiet der Elbe quantifiziert. Es konnte gezeigt werden, daß bis zu einer Rasterauflösung von 500x500 m² nur geringe Abweichungen bei der Berechnung des Gesamtabflusses auftreten. Auch bei 1000x1000 m² Raster liegen die Abweichungen noch in durchaus vertretbarem Rahmen.

Literatur

- Braun, P., Molnar, T., und Kleeberg, H-B. (1996): Das Skalenproblem bei der rasterorientierten Modellierung hydrologischer Prozesse. DGM 40, H.2, 83-90.
- Kunkel, R., und Wendland, F. (1998): Der Landschaftswasserhaushalt im Flußeinzugsgebiet der Elbe: Schriften des Forschungszentrum Jülich, Reihe Umwelt/Environment Band 12.
- Vieux, B.E. (1993): DEM aggregation and smoothing effects on direct surface runoff modelling. J. Comp. Civ. Engrg., 7(3), 310-337.

Großskalige hydrologische Modellierung von Landnutzungsänderungen vor dem Hintergrund unsicherer Eingangsdaten

Werner Lahmer¹, Bernd Pfützner² und Alfred Becker¹

Zusammenfassung: Die Erfassung der gegenwärtigen hydrologischen Verhältnisse eines Einzugsgebietes als Bezugsbasis für zu erwartende Änderungen aufgrund einer veränderten Landnutzung werden durch Unsicherheiten der zur Verfügung stehenden räumlichen und zeitlichen Eingangsdaten u.U. erheblich erschwert. Am Beispiel der im mesoskaligen Einzugsgebiet der Stepenitz durchgeföhrten Untersuchungen werden einige der Probleme näher erläutert, die sowohl durch solche Datenunsicherheiten als auch durch unangemessene Vereinfachungen bei der räumlichen Disaggregation des Untersuchungsgebietes hervorgerufen werden.

Abstract: Quantitative and qualitative deficits of generally available spatial and temporal data represent a major problem in assessing the actual hydrological situation of a river basin, which in turn represents the basis for the evaluation of changes due to various scenarios of land-use change. Some of the existing problems resulting both from such data deficits and from methods of spatial disaggregation are discussed for the case of the meso-scale Stepenitz river basin.

1 Einführung und Zielstellung

Die vorliegende Studie soll am Beispiel der im Einzugsgebiet der Stepenitz laufenden Arbeiten Probleme erläutern, die aus Unsicherheiten der zur Verfügung stehenden räumlichen und zeitlichen Eingangsdaten resultieren und eine möglichst realitätsnahe Erfassung des gegenwärtigen Zustandes des Gebietes erschweren. Die im Rahmen des Projektes „Wasser- und Stoffrückhalt im Tiefland des Elbe-Einzugsgebietes“ (WaStor; Bork, 1997) durchgeföhrten Untersuchungen sind eingebettet in die Gesamtzielstellung des Teiles „Landnutzung im Einzugsgebiet“ des BMBF-Forschungsschwerpunktes „Elbe-Ökologie“, in dem Konzepte zur dauerhaft umweltgerechten Landnutzung in unterschiedlichen Natur- und Wirtschaftsräumen im Elbegebiet entwickelt und praktisch umgesetzt werden sollen.

¹ Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V. (PIK), Telegrafenberg, Postfach 60 12 03, 14412 Potsdam.
E-mail: lahmer@pik-potsdam.de

² Büro für Angewandte Hydrologie (BAH), Wollankstr. 117, 13187 Berlin.
E-mail: Bernd.Pfuetzner@t-online.de

Für die Untersuchungen wurde das Einzugsgebiet der Stepenitz (Teileinzugsgebiet der Elbe im Land Brandenburg, ca. 575 km²) als Modellgebiet des pleistozänen Tieflandes ausgewählt, das durch Probleme gekennzeichnet ist, die maßgebend aus der intensiven landwirtschaftlichen Nutzung sowie der dort durchgeführten Meliorationsmaßnahmen resultieren. Über die Durchführung von Szenarioanalysen mit vorgegebenen Landnutzungsalternativen sollen Vorschläge für Maßnahmen zur Rückhalterhöhung und zur Verbesserung der wasserwirtschaftlichen und landschaftsökologischen Situation abgeleitet werden.

2 Modellierungskonzept

Voraussetzung für das Studium des Einflusses von Landnutzungsänderungen auf den Wasserhaushalt ist ein Modellierungskonzept, das der räumlichen Differenzierung des Untersuchungsgebietes gerecht wird und mit dessen Hilfe die Auswirkungen natürlicher und anthropogener Einflüsse abgebildet werden können. Besonders geeignet sind Modelle, die die räumlichen Variabilitäten detailliert erfassen und flächendetailliert Veränderungen prognostizieren können und deren Parameter physikalisch interpretierbar sind (direkte Kopplung an digitale Daten). Für die vorliegenden Untersuchungen wurde das Modellierungssystem ARC/EGMO verwendet, das durch eine variable Unterteilung des Gebietes in Elementarflächen, Hydrotope und Hydrotopklassen eine Modellierung auf der Basis von Raumeinheiten unterschiedlicher Größe und Heterogenität erlaubt (Pfützner et al., 1997; Lahmer et al., 1997). Grundlage der Modellierung mit ARC/EGMO ist die sogen. „Elementarflächen (EFL)-Karte“, die sich durch Verschneidung der räumlichen Basiskarten (Landnutzung, Boden, Topographie, Grundwasserflurabstand, Fließgewässersystem, Teileinzugsgebiete) ergibt und im Fall des Stepenitzgebietes zu insgesamt 30.176 homogenen Einzelflächen in 64 Teileinzugsgebieten führt.

3 Sensitivitätsuntersuchungen

Um die Auswirkungen anthropogen verursachter Einflüsse auf den Wasserhaushalt abschätzen zu können, ist zunächst eine umfassende Analyse des „Ist-Zustands“ durchzuführen, d.h. eine möglichst realitätsnahe Erfassung der gegenwärtigen hydrologischen Verhältnisse des Einzugsgebietes als Bezugsbasis für die zu erwartenden Änderungen aufgrund einer veränderten Landnutzung. Darüber hinaus sind die durch Datenunsicherheiten und Ungenauigkeiten der eingesetzten Methoden hervorgerufenen Fehler zu analysieren, die das durch Landnutzungsänderungen hervorgerufene „Signal“ möglicherweise überdecken können. Im folgenden sollen einige Faktoren dieses „Modellrauschens“ näher beschrieben werden.

3.1 Auswirkungen der räumlichen Diskretisierung

Die Art des Präprocessing der für die Modellierung benötigten räumlichen Basiskarten hat bei der flächendifferenzierten Modellierung erhebliche Auswirkungen auf die Ergebnisqualität. Räumliche Aggregations- oder Regionalisierungsverfahren können zu erheblichen Fehlern und damit zu einer nicht realitätsgerechten Beschreibung hydrologischer Gebietseigenschaften führen, sofern sie unangemessene Vereinfachungen darstellen. Welches Ausmaß solche Fehler annehmen können, soll im folgenden am Beispiel der Hydrotopklassifizierung für das Stepenitzgebiet demonstriert werden.

Für größerräumige Untersuchungen sind häufig räumliche Aggregationen zweckmäßig, um die Anzahl der Flächeneinheiten (und damit die Rechenzeiten) zu reduzieren. Die Aggregation zu Hydrotopklassen orientiert sich vornehmlich an hydrologischen Gesichtspunkten und grenzt solche Flächen voneinander ab, die sich bezüglich ihres Verdunstungs- und Abflussbildungspotentials charakteristisch unterscheiden. Im Fall der Stepenitz wurde für die Wasserhaushaltsrechnungen eine Unterteilung in insgesamt 10 Hydrotopklassen vorgenommen (Abb. 1).

Ob der Grad der vorgenommenen räumlichen Aggregation eine realitätsnahe Beschreibung des Einzugsgebietes ermöglicht, lässt sich anhand der am Gebietsauslaß gemessenen Durchflüsse beurteilen, die zur Anpassung und Validierung des Modells herangezogen werden. Die Güte der Abflussimulation wurde anhand verschiedener, in der hydrologischen Modellierung verbreitet angewendeter Gütekriterien abgeschätzt, die auch Aussagen darüber erlauben, welche Hydrotopklassifizierung für das untersuchte Einzugsgebiet notwendig und ausreichend ist. Abb. 2 zeigt den Verlauf von zwei Gütekriterien, die sich als besonders aussagekräftig herausgestellt haben, und zwar für vier Teilperioden des Untersuchungszeitraums 1981-1994 in Abhängigkeit vom gewählten räumlichen Aggregationsgrad bei der Zusammenfassung von Elementarflächen in 4 bis 14 Hydrotopklassen entsprechend Abb. 1.

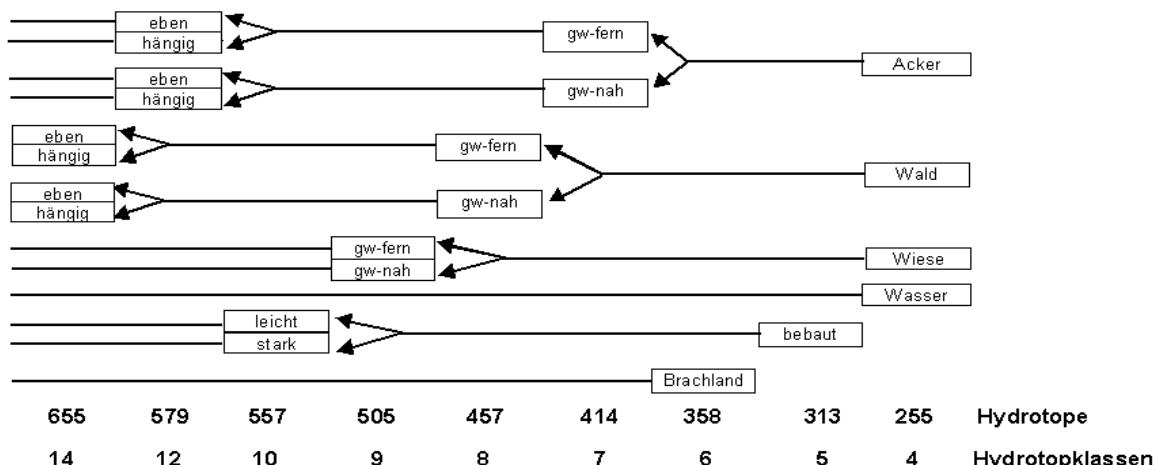


Abb. 1: Schema zur räumlichen Aggregation von Elementarflächen im Stepenitzgebiet in 4 bis 14 Hydrotopklassen.

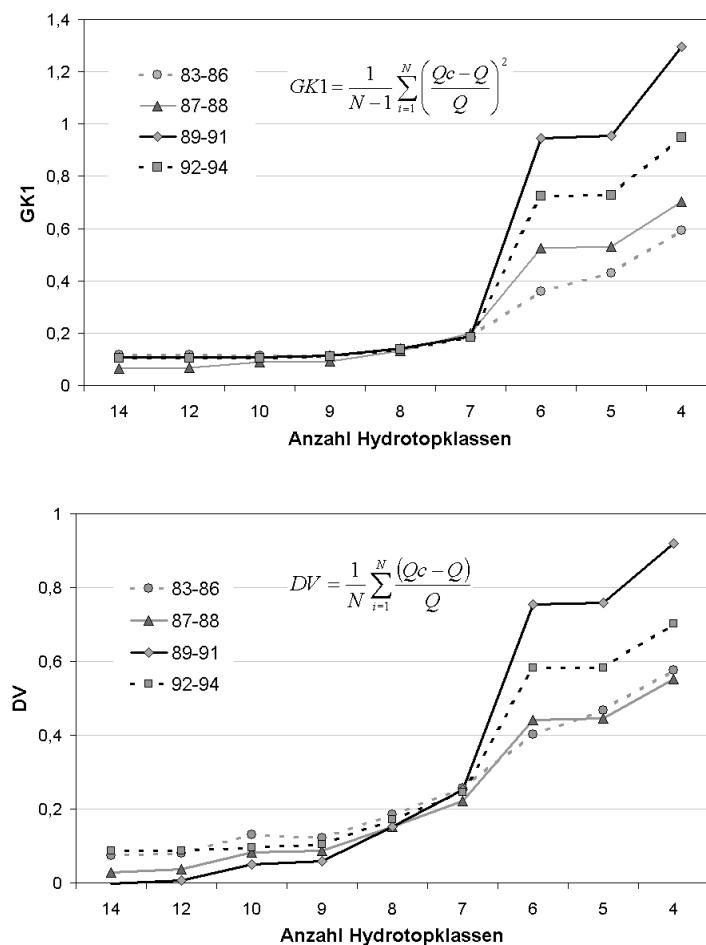


Abb. 2: Gütekriterien für simulierte Abflußzeitreihen (Stepenitz, Pegel Wolfshagen) im Zeitbereich 1981-1994 bei Aggregierung des Einzugsgebietes in 4 bis 14 Hydrotopklassen. Dargestellt sind jeweils die für die Teilperioden 1983-86, 1987-88, 1989-91 und 1992-94 ermittelten Werte.

Sowohl der mittlere quadratische relative Fehler (GK1) als auch der mittlere Volumenfehler (DV) zeigen eine drastische Verschlechterung der Modellanpassung beim Übergang von 7 auf 6 Hydrotopklassen, d.h. für den Fall, daß bei den landwirtschaftlich genutzten Flächen nicht mehr zwischen grundwassernahen und grundwasserfernen Teilflächen unterschieden wird. Ein weiterer merklicher Qualitätsverlust ergibt sich beim Übergang von 5 auf 4 Klassen, d.h. bei der nicht mehr gesonderten Modellierung versiegelter (bebauter) Flächen im Einzugsgebiet. Oberhalb von etwa 7 Hydrotopklassen ändert sich die Anpassungsgüte nur noch geringfügig. Dies bedeutet u.a., daß eine Unterscheidung von ebenen und hängigen Teilflächen im Stepenitzgebiet (wegen der gering ausgeprägten Topographie) zu keiner merkbaren Verbesserung des Simulationsergebnisses mehr führt. Insgesamt bestätigen die Analysen die den Simulationsrechnungen zugrundegelegte räum-

liche Aggregation in 10 Hydrotopklassen, die den Eigenschaften des Einzugsgebietes gerecht wird, ohne die räumliche Untergliederung zu detailliert zu gestalten.

3.2 Einfluß der meteorologischen Informationsdichte

Die räumliche Verteilung der meteorologischen Eingangsgrößen hat besonders bei größerskaligen Untersuchungen erheblichen Einfluß auf die Simulationsergebnisse (Lahmer, 1997). Die Dichte der Stationen und die zeitliche Auflösung der Daten ist entscheidend dafür, ob die Systembelastung in ausreichender Genauigkeit erfaßt wird und die berechneten Wasserhaushaltsgrößen in ihrer räumlichen Verteilung angemessen wiedergegeben werden. Für die Rechnungen im Stepenitzgebiet wurden deshalb alle vorhandenen meteorologischen Informationen (Zeitreihen von 9 Klimahaupt- sowie 24 Niederschlagsstationen innerhalb und außerhalb des Gebietes) genutzt, um eine hohe räumliche Differenzierung bei der Flächenübertragung sicherzustellen. Für die Interpolation wurde standardmäßig ein „erweitertes Quadrantenverfahren“ verwendet, bei dem für jede betrachtete Teilfläche aus den vier Quadranten die jeweils nächstliegende Station ausgewählt wird, und die an den vier Stationen gemessenen meteorologischen Größen entfernungsgeichtet auf die jeweilige Teilfläche übertragen werden.

Das Problem der meteorologischen Informationsdichte soll am Beispiel eines extremen Niederschlagsereignisses dargestellt werden, das am 12.6.93 im Stepenitzgebiet auftrat und mit 255 mm etwa 38 % des für das Gesamtgebiet im Zeitraum 1981-1994 gemessenen mittleren Jahresniederschlags von 680 mm erbrachte. Die in Abb. 3 dargestellte räumliche Verteilung des Ereignisses beruht auf der Flächenübertragung der an den oben erwähnten 33 Stationen gemessenen Daten auf 557 Hydrotopen in 64 Teileinzugsgebieten.

Die geringe — und im vorliegenden Fall auf den Süden des Einzugsgebietes beschränkte — Ausdehnung des Ereignisses ist typisch für *konvektive* Niederschläge, die als sommerliche Starkniederschläge für das Hochwassergeschehen kleiner, schnell reagierender Einzugsgebiete verantwortlich sind. Eine modellmäßige Erfassung solcher Ereignisse (und damit eine Simulation von Hochwasserabflüssen) stößt bei unzureichender Stationsdichte auf erhebliche Probleme, insbesondere unter Beachtung der Tatsache, daß weitere Charakteristika des Niederschlags wie Intensitätsverlauf, räumliche Ausdehnung, Wanderungsrichtung und -geschwindigkeit, die den Hochwasserabfluß entscheidend mitprägen, i.a. datenmäßig überhaupt nicht erfaßt werden.

Dies wird deutlich in Abb. 4, in der die für das im Norden liegende Teileinzugsgebiet 9 nach verschiedenen Verfahren interpolierten Tagesniederschläge für das Extremereignis am 12.06.93 und für den Gesamtzeitraum 1981-1994 dargestellt sind. Neben dem Quadrantenverfahren wurden Interpolationen unter Berücksichtigung der $N=1-6$ nächsten Stationen durchgeführt. Mit zunehmender Anzahl von Stationen werden bei diesem Verfahren im Fall des Extremereignisses zu hohe Niederschlagswerte aus dem regenreichen Süden in den Norden des Gebietes (der eine geringere Stationsdichte aufweist) übertragen. Auch das Quadrantenverfahren liefert hier keine genauen Werte, da ebenfalls nicht-relevante Stationen verwendet werden. Die Berücksichtigung nur der

nächsten Station ($N=1$) kommt deshalb dem an der nächsten Station Meyenburg gemessenen Wert am nächsten.

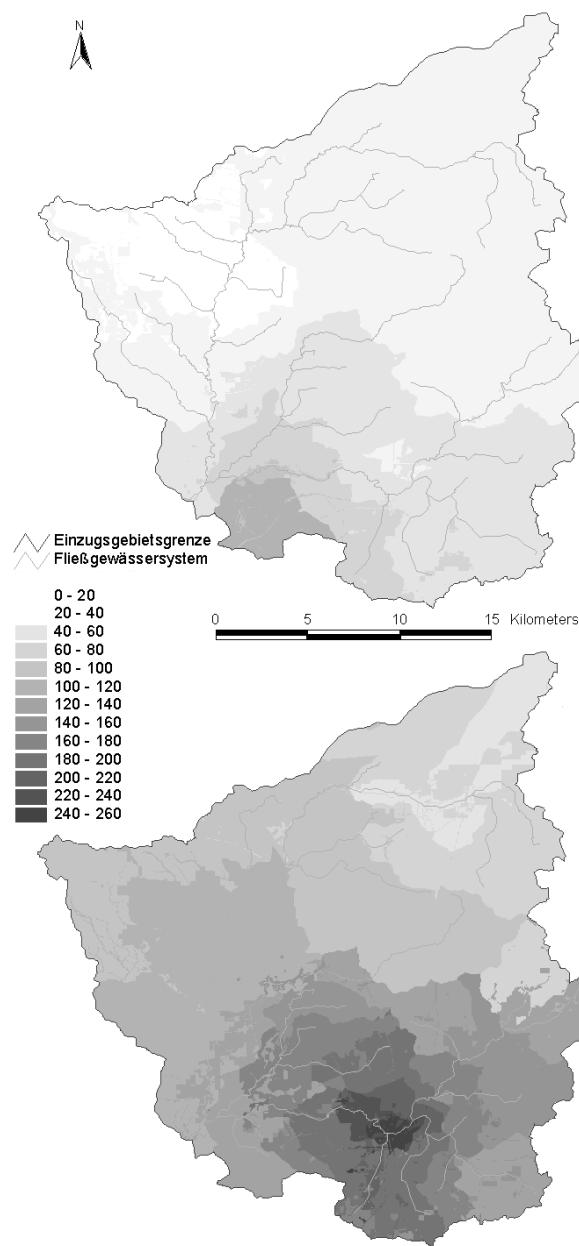


Abb. 3: Räumliche Verteilung des Niederschlages im Einzugsgebiet der Stepenitz für das extreme Niederschlagsereignis am 12. Juni 1993 sowie für den Vortag.

Die Unterschiede zwischen den verschiedenen Verfahren werden mit abnehmender Entfernung zur Niederschlagszelle (also z.B. für die Teilgebiete 46 und 57) oder bei Betrachtung längerer Zeiträume (Abb. 4 unten) erwartungsgemäß erheblich geringer. Das Quadrantenverfahren liefert dann gewöhnlich das beste Ergebnis, da bei Fehlen einer Station in einem der Quadranten keine alternativen Stationen in größerer Entfernung zur Interpolation herangezogen werden. Stehen allerdings keine Stationen außerhalb der

Gebietsgrenzen zur Verfügung, so kann das $N=x$ -Verfahren besser als das Quadrantenverfahren sein, da für Randgebiete auf jeden Fall mehrere Stationen herangezogen werden.

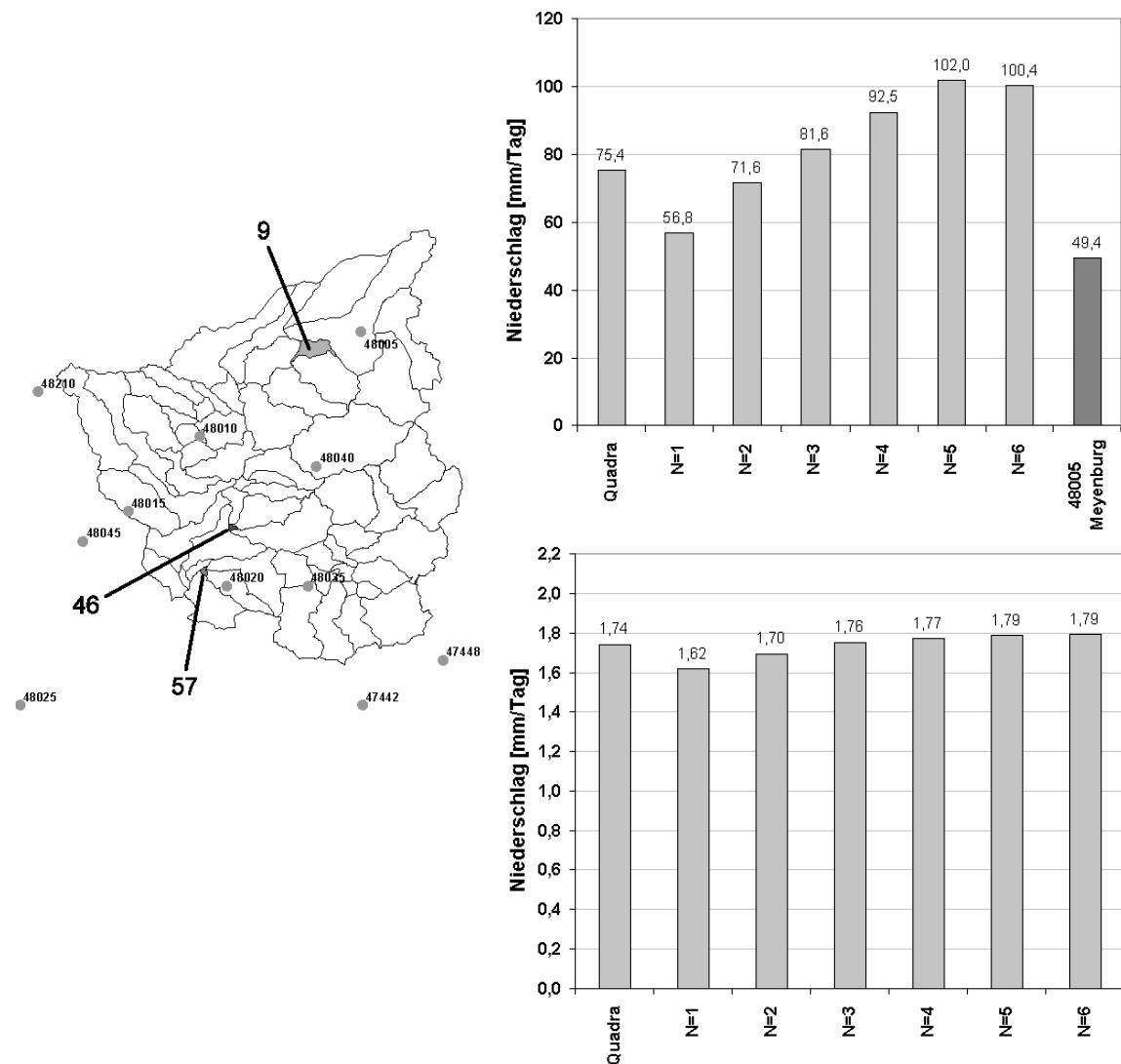


Abb. 4: Nach verschiedenen Verfahren für das Teileinzugsgebiet 9 interpolierte Tagesniederschläge für das Extremereignis am 12.06.1993 (oben) sowie den Gesamtzeitraum 1981-1994 (unten).

Die Größe räumlich begrenzter Starkregenereignisse dürfte aber mit allen Verfahren aus zwei Gründen überschätzt werden: Zum einen führen die verwendeten Tageswerte des Niederschlages, zum anderen die Interpolation selbst zu einer räumlichen „Verschmierung“ des Ereignisses. Für eine realitätsnahe Modellierung solcher Ereignisse sind deshalb sowohl zeitlich als auch räumlich höher aufgelöste Daten erforderlich.

3.3 Einfluß von Parameterunsicherheiten auf die Modellierungsergebnisse

Unsicherheiten der zur Verfügung stehenden räumlichen Eingangsdaten können die hydrologische Beschreibung des Untersuchungsgebietes zusätzlich erschweren. Um die

Größenordnung dieses zum „Modellrauschen“ beitragenden Fehlers abzuschätzen, wurden die Eingangsparameter der Landnutzungskarte (Versiegelungsgrad, Wurzeltiefe, Interzeptionsspeicherkapazität und Bedeckungsgrad) bei der Berechnung der Jahreswerte verschiedener Wasserhaushaltsgrößen variiert, und zwar zwischen dem in der entsprechenden Relate-Tabelle abgelegten jeweiligen Minimal- und Maximalwert jeder Nutzungsart. Für die über den Zeitraum 1983-1993 gemittelten Jahressummen ergaben sich gegenüber dem Mittelwert dieser Parameter Änderungen von +0.2% bis -0.2% (Verdunstung), +1.5% bis -3.2% (Sickerwasserbildung), -2.1% bis +3.6% (Oberflächenabflußbildung) und -0.4% bis +0.7% (Gebietsabfluß). Diese Änderungen sind vergleichsweise gering und liegen erheblich unter den Fehlern, die sich z.B. aus einer unzureichenden Erfassung der meteorologischen Eingangsgrößen ergeben. Im Hinblick auf die Beschreibung von Landnutzungsänderungen von Bedeutung ist allerdings, daß das Signal dieser Änderungen selbst für Szenarien, die nur einen geringen Flächenanteil der Gebietsfläche betreffen, oberhalb dieses Rauschpegels liegt (Lahmer und Becker, 1998).

4 Schlußfolgerungen

Voraussetzung für Untersuchungen des Einflusses von Landnutzungsänderungen auf den Wasserhaushalt ist eine möglichst realitätsnahe Erfassung der hydrologischen Verhältnisse eines Einzugsgebietes. Diese schließt sowohl eine angemessene Disaggregierung des Gebietes als auch die Untersuchung unterschiedlichster potentieller Fehlerquellen ein. Besondere Bedeutung kommt dabei der Informationsdichte der meteorologischen Eingangsgrößen zu, die für eine flächendeckende Ableitung verschiedener Wasserhaushaltsgrößen oft zu gering ist. Während sich Monats- und Jahreswerte dieser Größen noch mit hinreichender Genauigkeit angeben lassen, ist z.B. eine Berücksichtigung lokal begrenzter Starkregenereignisse nur näherungsweise möglich. Verschiedene Interpolationsverfahren können dabei zu ebenso großen Fehlern führen wie unangemessen vereinfachende räumliche Aggregations- oder Regionalisierungsverfahren, die bei großkaligen hydrologischen Modellierungen andererseits oft erst Voraussetzung für eine effektive Beschreibung hydrologischer Gebietseigenschaften sind. Ziel der großkaligen Modellierung muß es deshalb sein, einen Kompromiß zwischen hinreichend begründbaren Modellvereinfachungen, ausreichend hoher räumlicher und zeitlicher Informationsdichte und nicht zuletzt einer geeigneten Berücksichtigung von Datenunsicherheiten zu finden. Nur dann sind langjährige Szenarienrechnungen unter der Annahme eines geänderten Klimas und/oder einer geänderten Landnutzung möglich und sinnvoll.

Literatur

- Bork, H.-R. (1997): Wasser- und Stoffrückhalt im Tiefland des Elbe-Einzugsgebietes“ (WaStor). Antrag an das BMBF.

- Lahmer, W. (1997): Flächendeckende Modellierung des Wasserhaushalts im deutschen Teil des Elbegebietes unter Anwendung großflächiger Aggregierungsprinzipien. Bericht an das Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung, unveröffentlicht.
- Lahmer, W., Müller-Wohlfeil, D.-I., Pfützner, B., Becker, A. (1997): GIS-based Hydrological Modelling with the Integrated Modelling System ARC/EGMO. International Conference on Regionalization in Hydrology, Braunschweig, FRG, March 10-14, 1997. Accepted for IAHS publication.
- Lahmer, W. und Becker, A (1998): Statusbericht 10/98 zum Forschungsvorhaben „Dynamische skalenübergreifende Modellierung des Wasser- und Stoffhaushaltes in Gebieten des pleistozänen Tieflandes, Modellgebiet Stepenitz“. PIK, Oktober 1998.
- Pfützner, B., Lahmer, W. und Becker, A. (1997): ARC/EGMO - Programmsystem zur GIS-gestützten hydrologischen Modellierung. Überarbeitete Kurzdokumentation zur Version 2.0, unveröffentlicht.

On the influence of the parameterization of soil and vegetation processes upon the simulated evapotranspiration

Nicole Mölders¹ and Gerhard Kramm²

Abstract: Two different soil-vegetation-schemes are compared with each other. Sensitivity studies on parameters required by the schemes were carried out. The results substantiate that predicted water cycle relevant quantities may be sensitive to the parameterizations of the soil and plant processes and the used parameters.

Zusammenfassung: Zwei unterschiedliche Parametrisierungen der Boden- und Vegetationsprozesse werden miteinander verglichen. Sensitivitätsstudien zu den benötigten Parametern wurden durchgeführt. Die Ergebnisse belegen, daß die simulierten wasserkreislaufrelevanten Größen sehr sensitiv von den Parametrisierungen der Boden- und Vegetationsprozesse sowie von den verwendeten den Parametern abhängen.

1 Introduction

The partitioning of precipitation reaching the earth's surface between evaporation, transpiration, infiltration, and runoff is mainly governed by the non-linear exchange at the interface soil-vegetation-atmosphere. Therefore for numerical atmospheric models, various schemes have been developed to predict (1) the water and heat transfer within bare soil using the sophisticated *Philips-de-Vries*-type soil physics (e.g., Sasamori, 1970; Kramm, 1987), (2) the eddy fluxes of sensible and latent heat as well as momentum close to the interface *earth-atmosphere* (e.g., Kramm and Herbert 1984), and (3) the inclusion of vegetation (e.g., Deardorff 1978; Sellers et al., 1986). A scheme that contains these three model elements is usually denoted as a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme (SVATS). With respect to the different purposes of model applications some aspects of the exchange of energy and water between soil, vegetation, and atmosphere are more elaborated than the others (e.g., Fig. 1). Several authors, for instance, divided the soil into numerous horizons (i.e., layers) to predict the soil water transfer (e.g., Sasamori, 1970; Kramm, 1987), while other authors worked with reservoirs (e.g., Deardorff 1978; Mölders and Raabe, 1997).

The exchange of energy and matter between vegetation and atmosphere is usually parameterized analogous to a resistance network which requires that the fluxes of heat and matter are (nearly) height-invariant (constant flux approximation). In doing so, vegetation is represented by one layer (e.g., Deardorff, 1978; Claussen, 1988), two layers (e.g., Sellers et al., 1986), or several layers (e.g., Baldocchi, 1988) depending on the shape

¹LIM - Institut für Meteorologie, Universität Leipzig, Stephanstraße 3, D-04103 Leipzig, Germany

²emc, P.O. Box 10 13 10, D-04010 Leipzig, Germany

of the vertical profiles of the leaf area density. A multi-layered representation of vegetation is also realized in *canopy-turbulence-models* based on one-and-a-half-order (e.g., Ziemann, 1998) and higher-order closure principles (Meyers and Paw U, 1987). Such models are able to describe *zero-gradient-* and *counter-gradient-transports* occurring within plant canopies. Obviously, they ignore *constant-flux-approximations*.

Usually, only fractions of the earth's surface are covered by vegetation. This heterogeneity of the system *soil-vegetation* at the microscale can simply be described by Deardorff's (1978) mixture-approach, i.e., the effects of bare and plant-covered soils are linearly weighted by the shielding factor σ_F ($0 \leq \sigma_F \leq 1$) associated with the degree to which the foliage prevents shortwave radiation from reaching the ground. Such mixture-approaches are applied in various general circulation models (e.g., Sellers et al., 1986), atmospheric models of the mesoscales β and α (e.g., Dickinson et al. 1986); *Prandtl*-layer models (e.g., Kramm et al., 1996) and one-dimensional atmospheric boundary-layer (ABL) models (e.g., Kramm et al., 1994; Ziemann, 1998).

It has to be expected that the parameterizations of the transfer within the soil and the exchange at the interface *earth-atmosphere* may provide uncertainties in both the predicted land and atmospheric parts of the water cycle. These uncertainties were exemplarily elucidated for some water cycle relevant quantities by means of simulations applying alternatively the two different SVATS, namely that of Claussen (1988) in its modified version (Mölders, 1998a) denoted as C-scheme, and that of Kramm et al. (1996) which was further developed for application in three-dimensional meteorological models (Mölders, 1998b) denoted as K-scheme, hereafter. The simulations using these schemes will be called C- and K-simulation, respectively.

2 Common and different aspects of the soil-vegetation-schemes

Only the impact of the most important differences on predicted water cycle relevant quantities will be illustrated by examples. The common and different aspects of the schemes can be summarized as follows:

- Both schemes use the *Jarvis*-approach (Jarvis 1976) to describe the transpiration of water by plants, but its origin correction functions are only applied in the K-scheme.
- Both schemes use a resistance analogy to determine the moisture and heat fluxes above the vegetation (Claussen, 1988; Kramm et al., 1994).
- In the C-scheme, the soil surface is either bare or totally covered by vegetation, where in the latter case a common surface temperature for the surfaces of the foliage and the soil derived from the energy budget equation is used. A common surface temperature may be disadvantageous in determining the heat fluxes within the upper soil layer. The K-scheme is a Deardorff-type mixture approach (Fig. 1). Therefore, in the K-scheme coupled energy and water budget equations for the surfaces of the foliage and the soil have to be simultaneously solved to calculate the corresponding surface values of

temperatures and moisture. As described in Deardorff (1978), the outgoing thermal radiation is, therefore, aggregated using the shielding factor.

Fig. 2 illustrates that different shielding factors strongly affect the near-surface wind, temperature, moisture, and hence, evapotranspiration. Hence, the assumption of a complete coverage by vegetation as well as of reasonably pre-defined shielding factors may lead to erroneous results in a special case. Therefore, actual distributions of shielding factors should be used when available. Such distributions may be derived from satellite data via the relation between NDVI, LAI, and shielding factors σ_f ($=1/7\text{LAI}$; e.g., Allan and Lemon, 1972; Nemani and Running, 1989).

- In contrast to the K-scheme, in the C-scheme the transport of water and heat within the soil is decoupled. Thus, soil surface temperature only indirectly depends on the soil wetness factor, and the water fluxes from the ground water level (*restoring*), evapotranspiration and precipitation (*forcing*). The soil wetness factor only indirectly depends on surface temperature and the soil heat flux. The governing period of the forcing is included in the determination of the soil wetness factor. Therefore, the parameterization of the soil moisture processes is only suitable for short-term integration of a few days (Deardorff, 1978). Whereas, in the K-scheme, the treatment of the (vertical) transfer processes substantially agrees with the soil physics of Philips and de Vries, i.e., with the principles of the linear thermo-dynamics of irreversible processes allowing long-term integration.

Schematic view of the SVATS

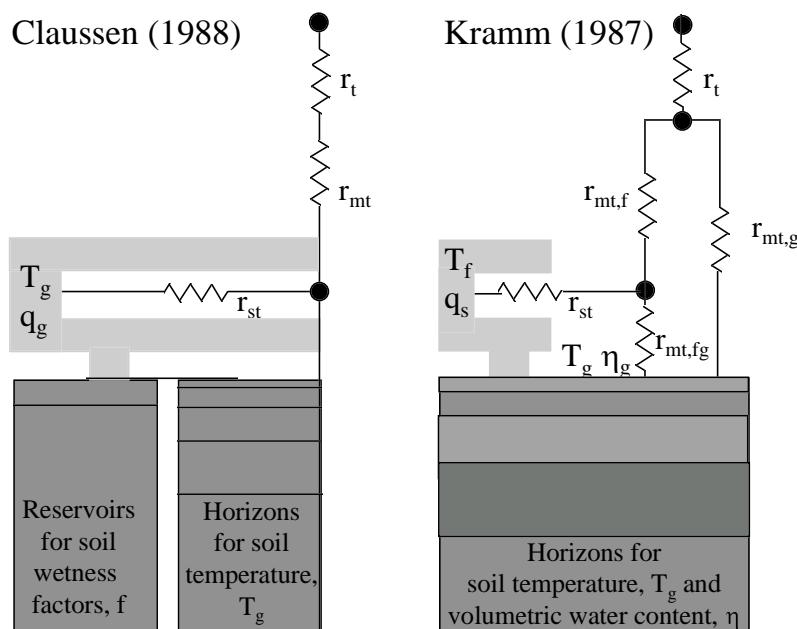


Fig. 1: Schematic view of the C- (left) and the K-scheme (right).

SVAT Scheme - Sensitivity Studies

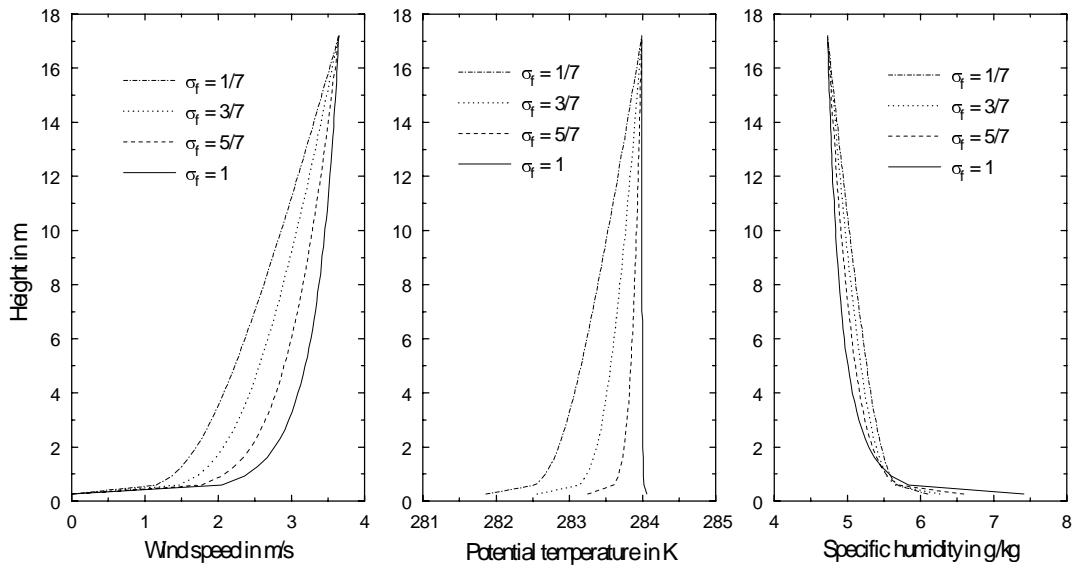


Fig. 2: Dependence of wind speed, potential temperature, and specific humidity on shielding factors (after Kramm et al., 1996).

- Although both schemes determine heat diffusion on horizons (Fig. 1), only the K-scheme considers that the volumetric heat capacity, C, thermal diffusivity, k_s , and the thermal conductivity, λ of the soils also depend on the volumetric water content of the soil.

Comparison of the values given in Tables 1, 2 and that illustrated in Fig. 3 shows that there exists a great dependence of these quantities on soil wetness conditions. Therefore, it has to be expected that the partitioning of the incoming energy between latent, sensible and soil heat fluxes is affected by these dependencies.

- The C-scheme works with a soil wetness factor and with reservoirs of different vertical extension than the horizons on which soil temperatures are determined. In the K-Scheme, volumetric water content and soil temperature are predicted on the same horizons (Fig. 1).
- In both simulations, the strategy of dominant land-use types is applied. Since the K-scheme is a Deardorff-type mixture-approach, the dominant vegetation does not necessarily cover the entire grid-cell. Thus, also the land-use type is the same, the surface is different (Fig. 1).
- Moreover, the plant-physiological and soil physical parameters differ (Tabs. 1, 2, 3).

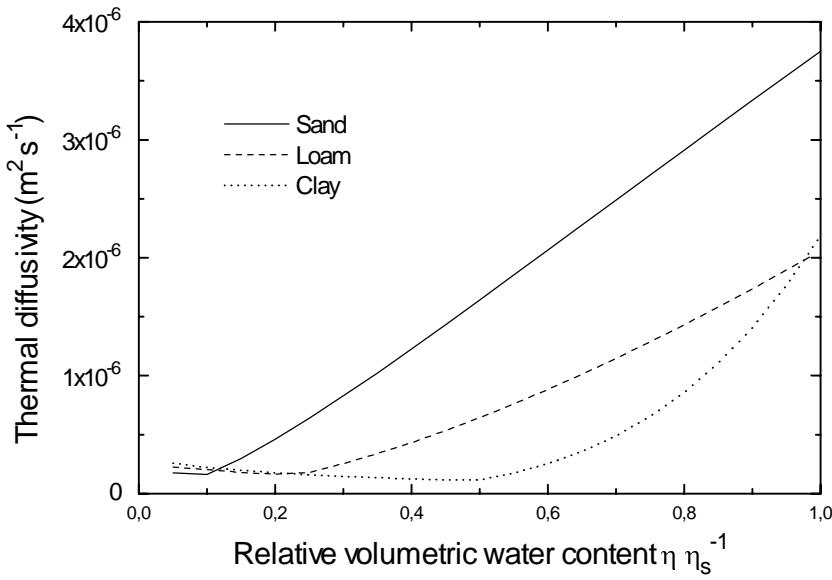


Fig. 3: Dependence of thermal diffusivity, k_s , on the relative volumetric water content, η/η_s as used in the K-scheme.

Tab 1. Thermal diffusivity, k_s , volumetric heat capacity, ρ_{SCS} , emissivity, ε , albedo, α , roughness length, z_o , field capacity weighted with the upper most soil layer, w_k , capillary, α_c , and maximal evaporative conductivity, g_1 as used in the C-scheme (after Mölders, 1998b).

Land-use type	k_s 10^{-6} m^2/s	ρ_{SCS} 10^6 $J/(m^3K)$	ε	α	z_o m	w_k m	α_c 10^{-3} $kg/m^3/s$	g_1 m/s
sand	0.84	2.1	0.90	0.3	0.0004	0.002	0.9	-.-
grassland	0.56	2.1	0.95	0.25	0.02	0.010	8.0	0.04
agriculture	0.74	2.9	0.95	0.18	0.04	0.003	3.0	0.04
heath	0.70	2.5	0.95	0.15	0.35	0.003	1.0	0.024
deciduous forest	0.70	2.5	0.97	0.20	0.8	0.010	8.0	0.023
mixed forest	0.70	2.5	0.975	0.175	0.9	0.010	8.0	0.023
coniferous forest	0.70	2.5	0.98	0.15	1.0	0.010	8.0	0.023
village/suburbs	1.0	2.0	0.90	0.20	0.8	0.003	1.0	-.-
city	1.0	2.0	0.95	0.15	1.0	0.002	0.9	-.-

The K-scheme, for instance, uses stomatal resistance values that correspond to the inverse of the evaporative conductivity used in the C-scheme. Fig. 4 illustrates the variation of latent heat fluxes with stomatal resistance for a calm mid-summer day. Using the values of stomatal resistance obtained from more than 1000 measurements within a radius of 3 m (Avissar, 1991), latent heat fluxes are determined for 10 classes of different ratios of the stomatal, r_{st} to the maximum stomatal resistance, r_{stmax} . The solid and dashed lines represent the frequency weighted (according to the occurrence of the relative stomatal

resistance within each class) mean latent heat flux and the latent heat fluxes determined from the average stomatal resistance. As illustrated in Fig. 4, the domain-average latent heat flux cannot be gained by simply using average values of the plant specific quantities. This means that statistical-dynamical approaches should be favored when ever data of the distributions of quantities are available for the subject under study.

Tab. 2: Porosity, η_s , saturated moisture potential, ψ_s , saturated hydraulic conductivity, $K_{w,s}$, b-factor, and volumetric heat capacity, ρ_{SCS} as used in the K-scheme (after Clapp and Hornberger, 1978; Pielke, 1984). Brackets give the standard deviations.

Soil type	η_s (m^3/m^3)	ψ_s (m)	$K_{w,s}$ ($10^{-4} m/s$)	b	ρ_{SCS} ($10^6 J/(m^3 K)$)
Sand	0.395 (0.056)	-0.121 (0.143)	1.760	4.05 (1.78)	1.47
Loamy sand	0.410 (0.068)	-0.090 (0.124)	1.563	4.38 (1.47)	1.41
Sandy loam	0.435 (0.086)	-0.218 (0.310)	0.341	4.90 (1.75)	1.34
Silt loam	0.485 (0.059)	-0.786 (0.512)	0.072	5.30 (1.96)	1.27
Loam	0.451 (0.078)	-0.478 (0.512)	0.070	5.39 (1.87)	1.21
Sandy clay loam	0.420 (0.059)	-0.299 (0.378)	0.063	7.12 (2.43)	1.18
Silty clay loam	0.477 (0.057)	-0.356 (0.378)	0.017	7.75 (2.77)	1.32
Clay loam	0.476 (0.053)	-0.630 (0.510)	0.025	8.52 (3.44)	1.23
Sandy clay	0.426 (0.057)	-0.153 (0.173)	0.022	10.40 (1.64)	1.18
Silty clay	0.492 (0.064)	-0.490 (0.621)	0.010	10.40 (4.45)	1.15
Clay	0.482 (0.050)	-0.405 (0.397)	0.013	11.40 (3.70)	1.09
peat	0.863	-0.356	0.080	7.75	0.84

Tab. 3: Leaf area index, LAI, minimal stomatal resistance, $r_{st,min}$, plant specific empirical constant, b_{st} , minimum, T_{min} and maximum temperature, T_{max} at which stomata close, optimum temperature of exchange, T_{opt} , emissivity, ε_f , and albedo, α_f , of the foliage, and roughness length, z_o as used in the K-scheme (after Mölders, 1998b).

Land-use type	LAI (m^2/m^2)	$r_{st,min}$ (s/m)	b_{st} (W/m ²)	T_{min} (°C)	T_{opt} (°C)	T_{max} (°C)	ε_f	α_f	z_o (m)
Grassland	2	250	20	5	25	45	0.95	0.25	0.02
Agriculture	6	150	25	-2	24	40	0.95	0.15	0.04
Heath	4	250	40	5	25	40	0.95	0.18	0.35
Deciduous f.	5	250	50	5	25	40	0.97	0.20	0.8
Mixed forest	6	250	45	0	17	37.5	0.975	0.175	0.9
Coniferous f.	7	250	25	-5	9	35	0.98	0.15	1.0

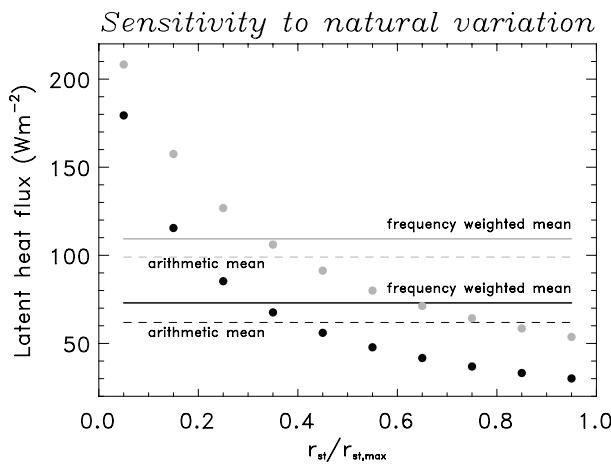


Fig. 4: Dependence of latent heat fluxes on the relative stomatal resistance, $r_{st}/r_{st,max}$. The grey lines and dots are determined assuming $r_{st,max}$ equal to 500 s/m. The black lines and dots are determined assuming $r_{st,max}$ equal to 1000 s/m.

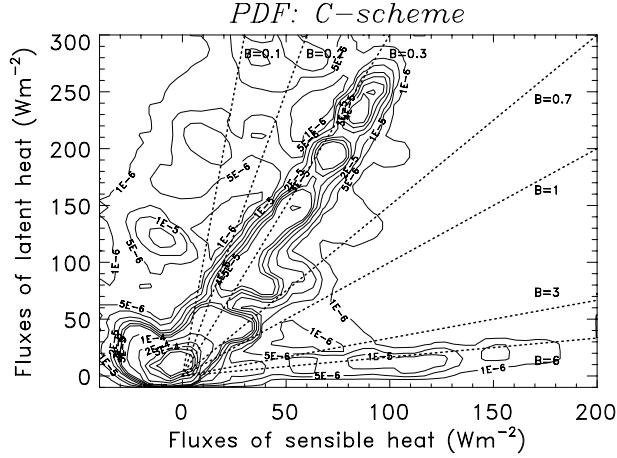
3 Comparison of 3D-model results

24h-simulations using alternatively the two schemes were performed with GESIMA (Eppel et al. 1995) for typical conditions in spring (synthetically meteorological input profile). The model domain encompasses southern Brandenburg and northern Saxonia ($200 \times 150 \text{ km}^2$). Based on the different formulations, and as in the *force-restore*-method field capacity is an integral quantity for the upper most soil layer, it is nearly impossible to exactly convert soil wetness factors into volumetric water content usually applied in hydrology. Therefore, it is nearly impossible to start the simulations with identical soil moisture conditions. Consequently, some of the differences discussed hereafter result from the different initialization of soil moisture. It has to be pointed out that the near-surface atmospheric conditions resulting from the 1D-simulations with the alternative SVATS slightly differ. This is due to the fact that a different equilibrium between the soil and the atmosphere establishes when treating the processes differently and when applying different parameters.

Generally, the quantities and fluxes provided by the C- and K-simulation differ more strongly at day than at night due to the closer relationship between the water and energy budgets at day. In the upper and middle troposphere, the simulated distributions of temperature and humidity as well as the wind field hardly differ. In cloudy regions, the distributions of temperature, humidity and the wind field differ slightly due to differences in phase transition processes, vertical motions, turbulence, and radiation. In the ABL, differences increase with decreasing distance to the surface. The near-surface wind speed varies more strongly in the K-simulation than in the C-simulation. Fig. 5 illustrates the joint probability density functions of the latent and sensible heat fluxes as provided by the two schemes. Since in the C-scheme, a grid-cell is either totally covered by vegetation or by bare soil, the Bowen-ratios are arranged into two legs. The one of low Bowen-ratios corresponds to the grid-cells with vegetation, while the other is related to areas of open-pit

mining, and settlements. On the contrary, in the K-simulation three legs form, which correspond to grid-cells with nearly total coverage by vegetation, partly covered by vegetation, and without vegetation. As mentioned before, the choice of arbitrarily chosen constant shielding factors may provide unrealistic results in special cases. It has to be assumed that using actual distributions of shielding factors would provide more equally distributed probabilities of the fluxes, and, hence, Bowen-ratio than illustrated in Fig. 5.

a)



b)

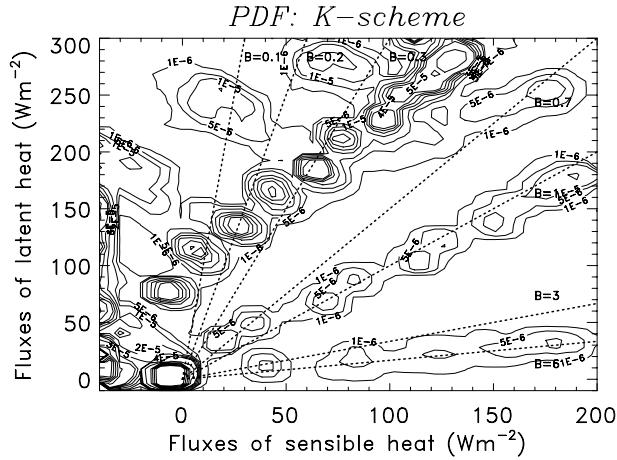


Fig. 5: Joint probability density functions, PDF of the latent and sensible heat fluxes in (a) the C- and (b) the K-simulation. Lines of constant Bowen-ratio are superimposed.

4 Summary and conclusions

Both schemes require soil physical and plant physiological parameters (e.g., emissivity, roughness length, albedo, etc.) that strongly vary with space and time, and of which the distributions are often unknown. Therefore, they have to be assumed reasonably. The K-scheme requires an even larger number of soil-physical and plant-physiological data than

the C-scheme. Compared to the C-scheme, the K-scheme can only provide more realistically results if most of these quantities are known. Such a data availability is possible under the conditions of field experiments. Although from the physical point of view, the K-scheme is more appropriate, it will often not provide a greater accuracy than the C-scheme, because of the lack of parameters and input data. A further disadvantage of the K-scheme is its huge computational (both CPU-time and storage) costs as compared to the C-scheme.

The examples, discussed here, illustrate the general difficulty in simulating geophysical processes. Even if a process can be described in a physically more adequate manner, this does not mean that a higher accuracy of the predicted results can be achieved, because the plant and soil specific quantities, initial profiles of soil moisture and soil temperatures are often not available and the impact of their natural variability is not accounted for appropriately. Thus, often simple semi-empirical approaches are able to provide reasonable results on the short time scale. Nevertheless, a closed hydro-thermo-dynamical concept like the K-scheme is required for long-term integration (> 24 h). Moreover, it is advantageous when uncertainty analysis with respect to the interaction between the atmosphere and the soil are to be performed.

Acknowledgments: We would like to express our thanks to the Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) for the support of this study under contracts Mo770/1-1, -2.

References

- Allan, L.H., Lemon, E.R., (1972): Net radiation frequency distribution in a corn crop. *Bound.-Layer Meteor.* 3, 246-254.
- Avissar, R., (1991): A statistical-dynamical approach to parameterize subgrid-scale land-surface heterogeneity in climate models. *Surv. Geophys.* 12, 155-178.
- Baldocchi, D., (1988): A multi-layer model for estimating sulfur dioxide deposition to a deciduous oak forest canopy. *Atmos. Environ.* 22, 869-884.
- Clapp, R., G. Hornberger, (1978): Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.* 14, 601-604.
- Claussen, M., 1988: On the surface energy budget of coastal zones with tidal flats, *Contr. Phys. Atmos.* 61, 39-49.
- Deardorff, J.W., (1978): Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.* 84C, 1889-1903.
- Dickinson, R.E., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P.J., Wilson, M.F., (1986): Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model. NCAR Technical Note 275+STR.
- Eppel, D.P., Kapitza, H., Clausen, M., Jacob, D., Koch, W., Levkov, L., Mengelkamp, H.-T., Wermann, N., (1995): The non-hydrostatic mesoscale model GESIMA. Part II: Parameterizations and applications. *Contrib. Atmos. Phys.*, 68, 15-41.
- Jarvis, P.G., (1976): The interpretation of the variations in leaf water potential and stomal conductance found in canopies in the field. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., B.* 273, 593-610.

- Kramm, G., Herbert, F., (1984): Ein numerisches Modell zur Deposition von Schadstoffen in der bodennahen Luftschicht. In: H. Reuter, Probleme der Medizin- u. Umweltmeteorologie im Gebirge. Zentralanst.Meteor.Geodyn.Wien, 288, 22-38.
- Kramm, G., (1987): Ein dynamisch-kinetisches Modell der atmosphärischen Grenzschicht zur Simulation von photochemischen Smog. IABG-B-TD 9004/01.
- Kramm, G., Dlugi, R., Mölders, N., Müller, H., (1994): Numerical investigations of the dry deposition of reactive trace gases. In: Baldasano et al., Air Pollution II Vol. 1, Computational Mechanics Publications, Southampton, Boston, 285-307.
- Kramm, G., Beier, N., Foken, T., Müller, H., Schröder, P., Seiler, W., (1996): A SVAT scheme for NO, NO₂, and O₃ - Model description and test results. Meteor. Atmos. Phys. 61, 89-106.
- Meyers, T.P., Paw U, K.T., (1987): Modeling a plant canopy micrometeorology with higher-order closure principles. Agric. Forest Meteor. 41, 143-163.
- Mölders, N., Raabe, A., (1997): Testing the effect of a two-way-coupling of a meteorological and a hydrologic model on the predicted local weather. Atmos. Res. 45, 81-108.
- Mölders, N., (1998a): Landscape changes over a region in East Germany and their impact upon the processes of its atmospheric water-cycle. Meteor. Atmos. Phys. 68, 79-98.
- Mölders, N., (1998b): Einfache und akkumulierte Landnutzungsänderungen und ihre Auswirkung auf Evapotranspiration, Wolken- und Niederschlagsbildung.
- Nemani, R.L., Running, S.W., (1989): Testing a theoretical climate-soil-leaf area hydrologic equilibrium of forests using a satellite data and ecosystem simulation. Agric. For. Meteorol. 44, 245-260.
- Pielke, R.A., (1984): Mesoscale Meteorological Modelling. Academic Press, Inc., London, p. 612.
- Sasamori, T., (1970): A numerical study of atmospheric and soil boundary layers. J. Atmos. Sci. 27, 1122-1137.
- Sellers, P.J., Mintz, Y., Sud, Y.C., Dalcher, A., (1986): A simple biosphere atmosphere model (SiB) for use within general circulation models. J. Atmos. Sci. 43, 505-531.
- Ziemann, A., (1998): Numerical simulations of meteorological quantities in and above forest canopies. Meteorol. Zeitsch. 7, 120-128.

Regional simulation in hydrology — estimating errors due to different data pre-processing methods

Christian Renschler^{1,2}, Bernd Diekkrüger² and Helge Bormann²

Abstract: Modelling approaches for regional water balances necessitate a pre-processing and transformation of model input data on different spatial and temporal scales. This paper compares the effects that different methods of spatial aggregation as well as temporal disaggregation of daily precipitation have on the local and regional water balance simulation results.

Zusammenfassung: Das Simulieren von regionalen Wasserflüssen erfordert in der Regel eine Aufbereitung und Transformation von Modelleingangsdaten auf verschiedenen räumlichen und zeitlichen Skalen. Im folgenden werden verschiedene Methoden der räumlichen Aggregierung und zeitlichen Disaggregierung von Tagesniederschlägen vorgestellt und deren Effekt auf die Simulation der lokalen sowie der regionalen Wasserbilanz.

1 Introduction

The one-dimensional physically based model SIMULAT developed by Diekkrüger and Arning (1995) was used for water balance simulations at the point scale as well as at the regional scale without changing the model concept. SIMULAT calculates the water transport based on Richard's equation and Penman-Monteith equation for potential evapotranspiration. Processes such as interception, evapotranspiration, melting of snow, infiltration, and surface runoff are simulated on hourly basis. Interflow calculated according to Darcy's law and base flow due to the Dupuit-Forchheimer approximation are aggregated to daily sums in the model output.

The regionalisation approach described by Bormann et al. (1998) was applied to the 1000 km² catchment of the Upper Leine in Northern Germany. Model parameters and boundary conditions were derived from commonly available data sources using a combination of deterministic and stochastic techniques. In this approach the smallest homogeneous units of soil, land use, climate and relief information define an ecotope. Simulating all ecotopes of the Upper Leine would result in about 16 600 simulation runs. In order to apply a Richard's-type model this huge amount of simulations had to be reduced. Due to non-linearity an aggregation of model parameters is not feasible. Therefore an aggregation according to the model output has to be performed and the water balances

¹ Geomorph Lab, Dept. of Earth & Atmospheric Sciences, Purdue University, West Lafayette, IN 47907-1397, U.S.A. E-mail: crensch@val.eas.purdue.edu

² Geographical Institutes, University of Bonn, Meckenheimer Allee 166, 53115 Bonn, Germany

of all theoretical combinations of land use, soil texture and slope classes (ecotopes) were simulated. After a cluster analysis (ward method) of all the monthly water balance results the ecotopes with a similar hydrologic behaviour were grouped and a representative of each group was used in further simulations. This reduces the required simulation time by up to 95% of computing all existing ecotopes (Bormann et al., 1998).

2 Spatial distribution of daily precipitation

In order to reduce the number of simulations depending on the climatic input the daily precipitation input has to be classified in homogeneous regions. It is known that the spatial distribution of rainfall can be highly variable, but since the aim of this approach is the regional simulation of monthly water, an aggregation may be feasible. Six precipitation regions with characteristic rainfall regimes were aggregated based on cluster analysis results (ward method) of monthly precipitation amounts of all 35 rain gauge stations in the Upper Leine area. The station with the smallest distance to the centre of gravity of all stations in its cluster was chosen as being representative. Finally six representative rainfall stations were assigned to the 31 Thiessen polygons in the Upper Leine catchment.

Other methods to derive spatially distributed daily precipitation based on interpolation methods such as inverse distance weighted (IDW), spline or kriging require a lot of further information which was not available. Since there are so many uncertain factors even in preparing the parameters for one of the continuous interpolation method, this simple Thiessen polygon approach was chosen.

3 Effect of spatial distribution on regional water balance

To evaluate the effect of the aggregated rainfall of six characteristic rainfall regimes rainfall input based on all 31 Thiessen polygons were compared. The model efficiency was derived for rainfall input and total discharge simulated for nine subcatchments of the Upper Leine. The model efficiency (Nash and Sutcliffe, 1970) is smaller or equal to 1, where 1 indicates a perfect agreement.

Fig. 1 shows that the differences between the model efficiency of monthly and even daily precipitation input of six representative regions in comparison to all Thiessen polygons are negligible for large catchment sizes. The differences between representative region and Thiessen polygon precipitation input for the small catchments strongly depends on the spatial distribution of the existing and the determination of the representative stations. Therefore the model efficiency for daily values especially decreases for small catchment sizes.

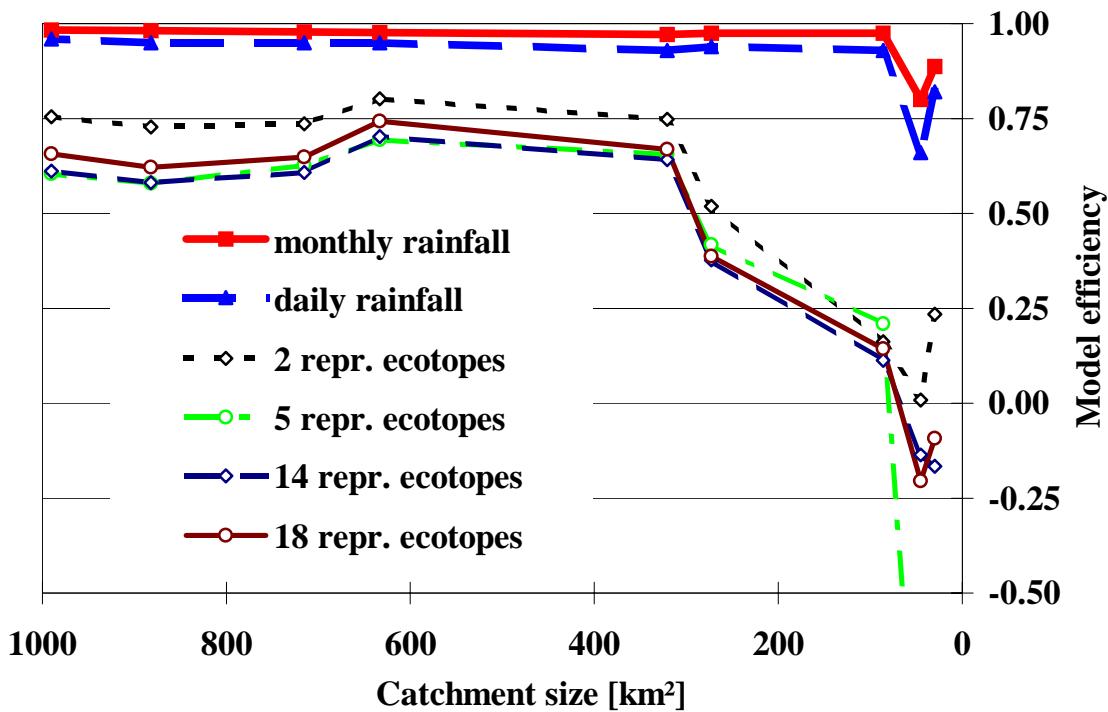


Fig. 1: Model efficiency of monthly and daily precipitation input of six rainfall regions in comparison to 31 Thiessen polygons and monthly runoff simulation results based on different numbers of representative ecotopes and six rainfall regions (hydrological years 1981-1989).

After simulating a 9-year water balance for all representative ecotopes the runoff was routed to the outlet using a translation time routine on a daily basis. Fig. 1 shows that the simulated monthly runoff results fit well to the discharge measurements at several gauging stations within the catchment area. The graphs further show the model efficiencies of monthly runoff simulation resulting from simulating increasing number of representative ecotopes. The graphs indicate that the regionalisation concept at its actual stage is generally valid for larger subcatchments within the Upper Leine catchment only. Using all 31 stations Thiessen Polygons definitely increases the number of simulation runs and an effect could only be expected for smaller catchments. For smaller catchments the representative hydro-pedotopes might not represent the specific characteristics of that area. With an increasing number of representative ecotopes the model efficiency tends to a certain level. The model efficiencies for simulations with different representative ecotopes differ among each other especially for the two smaller catchment sizes.

4 Temporal disaggregation of daily precipitation

The application of the semi-analytical infiltration equation by Smith & Parlange (1978) required a disaggregation of daily precipitation amounts to hourly values. Based on two

models the daily precipitation amounts of each representative station were disaggregated to hourly data using a stochastic approach based on long-term monthly rainstorm characteristics derived from five minute observations.

The single parametric disaggregation method described by Arnold and Williams (1989) was used as a simple approach based on 30 min clock hour measurements. The parameter α describes the relation between rainfall amount and peak intensity during an event. The time between two rainfall events of a maximum 24 hour duration is 3 hours. The model determines seasonal variability by analysing monthly α values. The Alpha model approach disaggregates daily values into 30 min intervals based on a random α value chosen from a monthly triangular distribution.

The other disaggregation model developed by Connolly et al (1998) has five parameters for the number of events per rainy day, starting time, rainfall duration, amount, time to peak intensity and peak intensity. The model was developed to produce breakpoint data based on representative rainfall characteristics analysed from measured breakpoint data of at least three years. The pause between two events (max. event duration 24 h) was chosen as 30 and 60 min. There was no option to analyse seasonal parameters. The Connolly model approach disaggregates daily precipitation in breakpoint data.

Since the rainfall intensity is most important for infiltration and surface runoff, the magnitude frequency of the simulated maximum 30 min intensities were compared to the analysed ones of the original data records (Fig. 2). The differences in estimating the parameters by each disaggregation model, e.g. the rainfall pause between two events, show different effects on the disaggregation results. For maximum 30 min intensities of more than 5 mm h^{-1} the Alpha approach and the Connolly model based on 30 min rainfall pause between events come closest to the analysed distribution, but generally the intensities of all methods are overestimated.

5 Effect of disaggregation methods on local water balance

Since the total amount of water balance components such as evapotranspiration and groundwater recharge are quite large, they are less effected by the disaggregation method than interflow and surface runoff (Fig. 3, Tab. 1). Surface runoff can be overestimated up to double than with original data, e.g. for winter wheat on silty clay (Tab. 1, Fig. 4). However, the correlation of monthly runoff with the Connolly 30 min rainfall pause approach yields the best results.

As Fig. 5 shows in detail, the Alpha model produces only one triangular shaped event per day and tends to overestimate the maximum intensity and therefore the model overestimates the surface runoff. The Connolly model produces several intensity peaks and therefore lowers the risk of an overestimation of peak intensities. Both model approaches are limited to the maximum 24 hour duration and the time between two events. Therefore events longer than 24 hours are neither represented by the disaggregation model nor by the daily rainfall series for the model input.

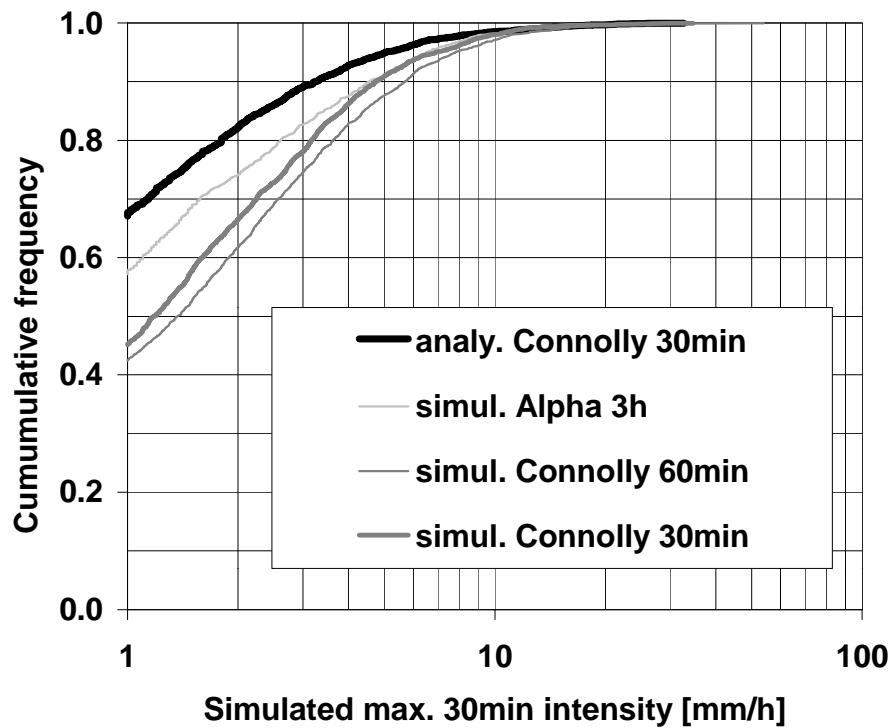


Fig. 2: Magnitude frequency curves for analysed and simulated maximum 30 min intensities at station Göttingen (1978-1986).

Tab. 1: Rates and correlation (r^2) of monthly water balances of different rainfall disaggregation methods at Göttingen (1981-1986; averages based on 15 realisations for winter wheat on a silty clay).

Disaggregation method (rainfall pause between rainfall events)	Evapotrans- piration [mm a ⁻¹]	Groundwater Recharge [mm a ⁻¹]	Surface Runoff [mm a ⁻¹]	Inter- flow [mm a ⁻¹]	Total Runoff [mm a ⁻¹]
Original data	426.7	83.9	25.0	19.1	128.0
Alpha (3 h)	426.6	80.6	48.1	11.3	140.0
Connolly (60 min)	426.6	82.1	42.5	12.9	137.5
Connolly (30 min)	426.7	82.1	43.2	12.4	137.7
Correlation (r^2):					
Alpha (3 h)	0.998	0.992	0.904	0.968	0.947
Connolly (60 min)	0.998	0.996	0.906	0.956	0.958
Connolly (30 min)	1.000	0.998	0.931	0.958	0.962

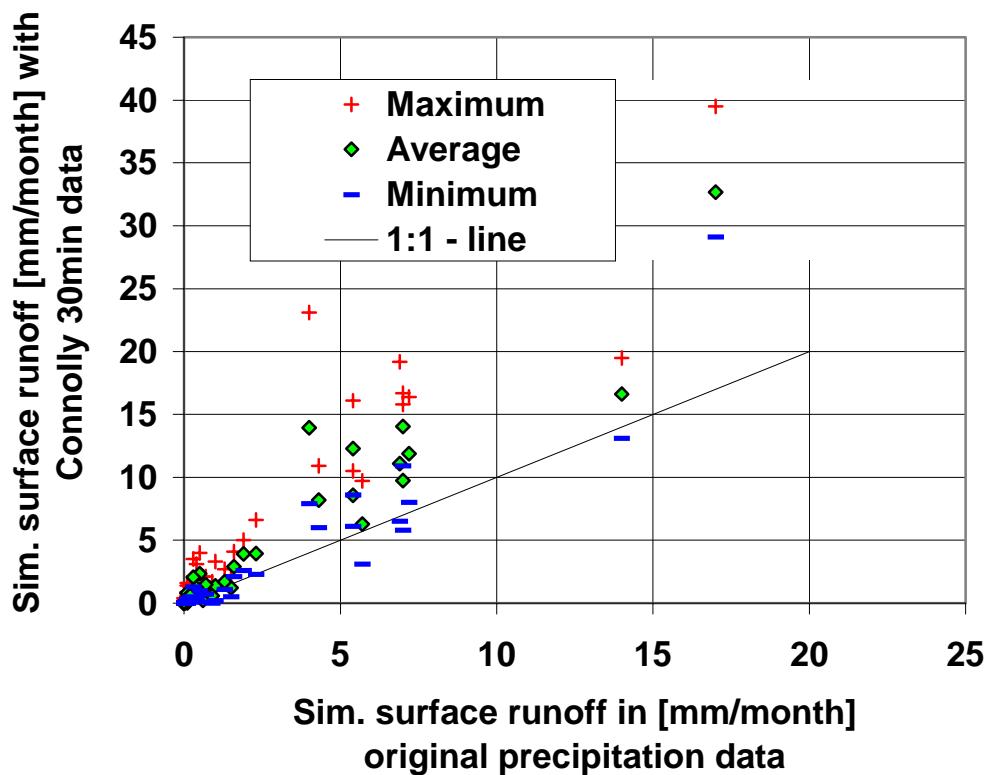


Fig. 3: Simulated surface runoff with original and average Connolly 30 min disaggregated precipitation data at Göttingen (1978-1986; values based on 15 realisations for winter wheat on silty clay soil).

6 Conclusions

The presented regionalisation method for the precipitation input allows the simulation on the local as well as on the regional scale. The method is only limited by the quality of the input data such as the spatial distribution of precipitation. The actual regionalisation approach using six representative stations for regions with similar precipitation characteristics allows only limited downscaling of water balance results for smaller catchment areas. The rainfall disaggregation methods applied produce more surface runoff than simulations based on original observed five minute measurements due to a general overestimation of maximum intensities.

Acknowledgments: Robin Connolly is thanked for entrusting me with his rainfall disaggregation model. The ‘Deutsche Forschungsgemeinschaft’ (DFG) sponsored this research in its focal program ‘Regionalization in hydrology’.

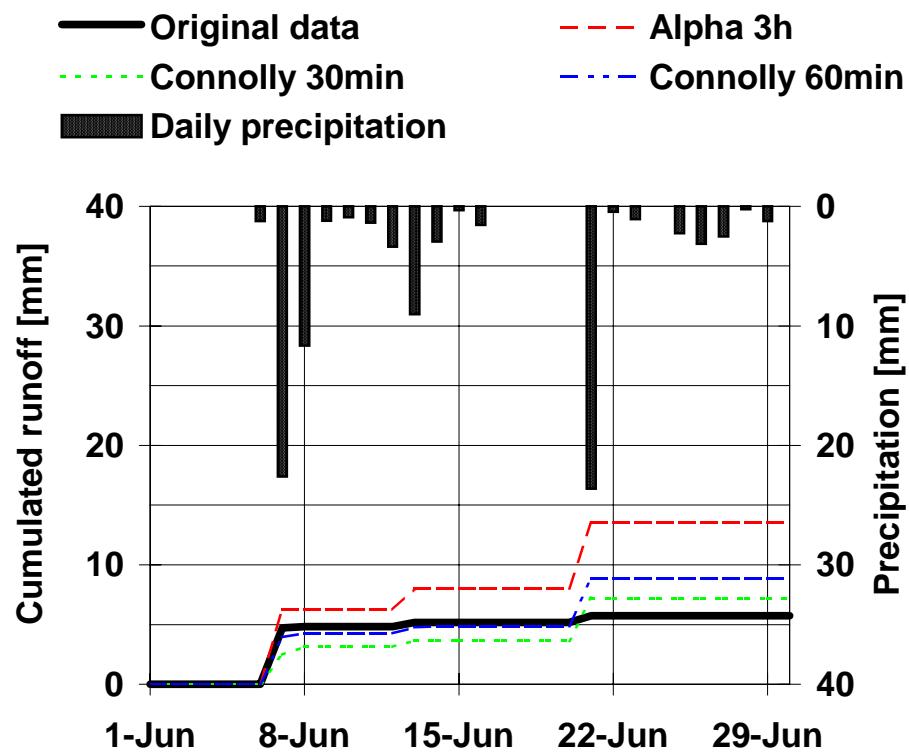


Fig. 4: Original daily precipitation and cumulated surface runoff with three different disaggregation methods at Göttingen (June 1985; winter wheat on silty clay).

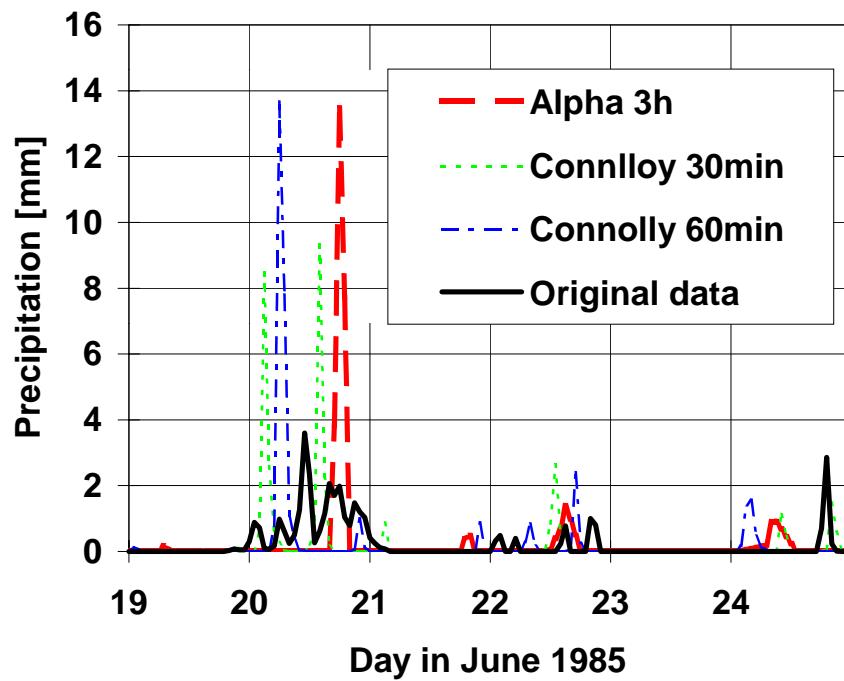


Fig. 5: Original and disaggregated hourly precipitation with three different disaggregation methods at Göttingen (June 1985).

Literature

- Arnold, J.G., Williams, J.R. (1989): Stochastic Generation of Internal Storm Structure at a Point. *Transactions of the ASAE*, Vol. 32(1). 161-167.
- Bormann, H., Diekkrüger, B. Renschler, C., Richter, O. (1999): Regionalization concept for the prediction of large scale water fluxes. *Proceedings of the Intern. Conference on 'Regionalization in Hydrology'*, Braunschweig, Germany, IAHS Publ. (in press).
- Connolly, R.D., Schirmer, J., Dunn, P.K. (1998): A rainfall disaggregation model. *Agricultural and Forest Meteorology* 92/2. 105-117.
- Diekkrüger, B., Arning, M. (1995): Simulation of water fluxes using different methods for estimating parameters. *Ecological Modelling*, Vol. 81, 83-95.
- Nash, J.E. and J.V. Sutcliffe. (1970): River flow forecasting through conceptual models, Part I-A, discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10(3). 323-44.
- Smith, R.E., Parlange, J.-Y. (1978): A parameter-efficient hydrologic infiltration model. *Water Resources Research* 14(3), 533-538.

Modelling ET and sugar beet growth — uncertainties from climatic input for model parameterisation

Goetz M. Richter

Zusammenfassung: Modellstruktur und Datenauflösung bestimmen die Simulation von Sättigungsdefizit (VPD) und Evapotranspiration (ET), ein Effekt, der im Folgenden in seiner Wirkung auf die Simulation des Pflanzenwuchs für eine humide Region quantifiziert wurde. Ein SUCROS-ähnliches Modell für Trockenmasseproduktion wurde für den Ertrag (Y) von Zuckerrüben mit verschiedenen Variablenkombinationen kalibriert und validiert. VPD_{NX}, errechnet aus Minimum- und Maximumwerten, ähnelte dem aus der Referenz-ET abgeleiteten VPD, während VPD_{14H} dem Maximum-VPD glich und variabler war. Die räumliche Variabilität war klein im Vergleich zu diesen Unterschieden. ET_{pot} nach Penman und Haude waren höher und variabler als die Referenz-ET. Die für VPD_{14H} simulierten Erträge (Y_{14H}) waren im Mittel den gemessenen (Y_{OBS}) gleich, variierten aber stärker. Für VPD_{NX} simulierte Erträge (Y_{NX}) waren im Mittel 30% höher und weniger variabel. In 6 von 11 Jahren waren die simulierten Erträge für beide Variablen gleich. Die Transpirationskoeffizienten unter beiden Regimen waren verschieden.

Abstract: The details of models and inputs determine the size and variability of vapor pressure deficit (VPD) and evapotranspiration (ET). For a humid region (Germany) VPD and ET were quantified. A SUCROS-type model of dry matter production was calibrated and validated for sugar beet yield (Y) using different sets of variables. VPD_{NX}, based on minimum and maximum temperature and relative humidity, was similar to that derived from reference ET; VPD at 14h was close to maximum VPD, both being more variable. Spatial variability was small compared to these differences. ET_{pot} according to Penman and Haude were higher and more variable than reference ET, increasing water stress. Predicted average yield based on VPD_{14H} was close to observed yields (calibration), but varied considerably (Y_{OBS}/Y_{14H} : 0.94 ± 0.32). Yields simulated for VPD_{NX} were higher and less variable (Y_{OBS}/Y_{NX} : 0.7 ± 0.14). In 6 years predicted yields were similar for both simulations. Transpiration for both regimes differed ($T_{ACT-14H}$: 363 ± 33 and T_{ACT-NX} : 265 ± 51 mm). Transpiration coefficients were at the upper and lower end of literature values (T_C-14H : 173 ± 13 ; T_C-NX : 127 ± 30 kg H₂O/kgDM).

1 Introduction and objective

Modelling water and matter fluxes at larger scales encounters some principle conflicts: First, most mechanistic modelling concepts originate from small scale experiments, and

models for soil-plant-atmosphere interaction need validation at an appropriate scale. Second, increasing the dimension in space demands an increase in time-scale, which puts model and parameter validity at stake, but may also involve reduced data availability and consistency. Third, in complex agro-ecological model systems some submodels may be replaced by less complex models, e.g. in agro-meteorology. This complies with reduced data availability but eventually violates the model stringency. For predicting management - environment interactions all three become important.

Several difficulties in temporal up-scaling crop growth simulation models have been observed: Bos et al. (1996) noticed that the averaging procedure calculating daily VPD affects ET. Similarly, the definition of weather data are critical, e.g. was ET based unlimited water supply (ET_{POT} ; Heger 1978) or considering water limitations (ET_{REF} ; Thompson et al. 1981). In arid regions, VPD was underestimated during times of higher evaporative demand (Meinke et al., 1997) impacting on crop simulation. Agro-meteorological models of different complexity predicted similar ET, but caused deviations in growth estimates, related to differences in VPD (Stockle et al., 1997). Inter-annual variation of crop model performance was related to effects of water availability and radiation-temperature regime (Richter, 1999). Within SUCROS-type models growth rates are related to the ratio of actual and potential transpiration (T_{ACT}/T_{MAX}) dependent on water availability in the root zone. It is unknown, how the substitution for ET_{POT} and variation of input resolution affects its output and calibration of crop model.

The objective of this study was to demonstrate the effect of varying weather data on crop growth and water fluxes under temperate conditions. In specific, (i) estimates of VPD and ET_{POT} were compared for various input levels, (ii) the model for dry matter yield of sugar beet was calibrated and validated using two different sets of input, and (iii) the transpiration rates and coefficients were quantified.

2 Materials and methods

2.1 Meteorological modelling

The weather data originated from stations along a transect Uelzen-Braunschweig-Göttingen characterising the glacial plain and foothills north-west of the Harz mountains, Germany. Daily data records were available from local catchments (1986-95), the Agro-Meteorological Research (1946-95; AMF, Braunschweig) and a weather station (1980-96; Göttingen). Reference evapotranspiration rates, ET_{REF} , (Thompson et al. 1981) correspond to ET_{PM} reduced by an extractable soil water capacity of 125 and 140 mm for grass and sugar beet, respectively. Data for Göttingen were incomplete and discontinuous from 1991 onward. Monthly $ET_{REF/HAUDE}$ for sugar beet were available during 1992-96 only. These data were extrapolated to the earlier period (1980-1991) using the regression of transformed mean daily values for grass on the ET_{PM} ($ET_{REF} = 0.47 * ET_{PM}^{1.06}$; $r^2=0.81$). Wind speed to estimate ET_{PEN} was substituted by data from Braunschweig.

The VPD and potential ET were estimated by various standard methods. Calculations of potential ET according to the Penman (ET_{PEN}) and Penman-Monteith (ET_{PM}) followed the FAO-modifications (Doorembos and Pruitt, 1977). The respective daily average VPD for either method (VPD_{AV} , VPD_{NX}) was calculated using daily averages or respective minimum and maximum values of temperature and relative humidity (rH). VPD_{REF} was derived from the recorded reference evaporation (ET_{REF}) dividing by monthly crop factors for grass (Heger 1978). The climatic water balance (CWB) was calculated from precipitation and ET_{REF} , ET_{HAUDE} , and ET_{PM} , respectively.

2.2 Simulation of sugar beet growth

The simulation of crop growth followed the concept of SUCROS (van Laar et al., 1992) modified by Kersebaum (1995) and generalised by Beblik (1996). The model was adapted and calibrated on growth curves supplied for leaves and root (storage) at Göttingen, Germany, during 1980 to 1996 (Richter et al. 1999). In brief, plant phenology is modelled as a function of temperature sum, separating development stages of emergence (DS0), exponential and linear growth (DS1, DS2) and growth stagnation (DS3). Dry matter production is driven by intercepted photosynthetic active radiation. Leaf area (LAI) is estimated from the dry matter of the leaf blade, assuming a constant weight/area ratio and optimising dry matter partitioning between leaf blades and petioles in agreement with data from the literature (Scott & Jaggard, 1993).

Photosynthetic efficiency is, among other factors, modified by water stress (T_{RED}), defined as the ratio of actual and potential transpiration (T_{ACT}/T_{MAX}). T_{MAX} is a function of potential ET and LAI, and T_{ACT} is the sum of fractional water uptake at each depth increment in the profile. It depends on root density and water uptake efficiency dependent on relative soil water content, θ_{rel} . The water stress function, $T_{RED}(\theta_{rel})$, developed for wheat and based on ET_{PM} (Groot 1987), was not changed. The soil water flux and distribution is described by a functional approach. Potential ET was approximated by the Haude-method (Heger, 1978).

3 Results and discussion

Results are presented for the Göttingen data set showing means for the period of exponential and linear growth of sugar beet (DS1, DS2) if not expressed otherwise.

3.1 Systematic variability of vapor pressure deficit

The vapor pressure deficits calculated for the 1980-90 period showed a ranking for the overall means across the linear growth period of $VPD_{14H} > VPD_{NX} > VPD_{AV}$ ($2.6 > 1.55 > 1$). The mean daily maximum, VPD_{MAX} , was close to that estimated from values at 14 h (+5.7%, $r^2=0.999$) and could substitute VPD_{14H} in case of lacking data (1991-96). The similarity between VPD_{REF} , calculated from the reference ET, and VPD_{NX} , was not as

consistent (-6%, $r^2=0.972$). Spatial variability of VPD was small along the north-south transect compared to the variability within and among years. The coefficient of variation (CV) of the grand average (mean of annual means) was considerable, being slightly larger for VPD_{14H} than for VPD_{AV} and VPD_{NX} (CV 20, 17.3 and 17.5%, respectively). Intra-annual variability was larger reflecting the fluctuation dynamics of VPD during the main growing period. A wet year (1987) had a CV of 50%, in dryer years (1989, 1990) the CV was up to 70%.

The relationship between daily estimates of VPD_{AV} and VPD_{NX} was slightly non-linear ($1.5 * \text{VPD}_{\text{AV}}^{1.06}$; $r^2=0.93$) indicating larger discrepancies between these two estimates at low rH. The mean rH, however, ranged between 70 and 84%, and the effects on ET-estimates were negligible.

3.2 Estimating the CWB - comparison of potential and reference ET

The CWB based on ET_{REF} showed maximum surplus and deficit in 1981 and 1989 (Fig. 1). ET_{REF} accounts for 140 mm of plant available water (PAW) only, the soils around Göttingen, however, contain about 210 mm PAW. The actual ET could be 70 mm higher and conversely the total CWB more negative. Water shortage linearly increases after 40 to 50% of PAW are depleted ($\text{CWB} < -90$ mm) which was possible in 1983 and during the years in 1988 to 1990. Also it showed, that individual phases of development were exposed differently to water stress: Whereas in the early 1980s stress did not occur before the linear growth phase (DS2), water shortage during the late 1980s was observed during canopy development and fibrous root growth.

Potential ET during sugar beet growth (DS1/DS2) according to different methods showed the overall ranking of $\text{ET}_{\text{REF}} < \text{ET}_{\text{HAUDE}} < \text{ET}_{\text{PEN}}/\text{ET}_{\text{PM}}$. In spite of different VPD, ET_{PEN} and ET_{PM} didn't differ greatly. There were some inconsistencies during the 11-year period in the relative size, ET_{HAUDE} being closer to ET_{PEN} in 1982/83 than in other years. This caused an extremely high potential water deficit for ET_{HAUDE} in 1982 and 1983 exceeding ET_{REF} by 300 and 200 mm, respectively. In other years ET_{HAUDE} was closer to ET_{REF} (100 - 150 mm).

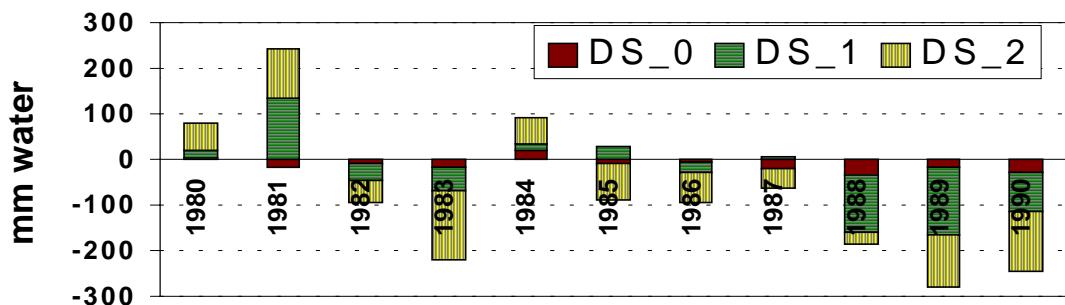


Fig. 1: Climatic water balance (precip.-ET) during plant development (DS)

3.3 Simulated dry matter yield

The observed yields (t DM/ha) on these soils ranged between 12 and 17 t/ha during 1980-90 (Fig. 2). The calibration based on VPD_{14H} encountered several problems due to soil water model and input simplification. 1) High evaporation after sowing caused a delay in emergence due to an under-estimation of water content in the soil surface, 2) rapid early water depletion caused water shortage during late growth, 3) final growth inhibition observed in years with little or now water deficit was not simulated. Yields based on VPD_{14H} ($Y_{\text{VPD}14}$) were more variable and overestimated yield reduction in years with late drought stress (DS2, 1982/83). Yields predicted with drought stress during canopy development (DS1, 1988-90) were close to the observed. Over-estimation was larger during years with a $\text{CWB} > -100$ mm (1981, >84, >87). On average, actual yields were overestimated by 5 % only.

The model was validated with unchanged parameters for lower evaporative demand (VPD_{NX}). On average, simulated yields (Y_{NX}) were over-estimated by 30%, Yields were higher than observed (Y_{OBS}) in years with CWB_{REF} close to or above 200 mm (1983, 1988-90), and yield was overestimated up to 100%. However, in 6 years out of 11 estimated yields were similar to those under VPD_{14H} .

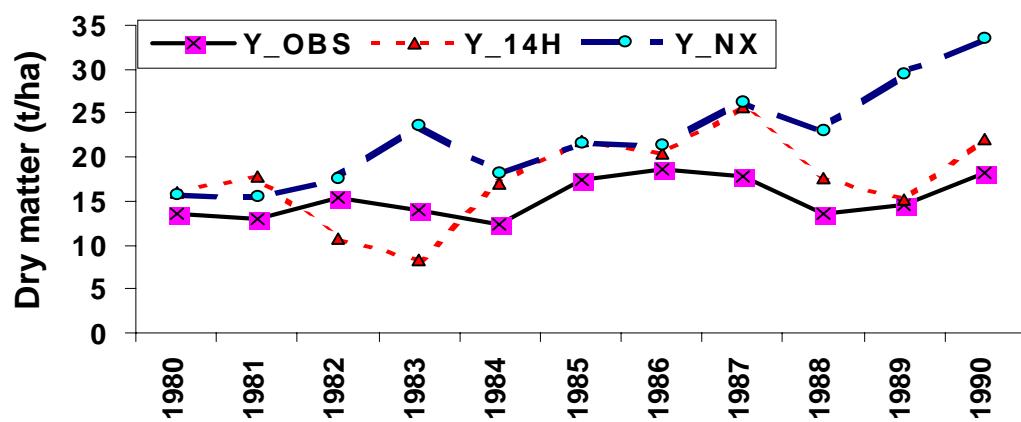


Fig. 2: Final sugar beet yield observed (Y_{OBS}) and predicted on the basis of $\text{VPD}14H$ (Y_{14H} ; calibration) and VPD_{NX} (Y_{NX} ; validation)

3.4 Simulated water stress and transpiration

Fig. 3 illustrates the observed and simulated growth dynamics during seasons with distinctly different water balances (Fig.1). Under wet conditions initial growth is equally described, irrespective of VPD source, but both simulations failed to predict the final growth limitation. Water stress related growth reduction in dry years depended greatly on the predicted evaporative demand. ET based on VPD_{14H} (original calibration) was overestimated in 1982 ($\text{CWB}_{\text{HAUDE}} -400$ mm), exceeding soil water storage and growth

stopped in mid-season. In 1989 CWB_{HAUDE} was -200 mm during linear growth on top of -150 mm during exponential growth causing growth stagnation with subsequent recovery. The ET predicted from mean VPD (VPD_{REF} or VPD_{NX}) did not result in an appropriate water stress factor (T_{RED}) although total transpiration was similar, and therefore, dry matter production was overestimated, especially in sunny years (1989, 1990).

Transpiration simulated for both VPD-regimes differed more under little evaporative demand. ET was similar in years with high VPD exerting greater water stress when VPD_{14H} was used (1983, >89, >90), showing water limitation in the soil. On average transpiration was 100 mm lower when VPD_{NX} instead of VPD_{14H} was used. Based on the original Haude-approach, transpiration ranged from 300-400 mm which resulted in a transpiration coefficient (Tc) of 173 ± 13 kg water / kg total DM. This corresponds to a water use efficiency (WUE) of about 6 g DM produced per kg water which agrees with those given by Scott and Jaggard (1993) for similar regions (5-7 g DM/kg water).

Transpiration according to VPD_{NX} (T_{ACT_NX} : 265 ± 51 mm) is obviously underestimated, and WUE (8 g DM/kg water) based on observed yields is much too high. This seems to be trivial, because of the inconsistency in the meteorological modelling, transpiration needed to be simulated according to Penman-Monteith when VPD_{NX} is used. The purpose of this study, however, was to show the effect of input inconsistency on water stress. ET_{REF} is often mistaken for ET_{HAUDE}, and VPD_{REF} is derived as shown above. The similarity of VPD_{REF} and VPD_{NX} suggests similar effects on crop modelling.

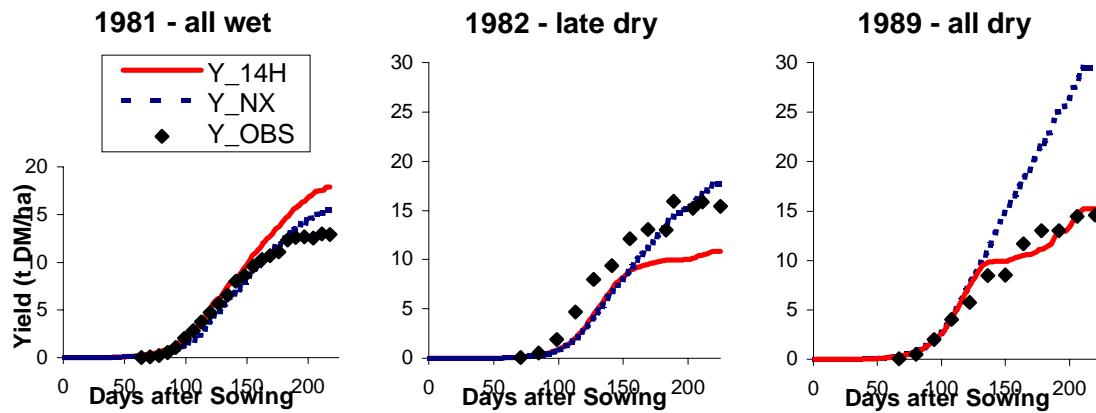


Fig. 3: Dynamics of observed yields (Y_{OBS}) and model predictions based on different VPD (14h, min-max).

4 Conclusions

Great caution in data preparation needs to be exercised regarding the principal method of VPD estimation and its compatibility with the model calibration. For the length of period analysed and used for model calibration, a data set of 10 years seems a minimum requirement. Exchanging the source of VPD proved to be critical for estimating transpiration (model inconsistency).

Effects on growth simulation were observed in dryer years mainly. With respect to simulation of water stress related dry matter production the "anatomy" of the season, i.e. distribution of evaporative demand is essential. Daily maximum VPD may lead to overestimated stress. Overall, none of the models was satisfactory for all encountered conditions, which ranged from very wet to very dry. Either approach needs to be validated on measured soil water extraction, preferably on spatially variable data.

Acknowledgments: Data supplied by the following institutions is gratefully acknowledged: H.-J. Koch and N. Stockfisch, Institut für Zuckerrübenforschung, Göttingen-Holtensen; H. Braden, AMF, Braunschweig-Völkenrode; K.J. Schmalstieg, Geoökologie, TU Braunschweig. The author was supported by the EC (*Scaling crop growth models to predict environmental impact of agriculture at the landscape and regional level*; FAIR-BM-975118).

Literature

- Beblik, A.J., 1996. Description of the N-dynamics Simulation Model AMinerva@. In: Richter, G.M. et al., Nitrate leaching from arable soils into the groundwater of differently contaminated catchments typical for Lower Saxony, Germany. *Final Report, BEO No. 0339121 C, Ministry of Science and Technology* (In German), pp. 5-32.
- Bos, M.G., Vos, J., Fedes, R.A. (1996): CRIVAR 2.0 - A simulation model on crop irrigation water requirements. Publication 46, International Institute for Land Reclamation and Improvement (ILRI), Wageningen, NL.
- Doorenbos, J., Pruitt, W.O. (1977): AGuidelines for prediction of crop water requirements.@ FAO Irrig. and Drain, Paper No. 24, 2nd ed., FAO Rome, Italy.
- Groot, J.J.R., 1987. Simulation of nitrogen balance in a system of winter wheat and soil. *Simulation Report CABO-TT 13*, Centre for Agrobiological Research and Dept. of Theoretical Production Ecology, Agricultural University Wageningen.
- Heger, K. (1978): Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration • ber unter-schiedlichen landwirtschaftlichen Kulturen. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 26, 21-40.
- Kersebaum, K.C., 1995. Application of a simple management model to simulate water and nitrogen dynamics. Ecol. Modeling 81, 145-156.
- Meinke, H., Hammer, G.L., van Keulen, H., Rabbinge, R., Keating, B.A. (1997): Improving wheat simulation capabilities in Australia from cropping systems perspective: Water and nitrogen effects on spring wheat in a semi-arid environment. Eur. J.Agron. 7, 75-88.

- Richter, G.M. (1999): Variability of winter rye grain yield in a glacial plain catchment - modelling and observation. Eur. J. Agron. (accepted for publication).
- Richter, G.M., Stockfisch, N., Koch, H.-J., (1999): Calibration of a SUCROS-type plant growth model on a long-term data set for sugar beet growth. Field Crops Res. (in preparation).
- Scott, R.K., Jaggard, K.W. (1993): Crop physiology and agronomy. In: Cooke, D.A. and Scott, R.K. (eds.) *The Sugar Beet Crop. Science into Practice*. Chapman & Hall, 179-237.
- Stockle, C.O., Cabelguenne, M., Debaeke, P. (1997): Comparison of CropSyst performance for water management in southwestern France using submodels of different levels of complexity. Eur. J. Agron. 7, 89-98.
- Thompson, N., Barrie, I.A., Ayles, M. (1981): The Meteorological Office Rainfall and Evaporation Calculation System: MORECS (July 1981). Meteorological Office, Bracknell, 69pp.
- van Laar, H.H., Goudriaan, J., van Keulen, H. (1992): Simulation of crop growth for potential and water-limited production situations (as applied to spring wheat). CA0BO-DLO. Simulation Report 27.

Analyse der hydrologischen Simulationen im Einzugsgebiet der Oder

Cord Ruhe und Ehrhard Raschke

Zusammenfassung: Das Hydrologiemodell SEROS, das das Landoberflächen-Schema SEWAB mit einem Routing-Schema koppelt, wird im Rahmen von BALTEX (Baltic Sea Experiment) auf das Einzugsgebiet der Oder (110000 km^2) angewendet. Das Modell wurde in dem Zeitraum 1992-93 kalibriert und die gemessenen und simulierten Abflüsse an 26 Abflußpegeln verglichen und analysiert. Die Simulation des extremen Sommerhochwassers 1997 erfordert die Erweiterung des linearen Routing-Schemas in SEROS, um den Rückhalt großer Wassermengen in den Überschwemmungsflächen, Stauseen und Poldern zu berücksichtigen. Einer der wichtigsten Eingangsparameter für hydrologische Modelle ist der Niederschlag. Für das Hochwasserereignis hat die Dichte der Niederschlagsstationen einen erheblichen Einfluß auf die zeitliche und räumliche Niederschlagsverteilung und somit auf die Abflußmodellierung.

Abstract: In the framework of BALTEX (Baltic Sea Experiment) the hydrological model SEROS coupling the land-surface scheme SEWAB and a Routing scheme is applied to the Odra river basin (110000 km^2). The model was calibrated in the time period 1992-93. Observed and simulated streamflow were compared and analysed at 26 gauging stations. The linear routing scheme in SEROS has to be improved for the extreme summer flood event 1997 to simulate the huge water retention in the flood plains and reservoirs. One of the most important input parameters for hydrological modelling is precipitation. For the flood event the precipitation station density has a high influence on the spatial distribution of precipitation and therefore of runoff.

1 Einleitung und Zielsetzung

Im Rahmen von BALTEX werden bei der GKSS großskalige hydrologische Untersuchungen durchgeführt (z. B. über dem Weser-, Elbe- und Odergebiet, Lohmann et al., 1996; Ruhe et al., 1998). Ein Schwerpunkt in BALTEX (Raschke et al., 1998) ist es, die Energie- und Wasserflüsse im Wassereinzugsgebiet der Ostsee zu erfassen und mit gekoppelten Modellen zu simulieren. Das Hydrologiemodell SEROS soll mit dem Atmosphärenmodell REMO, das in BALTEX angewendet wird (Karstens et al., 1996), gekoppelt werden. Es wird daher in seiner zeitlichen und räumlichen Auflösung dem Atmosphärenmodell angepaßt. Daraus ergibt sich ein für makroskalige Hydrologiemodelle kurzer Zeitschritt, der in

dieser Anwendung 30 Minuten beträgt, und ein Rasteransatz mit einer Weite von etwa 18,5 km (Abb. 1). Für die Anwendung im BALTEX-Gebiet wird das Hydrologiemodell, angetrieben mit gemessenen meteorologischen Daten, in 4 Flußgebieten (Oder, Daugava, Neva, Torneälv) mit unterschiedlichen Abflußregimen getestet.

Die Analyse der Abflußsimulationen im Odergebiet sollen dazu beitragen, den Einfluß von Abflußregulierungen, hydrometeorologischen Extremereignissen wie dem Hochwasser '97 und der Dichte der verfügbaren Niederschlagsstationen auf die Güte der Simulationsergebnisse abzuschätzen. Der Einfluß der Stationsdichte ist für die hydrologische Modellierung in BALTEX von Interesse, da die Stationsdichten in den meisten Flußgebieten im Vergleich zum Odergebiet erheblich geringer sind.

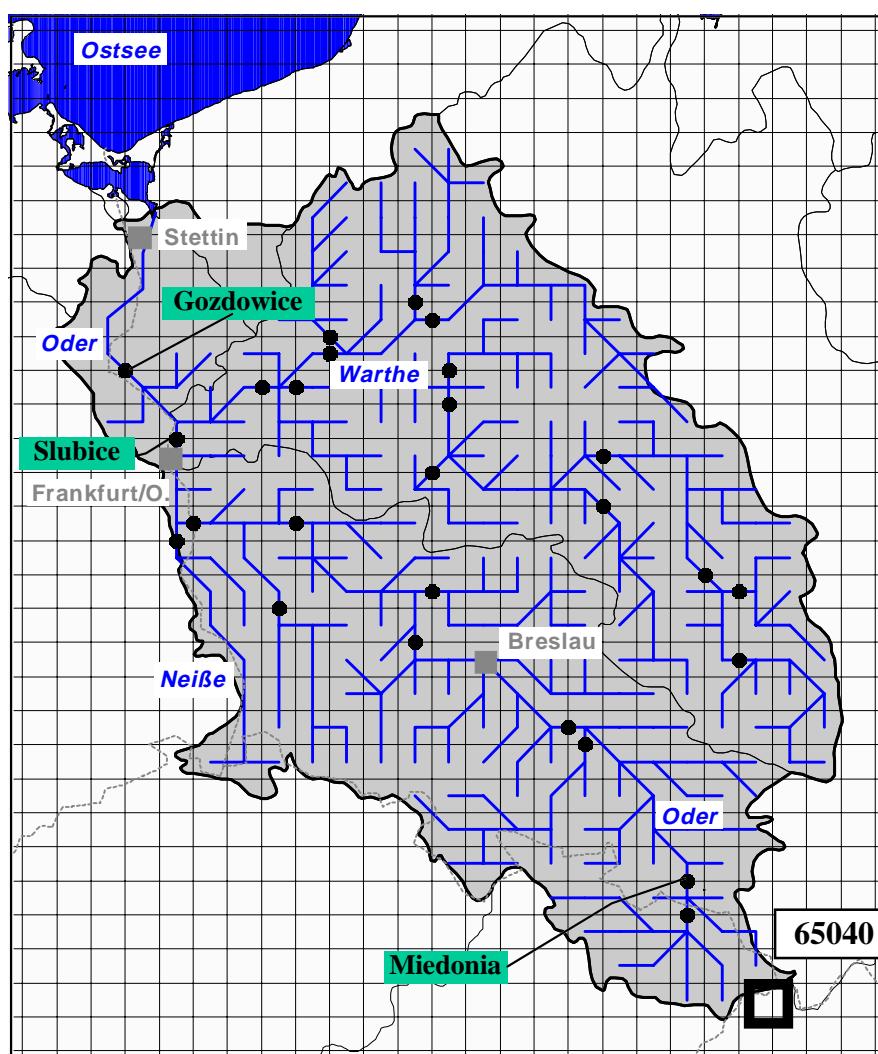


Abb. 1: Das Einzugsgebiet der Oder mit dem Flußnetzwerk auf dem Modellraster mit einer Auflösung von etwa 18,5 km. Die schwarzen Punkte kennzeichnen die Lage der verwendeten Abflußpegel.

2 Das Hydrologiemodell SEROS

Das Hydrologiemodell SEROS koppelt das Landoberflächen-Schema SEWAB mit einem Routing-Schema. SEWAB (Surface Energy and Water Balance) beschreibt die Energie- und Wasserflüsse zwischen Atmosphäre, Vegetation und Boden und berechnet die Abflußhöhe in jeder Gitterbox. Eine ausführliche Beschreibung wird von Mengelkamp et al. (1997) gegeben. Für die Modellierung der Abflußprozesse auf unterschiedlichen räumlichen Skalen sind verschiedene Ansätze verfügbar. Die Anzahl der Bodenschichten ist variabel und beträgt in dieser Anwendung 5. Der Abfluß aus der untersten Bodenschicht wird auf zwei lineare Speicher mit unterschiedlichen Zeitkonstanten aufgeteilt, um eine schnelle und langsame Grundwasserkomponente zu simulieren. Die meteorologischen Antriebsdaten (Niederschlag, Temperatur, Druck, relative Luftfeuchte, Windgeschwindigkeit, Strahlung) werden mit einem IDW-Verfahren (Inverse Distance Weight) auf das Modellraster interpoliert. Das großskalige lineare Routing-Schema nach Lohmann et al. (1996) beschreibt mit einem Unit-Hydrograph-Konzept den Prozess der Abflußkonzentration in einer Gitterbox und transportiert den so ermittelten Abfluß einer Gitterbox durch das Flussnetzwerk mit dem Ansatz der kinematischen Welle.

3 Modellgebiet

Das Modellgebiet umfaßt das Einzugsgebiet der Oder bis zum Abflußpegel Gozdowice ($A_{Eo} = 110000 \text{ km}^2$) und ist in Abb. 1 dargestellt. Es ist charakteristisch für den südlichen Teil des BALTEX-Gebietes. Der mittlere Jahresniederschlag in den vorwiegend flachen Regionen des Einzugsgebietes beträgt etwa 550 mm/a und erreicht in den südlichen meist gebirgigen Regionen bis zu 1000 mm/a. Der mittlere jährliche Abfluß beträgt 145 mm/a, die Evapotranspiration 455 mm/a.

Für die Kalibrierungsperiode 1992-93 und das Hochwasserereignis 1997 ist ein umfangreicher hydrometeorologischer Datensatz verfügbar. Dieser umfaßt 26 Abflußpegel, 350 Niederschlagsstationen und 30 Synop-Stationen. Informationen über Bodentyp, Vegetation, Landnutzung und Grundwasser entstammen dem Polnischen Hydrographischen Atlas.

Das Sommerhochwasser der Oder im Juli 1997 wurde verursacht durch zwei starke Regenereignisse (3.-9.7.97 und 18.-22.7.97) über dem südlichen Teil des Einzugsgebietes. An einigen Stellen wurden innerhalb von 5 Tagen 500 mm Niederschlag gemessen. An vielen Stellen überstiegen die Wasserstände die bisherigen Rekordwerte seit dem Beginn der Aufzeichnungen und großräumige Gebiete mit einer Fläche von 6500 km^2 wurden aufgrund zahlreicher Deichbrüche überschwemmt (Grünwald et al., 1998).

4 Ergebnisse

4.1 Kalibrierungszeitraum 1992-93

Abb. 2 zeigt das Simulationsergebnis für den Abflußpegel Gozdowice, dessen Einzugsgebiet gleich dem Modellgebiet ist. Während der Sommermonate ist die Übereinstimmung zwischen gemessenen und simulierten Abfluß gut, dagegen treten im Frühjahr bei erhöhten Abflüssen größeren Abweichungen auf. Die Hauptursache ist neben der Modellierung der Schneeschmelze die Abflußregulierung durch Stauseen, die im Frühjahr aufgefüllt werden.

Die Modelleffizienz nach Nash & Sutcliffe zwischen simulierten und gemessenen Abfluß für 24 Abflußpegel zeigt Abb. 3. Sie variieren zwischen 0,35 und 0,88. In einigen kleineren Einzugsgebieten ($A_{Eo} < 15000 \text{ km}^2$) ist die Effizienz sehr gering, da der Abfluß sehr stark reguliert wird durch Stauseen, Kanäle und Seen. Zur Verbesserung der Modellergebnisse müssen diese Effekte des Wassermanagements berücksichtigt werden. Die Schwierigkeit liegt aber in der Beschaffung entsprechender Daten und deren Integration in das Modell. Zu größeren Einzugsgebieten hin nimmt der Einfluß der Regulierungen ab oder Abweichungen heben sich teilweise gegenseitig auf. Dadurch steigt die Effizienz an. Darüber hinaus werden aufgrund der längeren Fließzeiten die Abflußkurven stärker geglättet, wodurch sich die Dynamik in den Abflußganglinien verringert und die Effizienz zusätzlich zunimmt.

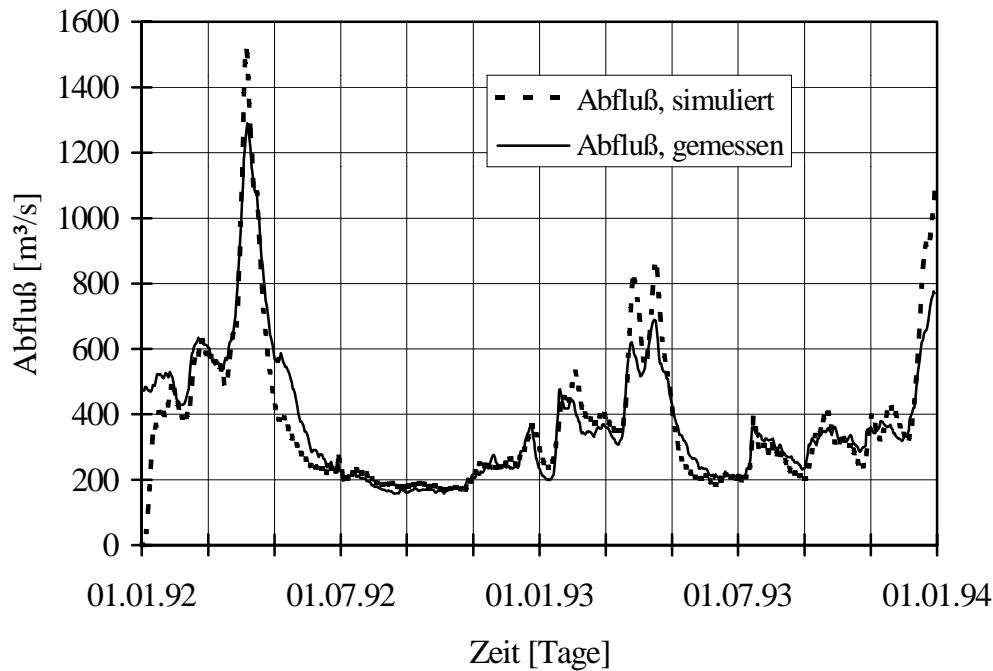


Abb. 2: Simulierter und gemessener Abfluß am Abflußpegel Gozdowice (Lage des Pegels siehe Abb. 1, $A_{Eo} = 110000 \text{ km}^2$).

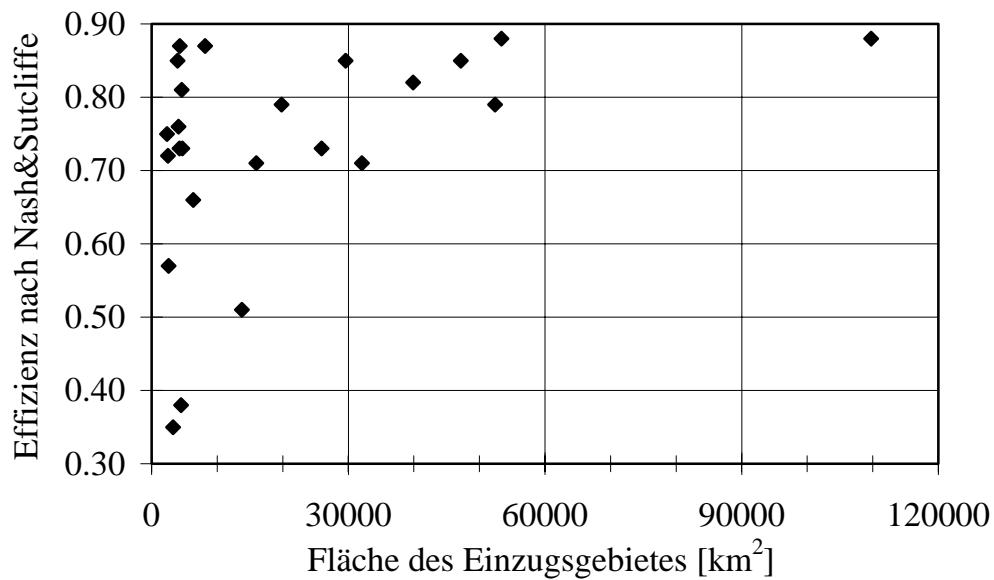


Abb. 3: Modelleffizienz nach Nash & Sutcliffe zwischen gemessenem und simuliertem Abfluß an 24 Pegeln im Odergebiet für den Kalibrierungszeitraum 1992-93.

4.2 Sommerhochwasser 1997

Ursache des Sommerhochwassers 1997 waren zwei extreme Niederschlagsereignisse im Abstand von etwa 13 Tagen. Die daraus resultierenden Hochwasserwellen sind im oberen Teil der Oder (Abb. 4) noch vollständig getrennt und laufen im weiteren Verlauf bis zur Neißemündung zusammen. Der kurzzeitige Rückgang in der gemessenen Abflußganglinie in Slubice (Abb. 5) ist Folge des Deichbruchs in der Ziltendorfer Niederung unterhalb der Neißemündung.

Für die Simulation des Zeitraumes April bis August 1997 wurde das für die Jahre 1992-93 kalibrierte Modell verwendet und entsprechend der Abflußverhältnisse initialisiert. Abb. 4 zeigt, daß die Differenz zwischen dem simulierten und dem gemessenen Abfluß aus dem Oberlauf der Oder, der durch den Pegel Miedonia erfaßt wird, gering ist. Für den Pegel Slubice ergeben sich dagegen erhebliche Abweichungen zwischen gemessenen und simulierten Abfluß (siehe Abb. 5). Der Grund liegt in der Verzögerung der Hochwasserwelle um etwa 5 Tage gegenüber der im Zeitraum 1992-93 ermittelten Wellenlaufzeit. Dies resultiert vor allem aus dem Rückhalt großer Wassermengen in großräumigen Überschwemmungsflächen, Stauseen und Poldern. Die zweite Hochwasserwelle erreicht aufgrund höherer Fließgeschwindigkeiten und einem nach Westen verschobenen Niederschlagsschwerpunkt erheblich schneller Slubice und verbindet sich mit der ersten Welle.

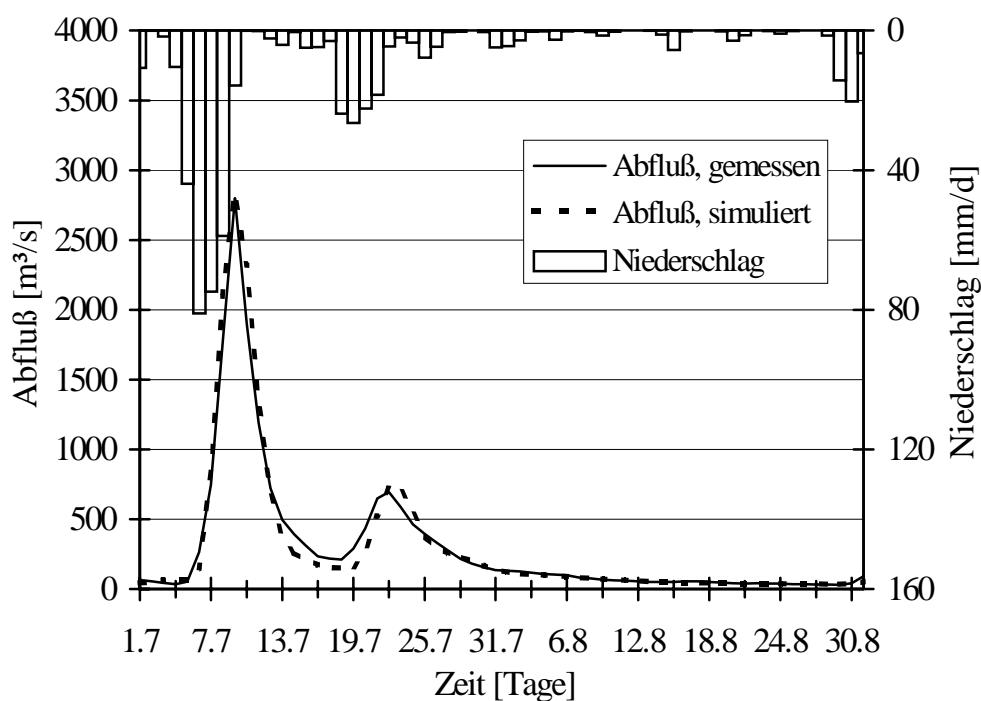


Abb. 4: Simulierter und gemessener Abfluß am Abflußpegel Miedonia (Lage des Pegels siehe Abb. 1, $A_{Eo} = 6744 \text{ km}^2$) während des Sommerhochwassers 1997.

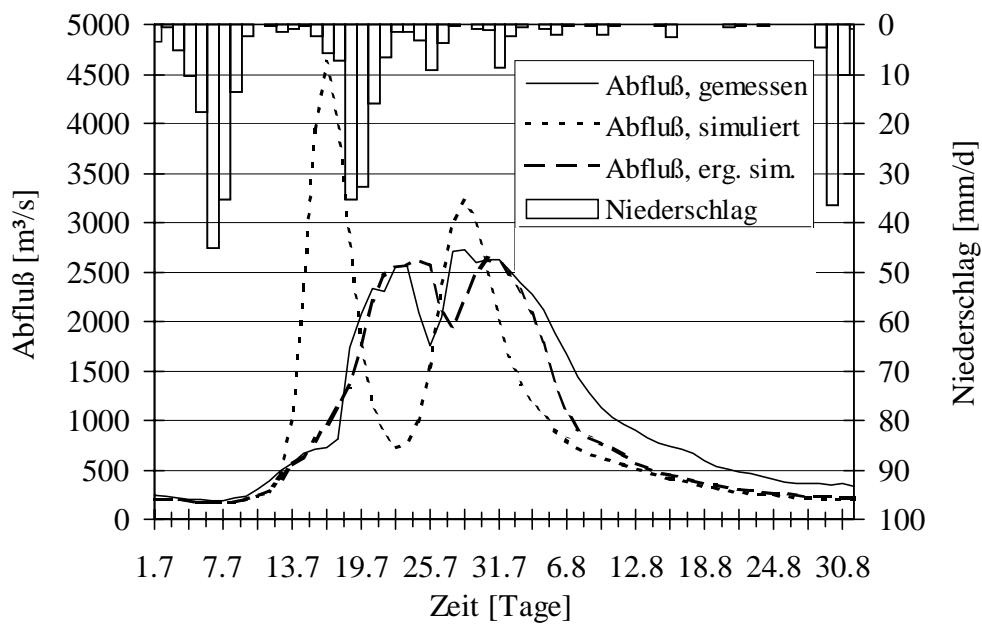


Abb. 5: Simulierter und gemessener Abfluß am Abflußpegel Slubice ($A_{Eo} = 53382 \text{ km}^2$) während des Hochwassers '97. a. Kurze gestrichelte Linie: Gleiches Routing-Schema wie im Kalibrierungszeitraum; b. Lange gestrichelte Linie: Durch lineare Speicher und geänderte Fließgeschwindigkeiten ergänztes Routing-Schema.

Eine Einbeziehung der Überflutungs- und Rückhalteeffekte durch Einführung linearer Speicher entlang der Oder und der Reduzierung der Wellenlaufgeschwindigkeiten zu hohen Abflüssen hin kann eine weitaus bessere Übereinstimmung erzielt werden, wie es die zweite gestrichelte Kurve in Abb. 5 zeigt. Dieser Ansatz ist aber nur bedingt auf anderer Ereignisse und Flußgebiete übertragbar. Der Einsatz hydrodynamischer Modelle ist für diese Untersuchungen zu aufwendig und aufgrund des Datenbedarfs meistens nicht realisierbar. In den meisten Fällen, wie dem Kalibrierungszeitraum ist ein lineares Schema ausreichend.

4.3 Einfluß der Stationsdichte

Der Einfluß der Stationsdichte bei der Berechnung der Niederschlagsverteilung wird am Beispiel von drei Gebieten diskutiert, wobei das kleinere Gebiet jeweils ein Teileinzugsgebiet des größeren Gebietes ist. Die Gebiete sind die Rasterzelle 65040 (343 km^2), das Einzugsgebiet des Pegels Miedonia (6744 km^2) und das Einzugsgebiet des Pegels Slubice (53382 km^2). Die Lage der Rasterzelle und der Pegel sind der Abb. 1 zu entnehmen. Die Stationsdichte ist bei Berücksichtigung aller Stationen um etwa einen Faktor 10 größer als bei der ausschließlichen Verwendung von Synopstationen.

Die räumliche Verteilung der Differenzen (nicht dargestellt) zeigt, daß die größten Abweichungen in den Regionen mit den höchsten Niederschlägen auftreten. Die Differenz schwankt zwischen positiven und negativen Werten und ist in einigen Gebieten auch nahe 0. So ergibt sich für die in Tab. 1 aufgeführten Gebiete die größte Abweichung mit 138 mm für die Rasterzelle während für den Pegel Slubice (156 Zellen) die Differenz nur 16 mm beträgt. Dementsprechend hoch bzw. klein fallen auch die Differenzen beim simulierten Abfluß aus. Mögliche Abweichungen zwischen der berechneten und interpolierten Niederschlagsverteilung müssen immer bei der Interpretation des Vergleichs zwischen simulierten und berechneten Abfluß einbezogen werden, vor allem, wenn nur eine geringe Stationsdichte in einem Einzugsgebiet vorliegt.

Tab. 1: Interpolierter Gebietsniederschlag für den Juli 1997 in unterschiedlich großen Gebieten bei verschiedenen Stationsdichten (alle Stationen <→ nur Synopstationen) und daraus simulierte monatliche Abflußsummen.

Gebiet	Niederschlag [mm/mo]			Abfluß [mm/mo]		
	alle Stat.	Synop	Differenz	alle Stat.	Synop	Differenz
Zelle 65040	482	620	138	285	429	144
Pegel Miedonia	437	492	55	223	258	35
Pegel Slubice	273	289	16	84	88	4

Literatur

- Grünewald, U. et al., 1998: Ursachen, Verlauf und Folgen des Sommer-Hochwassers 1997 an der Oder sowie Aussagen zu bestehenden Risikopotentialen. Eine interdisziplinäre Studie - Kurzfassung. Deutsche IDNDR-Reihe Nr. 10a, Bonn.
- Karstens, U., R. Nolte-Holube, and B. Rockel, 1996: Calculation of the water budget over the Baltic Sea catchment area using the regional forecast model REMO for June 1993. *TELLUS*, 48A No. 5, 684-692.
- Lohmann, D., Nolte-Holube, R. & Raschke, E., 1996: A large scale horizontal routing model to be coupled to land surface parametrization schemes. *Tellus* 48A, No. 5, 708-721.
- Mengelkamp, H.-T., K. Warrach, and E. Raschke, 1997: A land surface scheme for atmospheric and hydrologic models: SEWAB (Surface Energy and Water Balance). GKSS external report, available at GKSS Forschungszentrum Geesthacht, GKSS 97/E/69, pp 40.
- Raschke, E., U. Karstens, R. Nolte-Holube, R. Brandt, H. J. Isemer, D. Lohmann, M. Lobmeyr, B. Rockel, and R. Stuhlmann, 1998: The Baltic Sea experiment BALTEX: A brief overview and some selected results of the authors. *Surveys in Geophysics* 19, 1-22.
- Ruhe, C., Lobmeyr, M., Mengelkamp, H.-T. und Warrach, K., 1998: A grid related distributed hydrological model and its application over large river basins. In: Lemmelä, R. and Helenius, N. (editors): *Proceedings of The Second International Conference on Climate and Water*, Espoo, Finland, 17-20 August 1998, Volume 2, 863-872.

GIS-gestützte Parameterisierung hydrogeologischer Datenmodelle für die Grundwassermodellierung in jungpleistozänen Einzugsgebieten

Jörg Steidl, Christoph Merz und Ralf Dannowski

Zusammenfassung: Für die Bewertung von Landschaftsentwicklungen sind Untersuchungen zum Landschaftswasser- und -stoffhaushalt in der Mesoskala notwendig. Für das hydrologische und stoffliche System jungpleistozäner Einzugsgebiete stellt das Grundwasser eine der bestimmenden Komponenten dar. Voraussetzung für die hydraulische und stoffliche Modellierung dieser Komponente ist die Entwicklung eines hydrogeologischen Datenmodells, das die Heterogenität der hydrogeologischen Situation mit Hilfe systematischer Vereinfachung skalenabhängiger Parameter beschreibt. Dieses Modell wurde unter Nutzung eines GIS aus hydrogeologischen Karten und digitalen Höheninformationen für ein Einzugsgebiet in Brandenburg entwickelt und mit bekannten deterministischen Grundwassermodeilen validiert.

Abstract: To evaluate landscape development, there is a need for investigations of the water and matter budget in the mesoscale. Groundwater is one of the dominating components of the hydrological and matter-related system of younger Pleistocene catchments. Developing a hydrogeological data model is a prerequisite for modelling the groundwater component. It should be able to describe the heterogeneity of the hydrogeological situation with scale-dependent parameters. Using GIS, such a model was developed from hydrogeological maps and digital elevation models for a catchment in Brandenburg. The model was validated applying known deterministic groundwater models.

1 Problem und Zielstellung

Für die Bewertung von Landschaftsentwicklungen sind Untersuchungen zu Auswirkungen vergangener und künftiger Landnutzungs- und Bewirtschaftungsstrukturen auf den Landschaftswasser- und -stoffhaushalt in der Mesoskala notwendig. Unter den spezifischen Bedingungen des Jungpleistozäns in Nordostdeutschland stellt der unterirdische Abfluß über das Grundwasser eine der bestimmenden Komponenten für das hydrologische und stoffliche System dar.

Für die Beschreibung und Analyse dieser Komponente können vorhandene Grundwassermodeile wie FEFLOW, MODFLOW oder ASM eingesetzt werden. Sie sind

grundsätzlich auch für die Modellierung der Grundwasserhydraulik in mesoskaligen Gebieten geeignet. Voraussetzung sind allerdings hinreichende Informationen über die oft extrem heterogenen hydrologischen und geologischen Modelleingangsdaten und Randbedingungen. Gerade in den jungpleistozänen Einzugsgebieten Nordostdeutschlands ist für die korrekte und detaillierte Beschreibung der komplexen hydrogeologischen Situation (Abb. 1) eine hohe Informationsdichte erforderlich. Die Gewinnung der benötigten Modelleingangsdaten mittels Felduntersuchungen oder Messungen, die einen hohen personellen und finanziellen Aufwand erfordern, ist für eine Darstellung der hydrogeologischen Situation in der Mesoskale jedoch nicht geeignet.

Vielmehr wurden existierende hydrogeologische Karten und digitale Höheninformationen genutzt, um mit Unterstützung von GIS-Technologie die Beschreibung der hydrogeologischen Eigenschaften des Grundwassersystems eines mesoskaligen großen Einzugsgebiets (bis 2000 km²) in Brandenburg zu ermöglichen. Auf der Grundlage dieser Methode wurde ein geohydraulisches Modell entwickelt, das die Heterogenität der hydrogeologischen Situation mit Hilfe systematischer Vereinfachung skalenabhängiger Parameter beschreibt und an die Erfordernisse der gewählten Grundwassermodele angepaßt ist.

2 Material und Methoden

Für einen flächendeckenden Überblick über die hydraulischen Eigenschaften der verschiedenen Grundwasserleiter des Modellgebietes wurden aus dem HYDROGEOLOGISCHEN KARTENWERK DER DDR, HYKA 50, (1987) folgende, zumeist klassifizierte Informationen digitalisiert:

- Verbreitung, Mächtigkeiten, hydraulische Leitfähigkeit und Wasserführung der als Grundwasserleiter identifizierten geologischen Schichten
- Identifizierung gespannter und ungespannter Grundwasserverhältnisse
- Stratigraphie des Grundwasserleiter- und -nichtleiterkomplexes
- Hydraulische Verbindungen der Grundwasserleiter untereinander
- Mittlerer Ruhewasserstand der freien Grundwasseroberfläche
- Deckschichtmächtigkeiten des obersten wasserführenden Grundwasserleiters

Die erforderlichen digitalen Höheninformationen wurden einem vorhandenen Höhenmodell des Untersuchungsgebiets entnommen (Steidl et al. 1997).

Das aus diesen Quellen entwickelte hydrogeologische Modell wurde für das Grundwassermodellierungssystem FEFLOW (Diersch & Gründler 1993) sowie für das hydrologische Einzugsgebietsmodell MIKE SHE (Abbott et al. 1986) bereitgestellt und zunächst mittels stationärer bzw. quasi-stationärer Lösung des Strömungsproblems getestet.

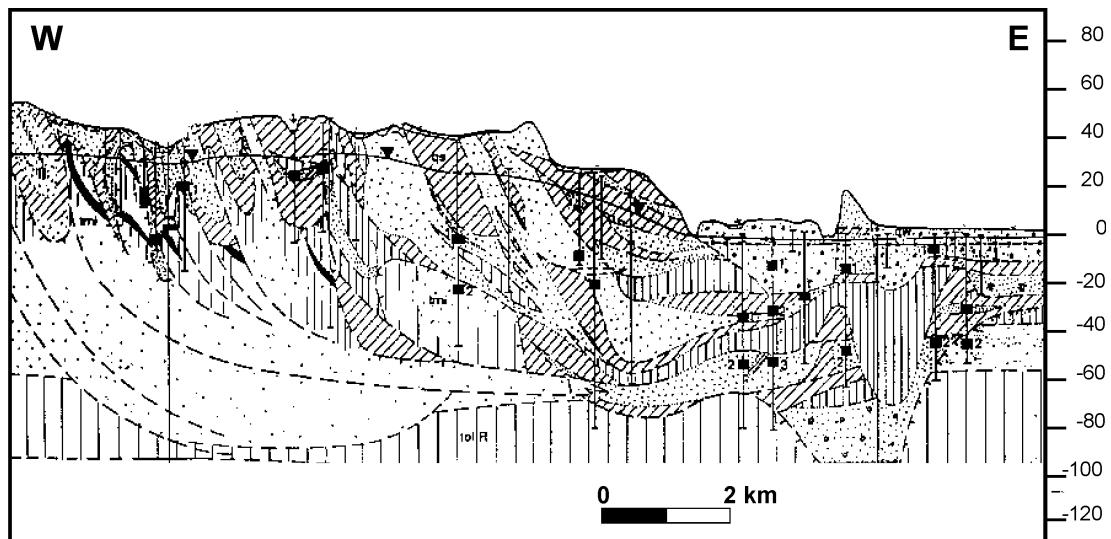


Abb. 1: Geologischer Schnitt im Jungpleistozän (nach Hannemann & Manhenke, 1995)

3 Untersuchungsgebiet

Erste Untersuchungen wurden im ca. 200 km² große Einzugsgebiet des Stöbber (Brandenburg) durchgeführt. Die Region der „Märkischen Schweiz“ liegt im Endmoränenbereich der Frankfurter Staffel des Weichselglazials. Die geologischen Verhältnisse sind sehr komplex und typisch für die Grundmoränenlandschaft des Jungpleistozäns NE-Deutschlands. Hydrogeologisch sind im Einzugsgebiet des Stöbbers sechs Grundwasserleiter quartären Alters ausgewiesen. Ein intensiver hydraulischer Kontakt besteht insbesondere zwischen den Leitern 1, 2 und 3. In diesem Bereich sind saalezeitliche Geschiebemergel der Stauerkomplexe durch Erosion stark verändert worden, was zur Ausbildung hydraulischer Fenster führte.

Die Landnutzung in dem betrachteten Einzugsgebiet besteht zu 50% aus Ackerbau und 35% aus Waldfläche. Versiegelte Fläche, Oberflächengewässer und Grasland sind mit je 5% vertreten. Der Stöbber hat eine Länge von 25 km bei einem Höhenunterschied von 43 m; er durchfließt einige Seen.

4 Entwicklung des Datenmodells

Ein hydrogeologisches Datenmodell ist die Basis für den Einsatz deterministischer Grundwassertransportmodelle. Es handelt sich hierbei um die schematische bzw. konzeptionelle Nachbildung der geologisch-hydraulischen Verhältnisse eines Untersuchungsgebietes, um eine mathematische Modellierung komplexer hydraulischer Vorgänge im Grundwasserraum zu ermöglichen (Busch et al. 1993, Abbott & Refsgard 1996). Der konzeptionelle Aufbau des Datenmodells wird im folgenden erläutert.

Die als Vektoren vorliegenden Kartenthemen wurden jeweils in Rasterpunkte umgewandelt, wobei die Rasterweite so gewählt wurde, daß einerseits vorhandene kleinräumige Strukturen wiedergegeben, andererseits aber auch die Aufwendungen für die

weitere Bearbeitung reduziert werden konnten. Für den vorliegenden Kartenmaßstab 1:50.000 erwies sich eine Rasterweite von 50 m als hinreichend.

Die flächenhafte Verteilung der Potentialhöhen des Grundwassers wurde für diese Rasterweite unter Nutzung geostatistischer Methoden (Hutchinson 1989) aus den Isoliniedarstellungen der HYKA 50 und Punktinformationen (mittleren Wasserständen von Grundwasserbeobachtungsrohren und Pegeln in Seen und Flüssen) berechnet. Diese Grundwasseroberfläche ist ebenfalls für die Ableitung der Gebietsgrenze und die Definition der Randbedingungen geeignet.

Die räumlich-geometrischen Verhältnisse des Grundwasserleiter- und Grundwasserstauerkomplexes wurden in einem nächsten Schritt bestimmt. Ausgehend von der im digitalen Höhenmodell abgebildeten Bodenoberfläche erfolgte unter Nutzung geometrischer Informationen (klassifizierte Mächtigkeit) zu den Grundwasserleitern und Deckenschichten die Abschätzung der Teufenlagen der Basis hydrogeologischer Einheiten für jedes Rasterelement (Abb. 2). Die Teufenabschätzung wurde unter Verwendung der Datensätze zum Ruhewasserstand der freien Grundwasseroberfläche, den Wasser- und Druckverhältnissen im jeweiligen Grundwasserleiter sowie durch Hinzuziehung verfügbarer Bohraufschlüsse auf ihre Plausibilität geprüft und wenn notwendig angepaßt. Den einzelnen Schichten des geometrischen Modells konnten dann die verfügbaren hydraulischen Parameter (klassifizierte Durchlässigkeitsbeiwerte) aus der HYKA 50 zugewiesen werden.

Die Informationen des Kartenmaterials reichen jedoch nicht aus, um die vollständige Parameterisierung des hydrogeologischen Modells durchzuführen. Ein Teil der hydraulischen Parameter sowie stratigraphische Informationen und Mächtigkeiten der Stauerkomplexe sind den Karten nicht zu entnehmen. Fehlende geologische Informationen müssen daher durch vorhandene Bohrprofile und Bohrungen oder Expertenwissen ergänzt werden. Die in der HYKA 50 nicht verfügbaren Informationen zu den Mächtigkeiten der Grundwasserhemmer bzw. -stauer wurden daher zunächst durch einfache Annahmen ($d = 2 \text{ m}$) ersetzt.

Darüber hinaus ist mit Expertenwissen eine Ableitung unbekannter hydraulischer Parameter aus vorhandenen Informationen möglich. So läßt sich der für Strömungsberechnungen notwendige Parameter der effektiven Porosität für jedes Rasterelement aus der hydraulischen Leitfähigkeit bzw. dem Durchlässigkeitsbeiwert (k_f) nach einer Funktion nach BUSCH et al. (1993) ableiten. Ebenso könnten Informationen über sedimentspezifische k_f -Wert-Klassen aus eigenen Bohrungen ergänzt werden. Die Verschneidung flächenhafter digitaler Höheninformationen ermöglichte eine flächendeckende Ableitung unbekannter Größen, wie z. B. die Berechnung des Grundwasserflurabstandes aus den digitalen Oberflächen des Grundwassers und des Bodens (DGM).

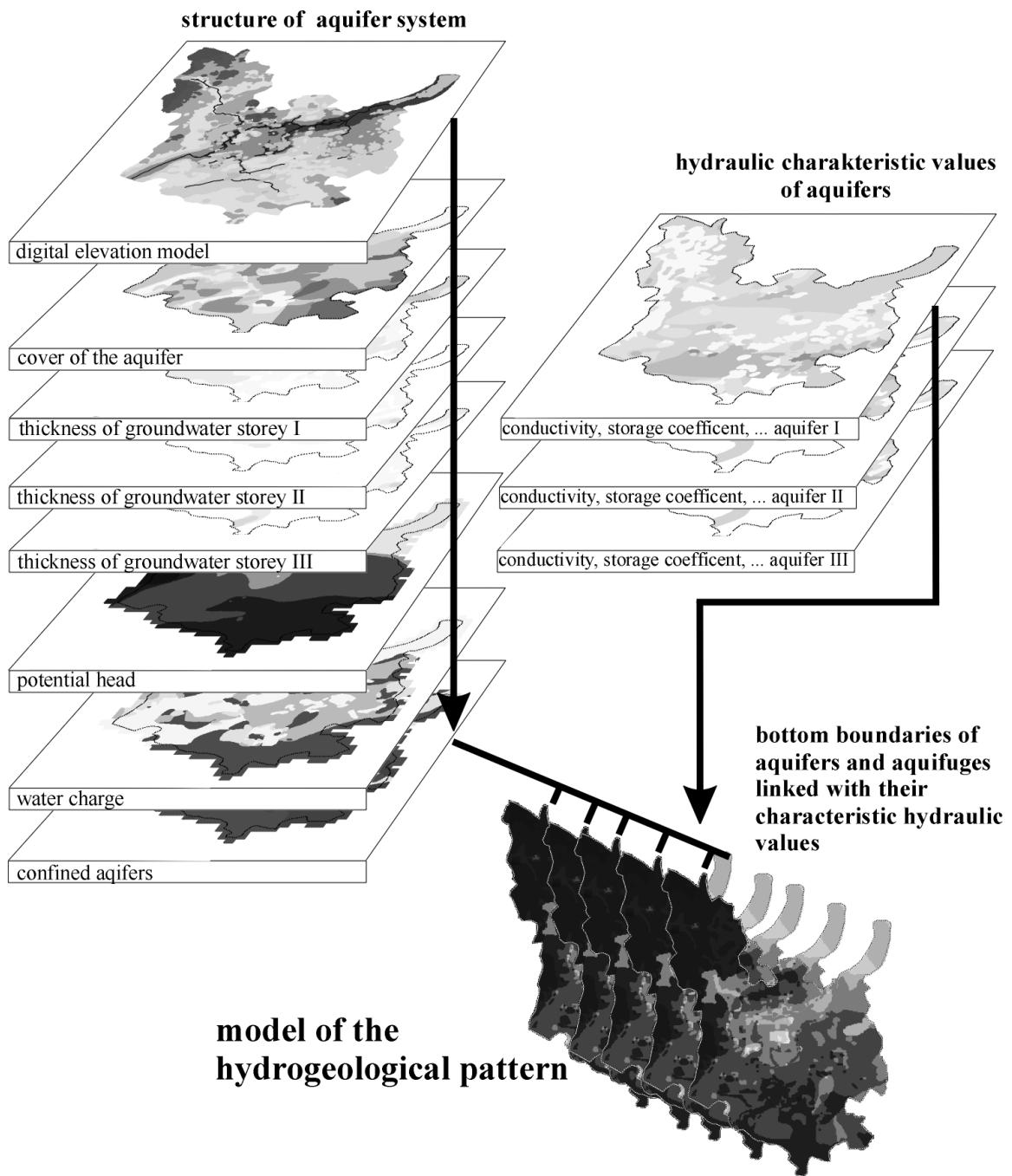


Abb. 2: Ableitung des hydrogeologischen Datenmodells

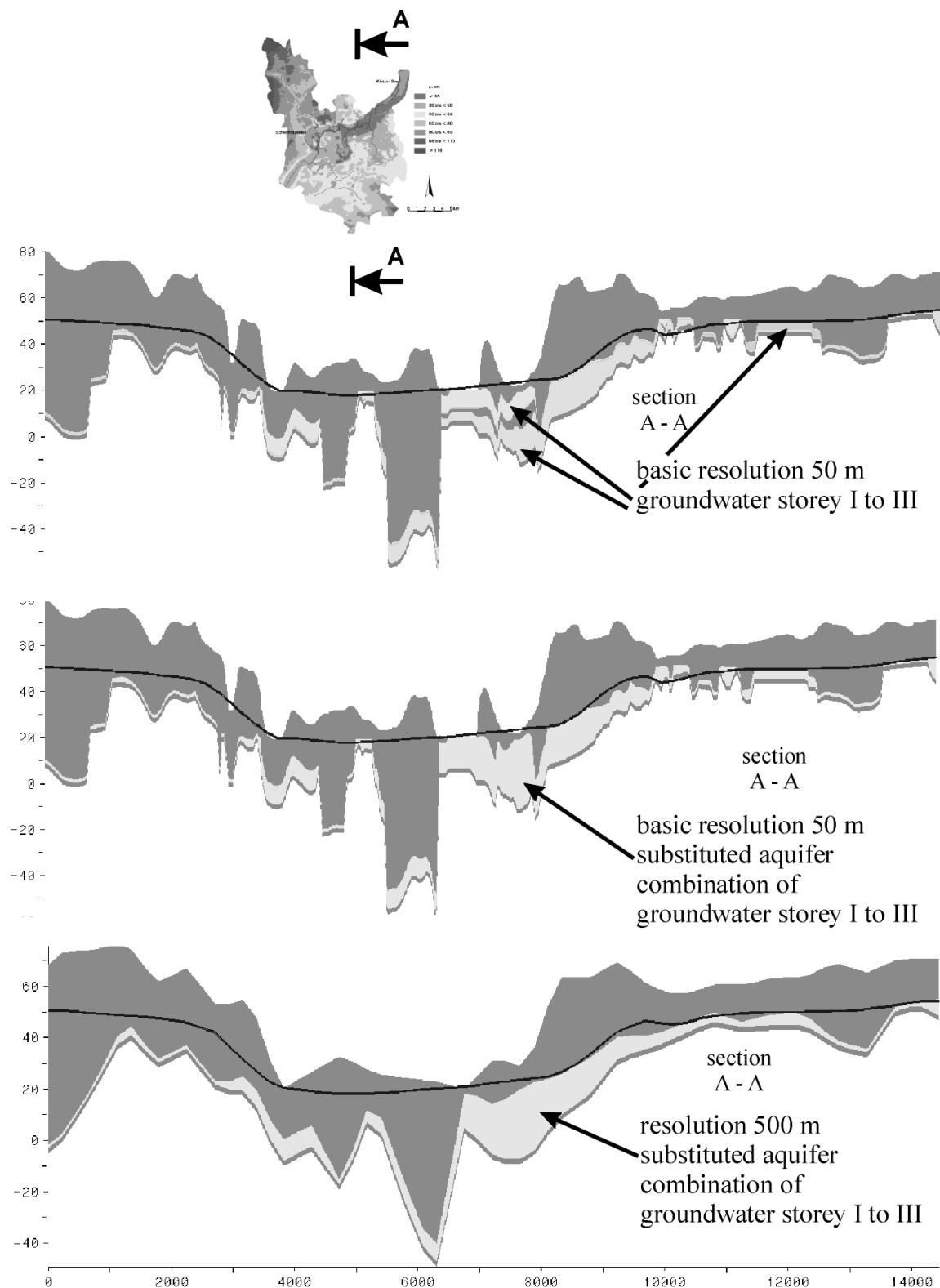


Abb. 3: Aggregation des hydrogeologischen Datenmodells

Das so verfügbare hydrogeologische Datenmodell ist entsprechend den naturräumlichen Bedingungen des pleistozänen Tieflandes sehr komplex. Es muß hinsichtlich seiner Komplexität an zu lösenden Fragestellungen sowie hinsichtlich seines Formates und seiner Struktur an die Erfordernisse der deterministischen Modelle angepaßt werden. Aufgrund der Berechnungsalgorithmen müssen die Datenmodelle für Finite Elemente Modelle und rasterorientierte Finite Differenzenansätze unterschiedlich aufgebaut werden. Darüber hinaus handelt es sich bei MIKE SHE um ein komplexes Einzugsgebietsmodell mit gekoppelter ungesättigter/gesättigter Zone, für das ggf. weitere Parametrisierungen erforderlich sind (Steidl et al. 1997).

Entscheidend für die Implementierung in FEFLOW und MIKE SHE ist die Aggregierung der geologischen Schichten bzw. Grundwasserleiter zu mathematischen Berechnungsschichten. Diese konzeptionelle Aggregierung erfolgt gundsätzlich durch die Bearbeitung im GIS-Datenmodell (Abb. 3). Das GIS wurde ebenfalls genutzt, um die Aggregation der ursprünglichen Rasterweite von 50 m auf 500 m durchzuführen. Für die Anpassung in FEFLOW müssen zusätzlich numerisch begründete Rechenschichten eingebaut werden, mit denen starke Änderungen der Parameter zwischen den geologischen Schichten abgemildert werden können, so zum Beispiel k_f -Wert-Sprünge mehrerer Größenordnungen beim Übergang von Stauer zu Grundwasserleiter.

5 Diskussion der Ergebnisse

Eine Kalibrierung des hydrogeologischen Modells erfolgte mittels Grundwasserisohypsenkarten. Differenzen zu den berechneten Grundwasserspiegellagen traten insbesondere bei hohen Gradienten auf. Sie wurden toleriert, wenn dort die Abweichungen zwischen berechneten und aus den Grundwasserisohypsen abgeleiteten Gradienten nicht größer als 1–1.5%, höchstens jedoch 2 m waren. Notwendige Anpassungen des Datenmodells erfolgten über die k_f -Werte sowie Überarbeitung des geologisch-hydraulischen Modells, z. B. durch Variation der Grundwasserleitermächtigkeiten innerhalb der Klassengrenzen.

Die Ergebnisse erster stationärer Berechnungen mit FEFLOW und MIKE SHE zeigen übereinstimmend ein Bild geringer hydraulischer Gradienten in den Hochflächen und relativ hoher Gradienten im Bereich des Stöbbertals (Abb. 4). Die Grundwasserleiter sind in diesem Bereich dort meist nur gering mit sandigen Substraten bedeckt. In Verbindung mit kurzen Fließzeiten sind diese Gebiete besonders sensiv gegenüber Landnutzungsänderungen und den damit verbundenen potentiellen Stoffeinträgen in das Grundwasser.

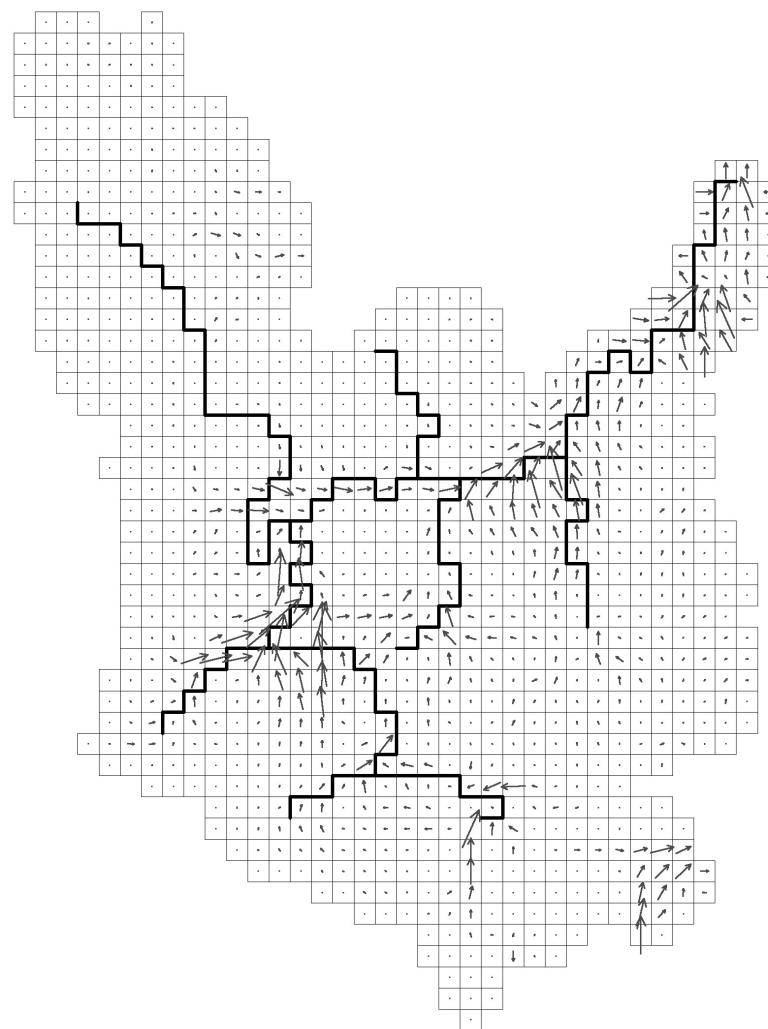


Abb. 4: Mit MIKE SHE berechnete Grundwasserströmungsvektoren im Einzugsgebiet des Stobbers

6 Schlußfolgerungen

Für die Erfassung der flächenspezifischen Stoffflüsse sind Stoffeintragspfade entsprechend der hydrogeologischen Situation abzubilden. Dafür ist ein angepaßtes hydrogeologisches Datenmodell erforderlich, auf dessen Grundlage die hydraulische Modellierung mit bekannten deterministischen Grundwassерmodellen in der Mesoskala erfolgen kann. Mit diesen physikalisch begründeten Berechnungen wird die Grundwasserdynamik in der Mesoskala in hinreichender Genauigkeit wiedergespiegelt.

Ausreichend hydrogeologisch interpretierte geologische Karten können die Datenbasis für derartige Datenmodelle bilden. Allerdings setzt die Entwicklung eines 3-dimensionalen hydrogeologischen Datenmodells neben thematischen Karten und Punktinformation ein vielschichtiges Expertenwissen voraus, um eine vollständige Parameterisierung durchzuführen. In Verbindung mit GIS Technik ermöglicht eine derartige Vorgehensweise die Aggregierung umfangreicher, heterogener Datensätze und damit eine

konzeptionelle Anpassung an die Gebietsgröße bzw. erforderliche Auflösung und somit den praktischen Einsatz derartiger Datenmodelle für Simulationen mit deterministischen Modellen in der Mesoskala.

Literatur

- Abbott, M.B, J. C. Bathurst, J. A. Cunge, P. E. O'Connell & J. Rasmussen (1986): An introduction to the European Hydrological System – Systeme Hydrologique Europeen ,SHE‘ 2: Structure of an physically based distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87, 61-77
- Abbott, M. B. & Ch. Refsgard (Ed.) (1996): Distributed Hydrological Modelling. Water Science and Technology Library ; v. 22. Dordrecht, Boston, London.
- Busch, K.-F., L. Luckner, K. Tiemer (1993): Geohydraulik. Berlin, Stuttgart
- Diersch, H.J., and R.Gründler. (1993). GIS based groundwater flow and transport modeling - The simulation system Feflow. in On Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources. International Conference.Vienna, Austria.
- Hannemann, M und V. Manhenke (1995): Hydrogeologische Schnittalfeln für das Lockergestein stockwerk des Landes Brandenburg. In: Brandenburgische Geowiss. Beiträge, Klein machnow, S. 89-95.
- Hutchinson, M. F. (1989). A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology*:106, 211-232.
- Hydrogeologisches Kartenwerk der DDR (1987). Halle.
- Steidl, J., R. Dannowski, U. Schindler & L. Müller (1997): Parametrisierung hydrologischer Modelle jungpleistozäner Einzugsgebiete am Beispiel von MIKE-SHE.- Symposium Modellierung in der Hydrologie, Tagungsband: 371-372; Dresden.

Regionalisierungsverfahren für einzugsgebietsdifferenzierte Modellierung des Wasserhaushaltes

Johannes Sutmöller und Gerhard Gerold

Zusammenfassung: Ein Vergleich von Untersuchungsgebieten mit verschiedener naturräumlicher Ausstattung und Größe zeigt, daß die von der Göttinger Arbeitsgruppe entwickelten Regionalisierungsansätze einen erfolgversprechenden Weg darstellen. Das komplexe Abflußgeschehen der Untersuchungsgebiete kann aus allgemein verfügbaren Gebietskennwerten abgeleitet werden. Die Ergebnisse aus den Testgebieten bestätigen die prinzipielle gebiets- und skalenunabhängige Anwendbarkeit der gewählten Regionalisierungsansätze.

Abstract: A comparison between study sites of different sizes and natural characteristics emphasizes the promising results of the regionalisation approaches developed by a research team in Göttingen. Information about the complex runoff processes and rainfall events within the study areas during the investigated time period can be derived from generally available regional data. Results for some test areas demonstrate the applicability of these region and scale independent regionalisation approaches.

1 Veranlassung und Zielsetzung

Die Abschätzung der Auswirkungen zukünftiger Umweltveränderungen auf den Wasserhaushalt von Einzugsgebieten erfordert den Einsatz deterministisch-numerischer Simulationsmodelle zur räumlichen Beschreibung des hydrologischen Prozeßgefüges. Die Anwendung hydrologischer Modelle setzt mehr oder weniger umfangreiche Gebietsinformationen voraus, zur deren räumlichen Verteilungen in größeren Einzugsgebieten häufig keine oder nur ungenaue Angaben vorliegen. Es müssen somit Methoden und Modellansätze entwickelt werden, deren Parameter aus allgemein verfügbaren Gebietsinformationen abgeleitet werden können und eine gebietsdifferenzierte Untersuchung des Wasserhaushaltes ermöglichen (Bork, 1992).

Die Regionalisierung (pedo)-hydrologischer Kennwerte beinhaltet die Darstellung der räumlichen Variabilität von Modellparametern, Eingangsgrößen und Randbedingungen und das Aufzeigen räumlicher Zusammenhänge. Um eine skalenunabhängige Anwendbarkeit zu gewährleisten, wurde als Regionalisierungsstrategie die Ausweisung homogener Gebiete (gleiche Gebietsmerkmale) und deren Aggregation zu Flächen ähnlichen Wasserumsatzes in Anlehnung an das Hydrotopkonzept gewählt (Flügel, 1995).

Die Zielsetzungen der Forschungsaktivitäten lassen sich in den folgenden Punkten und Fragestellungen zusammenfassen:

- Entwicklung einer modell- und gebietsunabhängigen Methodik zur flächendifferenzierten Analyse der Wasserflüsse in Einzugsgebieten unterschiedlicher Skalierung
- Ableitung (pedo-)hydrologischer Modellparameter aus allgemein verfügbaren Gebietsinformationen und Abschätzung der Signifikanz für die Bodenwasserodynamik und die Abflußbildung auf den untersuchten Skalierungsebenen
- Ausarbeitung von Empfehlungen zu Mindestanforderungen an die benötigte Datengrundlage, insbesondere zu pedologischen Geodaten
- Einsatz der entwickelten Methodik zur Prognose möglicher Folgen von Landnutzungs- und Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt von Einzugsgebieten

2 Methodik

2.1 Entwickelte Regionalisierungsansätze

Im Rahmen der Arbeiten wurden die Möglichkeiten der Regionalisierung der Abflußbildung im Sinne eines ‘upscalings’ untersucht. Insbesondere der Einfluß der naturräumlichen Variabilität pedohydrologischer Kenngrößen auf die Wasserflüsse in der ungesättigten Bodenzone wurde anhand verschiedener Testgebiete ermittelt. Für die Übertragung auf das Zielgebiet der oberen Leine (ca. 1000 qkm) wurde eine Methodik entwickelt, die unter Einbeziehung der räumlichen Verteilung ortsabhängiger Zustandsvariablen eine Veränderung und Anpassung der Modellparameter erlaubt.

Hierzu wurden zwei Regionalisierungsansätze entwickelt, anhand derer die Ausweisung von Hydrotopen (‘Hydrological Response Units’, HRU) für den Wassertransport in der ungesättigten Bodenzone und für die Abflußbildung unter Einbeziehung des Geographischen Informationssystems ARC/INFO und des Programmsystem SARA durchgeführt wird (Gerold et al., 1996). Die Umsetzung der Regionalisierungsansätze in ein physikalisch basiertes Modell wurde mit dem von Reiche (1991) entwickelten Wasserhaushaltsmodell WASMOD realisiert. Das Modell berechnet für jede ausgewiesene Fläche anhand der gebildeten repräsentativen Parameterfelder und unter Vorgabe meteorologischer Eingangsgrößen die vertikalen Bodenwasserflüsse. Als Ergebnis der Simulation aller Teilflächen (HRU’s) des Untersuchungsgebietes werden die Wasserhaushaltsgrößen Verdunstung, Oberflächenabfluß und Grundwasserabfluß gebietsdifferenziert ermittelt.

In Ansatz 1 (vgl. Abb. 1) werden durch die Verschneidung von Nutzungs-, Boden- und Geologiemerkmalssdateien in ARC/INFO kleinste gemeinsame Geometrien vergleichbar den ‘Representative Elementary Areas (REA)’ erzeugt (Blöschl et al., 1995), die als Flächen mit gleicher Gebietsausstattung definiert sind. Auf die Ergebnisse der Modellsimulation wird für die Wasserhaushaltkomponenten Evapotranspiration nach HAUDE, Oberflächenabfluß und Grundwasserabfluß eine Clusteranalyse (hierarchisch

agglomerativ nach WARD) angewendet und damit Flächen zu Wasserumsatztypen im Sinne der HRU's zusammengefaßt.

Auf der Grundlage digitaler Höhenmodelle wird im zweiten Ansatz mit dem Programmpaket SARA (Köthe & Lehmeier, 1993; Köthe, 1999) eine automatische geomorphometrische und geomorphologische Reliefanalyse durchgeführt. Die berechneten flächenhaften Reliefeinheiten wurden mit mehrjährigen Messungen zur Erfassung der Bodenfeuchte in Beziehung gesetzt und der Zusammenhang von Bodenfeuchte und Reliefeinheiten mit dem Verfahren der multiplen Regression geprüft. Im Sinne der effektiven Parameter konnten vier verschiedene Reliefeinheiten als HRU's mit charakteristischen Unterschieden in der Bodenfeuchte statistisch abgesichert werden (vgl. Abb. 1). Dabei nimmt die Bodenfeuchte von den Senken- über die Konvergenz- und Hangbereiche bis zu den Scheitelbereichen kontinuierlich ab.

2.2 Bewertung und Ergebnisse

Die Einteilung in die vier Relief-Feuchte-Klassen hat sich in allen Untersuchungsgebieten als sehr effektiv erwiesen. Die Vorgehensweise bei der Berechnung der flächenhaften Reliefeinheiten ist aufgrund der definierten Klasseneinteilung eindeutig, wobei die Genauigkeit der ausgewiesenen HRU's maßgeblich durch das zugrundeliegende DGM fixiert wird.

Die Anwendung der Clusteranalyse auf die Simulationsergebnisse der Ausgangsdiskretisierung ergibt ein differenziertes Bild. Die unterschiedliche Anzahl und Verteilung der Cluster in den Untersuchungsgebieten, die zwischen 6 Clustern und 8 Clustern liegt, kann auf die unterschiedliche Variabilität der Gebietsausstattung in den Einzugsgebieten zurückgeführt werden. Die statistische Auswertung der Clusteranalyse ergibt in Bezug auf die geogenen, nutzungs- und reliefspezifischen Parameter keine signifikante Abhängigkeit. Vielmehr repräsentiert jeder Cluster eine Faktorenkombination der zugrundeliegenden Eingangsparameter in statistischer Abhängigkeit der Wasserhaushaltsgrößen Evapotranspiration, Oberflächenabfluß und Grundwasserabfluß.

Die Ergebnisse des mit WASMOD simulierten Abflußverhaltens sind sowohl in den Testgebieten als auch im Zielgebiet insgesamt als gut zu bewerten. Die Dynamik der gemessenen Abflußganglinien und der jahreszeitliche Verlauf werden realistisch nachgezeichnet. Damit kann die Zielvorstellung, langfristige Wasserflüsse an Stelle von Einzelereignissen zu simulieren, erfüllt werden.

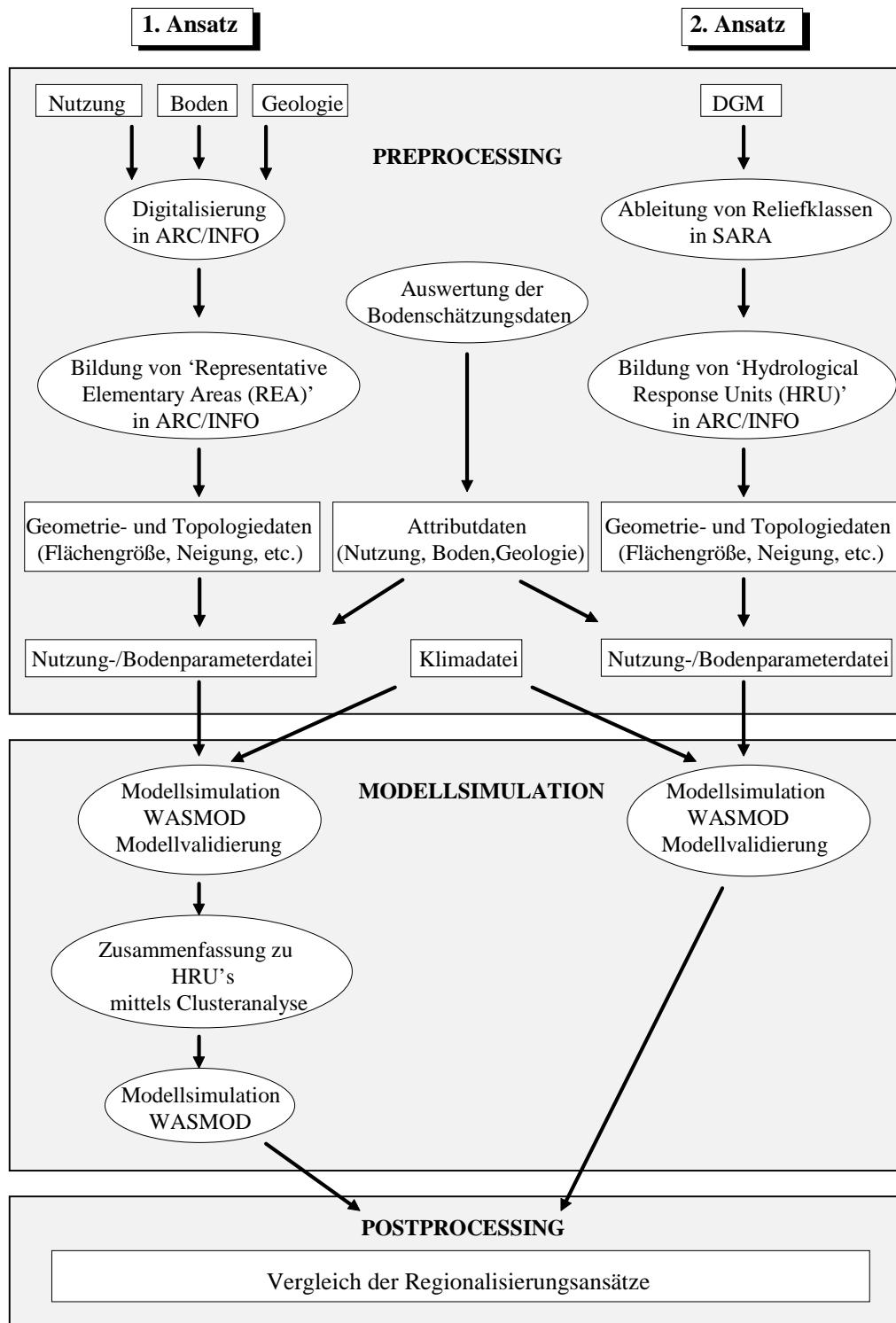


Abb. 1: Schematische Darstellung der entwickelten Regionalisierungsansätze

Im Einzugsgebiet der oberen Leine lassen die simulierten Wasserhaushaltsgrößen starke Zusammenhänge mit den berücksichtigten Gebietsmerkmalen erkennen. Flächen mit hohen Grundwasserabflüssen sind vornehmlich an hohe Gesteinsdurchlässigkeit des Untergrundes (Kalkstein) gebunden und weisen geringe Oberflächenabflußanteile auf. Die schnellen Abflußkomponenten des Oberflächenabflusses (Hortonscher

Oberflächenabfluß, Sättigungsflächenabfluß) werden auf den tonreichen Böden gebildet. Überdurchschnittliche Verdunstungsraten werden dagegen auf den Flächen mit Nadel- und Laubwaldnutzung simuliert. Allerdings kann die Dominanz eines Prozesses nicht auf einen Parameter zurückgeführt werden, sondern ist flächenspezifisch als Ergebnis einer Faktorenkombination der zugrundeliegenden Eingangsparameter zu verstehen.

Die Simulationsergebnisse der entwickelten Regionalisierungsansätze lassen keine signifikanten Unterschiede erkennen. Die statistische Überprüfung der Simulationsgüte (Green & Stephenson, 1986) in bezug auf die gemessenen Abflüsse ergeben Korrelationskoeffizienten nach Pearson, die zwischen $r = 0.7$ und $r = 0.9$ liegen.

Die Ergebnisse aus den verschiedenen Einzugsgebieten belegen, daß mit den entwickelten Regionalisierungsansätzen das komplexe Abflußgeschehen auf der Grundlage allgemein verfügbarer Daten abgebildet werden kann. Die Verfahren sind prinzipiell gebiets- und skalenunabhängig anwendbar und lassen keine signifikanten Unterschiede in den Simulationsergebnissen erkennen. Im Vergleich zur Clusteranalyse stellt jedoch die Aggregierung über die Relief-Feuchte-Klassen den effektiveren Regionalisierungsansatz dar, da aufgrund der definierten Klassen die Aggregierung bereits im Preprocessing vorgenommen wird.

Zur Verdeutlichung der entwickelten Regionalisierungsmethoden und der getroffenen Aussagen möchten wir auf unsere Internetseiten verweisen, die auch umfangreiche graphische Darstellungen der Ergebnisse beinhalten. Die Internetadresse lautet: <http://uggg-pc-s1.uni-geog.gwdg.de/loe/ziege.htm>.

Aus den Erkenntnissen der Projektarbeiten konnten in Zusammenarbeit mit anderen Arbeitsgruppen des Schwerpunktprogrammes für die verschiedenen Maßstabsebenen Empfehlungen zu den Mindestanforderungen an die bodenbezogenen Geodaten gegeben werden (vgl. Tab. 1).

Tab. 1: Anforderungen und Empfehlungen zu bodenbezogenen Geodaten

Skalenebene Mikroskala	Mindestanforderungen Reichsbodenschätzung (1:5000) Bodenübersichtskarte (1:25.000)	Empfehlungen Eigene Kartierungen Inselflurkarten (1:1000) Forstliche Standortskartierungen
Mesoskala	Bodenübersichtskarte (1:50.000)	Reichsbodenschätzung (1:5.000) Bodenübersichtskarte (1:25000)
Makroskala	Bodenübersichtskarte (1:200.000) Bodenübersichtskarte (1:1.000.000)	Bodenübersichtskarte (1:50.000)

2.3 Defizite und Probleme

Mit den herkömmlichen Methoden zur Modellvalidierung konnten in den Testgebieten aufgrund der umfangreichen Gebietskenntnisse gute Ergebnisse erzielt werden. Für das Zielgebiet der oberen Leine können mit den bisherigen Methoden überprüfbare Aussagen bezüglich der Abflußbildung am Gebietsauslaß und zum Wasserhaushalt des Untersuchungsgebietes getroffen werden. Eine regional differenzierte Analyse der Abflußbildung kann nur indirekt erfolgen, indem die Plausibilität zwischen Parameterkombination und Flächen ähnlichen Wasserumsatzes untersucht wird. Es stellt sich deshalb die Frage, ob aufwendigere Methoden, wie z.B. die radargestützte Bodenfeuchteanalyse, die für bestimmte Fragestellungen eine bessere Validierung ermöglichen würde, in Betracht gezogen werden sollten.

Ein weiteres Problem stellt die Datenverfügbarkeit, -genauigkeit und der Datenstandard dar. Insbesondere in Einzugsgebieten der Meso- und Makroskala muß auf eigene Datenerhebungen weitgehend verzichtet werden. Allgemein verfügbare Geodaten, wie z.B. Bodenübersichtskarten, und Zeitreihen unterliegen jedoch keinem einheitlichen Datenstandard, so daß eine erfolgreiche Modellanwendung an der Datenproblematik scheitern kann.

Die entwickelten Regionalisierungsansätze wurden bisher auf relativ gut untersuchte und von den Gebietseigenschaften sehr unterschiedliche Einzugsgebiete angewendet. Um die regionale Übertragbarkeit und die Verallgemeinerung der Verfahren zu manifestieren, wäre die Anwendung in weiteren Einzugsgebieten und der Vergleich mit anderen methodischen Ansätzen wünschenswert.

3 Forschungsperspektiven

Die Abschätzung der Auswirkungen möglicher Landnutzungs- und Klimaveränderungen auf das hydrologische Prozeßgefüge meso- bis makroskaliger Einzugsgebiete wird in Zukunft eine immer wichtigere Rolle für landschaftsplanerische Entscheidungen spielen. Mit der entwickelten Regionalisierungsstrategie steht eine Methodik zur Verfügung, mit deren Hilfe die Folgen möglicher Veränderungen regional differenziert herausgearbeitet und in grundsätzliche Strategien für Problemlösungen umgesetzt werden können. Dabei stößt der Einsatz hochauflösender Prozeßmodelle jedoch an methodische (Verfügbarkeit räumlich und zeitlich hochaufgelöster Daten) und technische (Rechenkapazität) Grenzen, so daß eine Vereinfachung der verwendeten hydrologischen Modelle notwendig wird.

Bisher haben sich die Untersuchungen auf regional begrenzte Räume beschränkt. Aktuelle und zukünftige Umweltveränderungen können nicht auf die regionale Maßstabsebene reduziert werden. Es besteht der dringende Bedarf, das zugrundeliegende Prozeß- und Modellverständnis auf andere Räume auszudehnen. Mit der Übertragung der verfolgten Regionalisierungsstrategie auf Gebiete der Tropen und tropischen Randzonen tragen die geplanten Forschungsaktivitäten diesem Rechnung.

Danksagung: Die Arbeiten entstanden im Rahmen des Schwerpunktprogrammes 'Regionalisierung in der Hydrologie'. Für die finanzielle Unterstützung sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft an dieser Stelle gedankt.

Literatur

- Bork, H.-R. (1992): Regionalisierung bodenhydrologischer Parameter und Zustandsvariablen. In: Kleeberg, H.-B. (Hrsg.): Regionalisierung in der Hydrologie. Weinheim, 201-220.
- Blöschl, G., R.B. Grayson & M. Sivapalan (1995): On the representative elementary area (REA) concept and its utility for distributed rainfall-runoff modelling. - In: Hydrological Processes, Vol. 9, 313-330.
- Flügel, W.-A. (1995): Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the river Bröl, Germany. - In: Hydrological Processes, Vol. 9, 423-436.
- Gerold, G. & J. Sutmöller, G. Busch & J.-P. Krüger (1996): Anwendung von GIS, SARA und Wassserhaushaltsmodellierung für die Regionalisierung der Abflußbildung, Modellierung und Simulation räumlicher Systeme mit Geographischen Informationssystemen, Proceedings-Reihe der Informatik`96, Bd. 9, Klagenfurt, 41-56.
- Green, I.R.A. & D. Stephenson (1986): Criteria for comparison of single event models, Hydrologic Sciences Journal, H. 31, Oxford.
- Köthe, R. & F. Lehmeier (1993): SARA - Ein System zur automatischen Relief-Analyse. - Standort, H. 4/93.
- Köthe, R. (1999): SARA - Ein Programmsystem zur automatischen geomorphographischen Reliefanalyse und seine Anwendung am Beispiel der Bodenkartierung. - Dissertation Geogr. Inst. Univ. Göttingen (in Vorbereitung).
- Reiche, E.W. (1991): Entwicklung, Validierung und Anwendung eines Modellsystems zur Beschreibung und flächenhaften Bilanzierung der Wasser- und Stickstoffdynamik in Böden. Kieler Geogr. Schr., 29.

Modellierung der Winterverhältnisse mit dem Landoberflächenschema SEWAB

Kirsten Warrach und Ehrhard Raschke

Zusammenfassung: Mit dem Landoberflächenschema SEWAB (Surface Energy and Water Balance) werden Wärme- und Wassertransporte zwischen Erdboden, Vegetation und Atmosphäre modelliert. SEWAB beschreibt die Landoberflächenprozesse in atmosphärischen Modellen und berechnet Oberflächen- und Basisabfluß, die in hydrologischen Modellen genutzt werden können. Die Anwendung von Landoberflächenschemata in mittleren und nördlichen Breiten sowie in alpinen Regionen erfordert die Berücksichtigung von Schneeprozessen und gefrorenem Boden. Die Modellierung von Winterverhältnisse in SEWAB wird an zwei Beispielen (Datensätze von BOREAS und der Rosemount Agricultural Experiment Station) für mittlere Breiten vorgestellt.

Abstract: Heat and water transport between soil surface, vegetation and atmosphere are modelled with the land-surface scheme SEWAB (Surface Energy and Water Balance). SEWAB describes the land-surface processes in atmospheric models and calculates surface and subsurface runoff that can be used by hydrological models. The application of land-surface schemes in middle and northern latitudes and in alpine regions requires the consideration of snow processes and frozen soil. The modelling of winter conditions with SEWAB is shown by two examples (datasets from BOREAS and the Rosemount Agricultural Experiment Station) for midlatitudes.

1 Einleitung

Schneefall und gefrorener Boden haben in vielen Gebieten der Erde bedeutende wirtschaftliche Auswirkungen (z.B. Kosten für Schneeräumung und Streuung von Straßen und Flughäfen, Unterbrechung von Verkehr und Energieversorgung). Für Wintersportgebiete sind Schneemenge und Dauer der Winterverhältnisse von Interesse. Die Landwirtschaft ist durch gefrorenen Boden bzgl. Düngung, Aussaat und Ausbringung von Pestiziden betroffen. An Zeitpunkt und Menge der Schneeschmelze sind vor allem die Betreiber der Stauseen sowie die Verantwortlichen für Katastrophenschutz wegen möglicher Hochwasser interessiert.

Schnee und gefrorener Boden haben auch Auswirkungen auf lokale und großräumige Klimabedingungen. So beeinflusst die räumliche Ausdehnung der Schneedecke nicht nur die bodennahen Lufttemperaturen, sondern auch die atmosphärische Zirkulation (z.B. Seereze et al., 1998, Walland & Simmonds, 1997).

Eine Schneedecke isoliert den Boden von der Atmosphäre und beeinflußt so die Bodentemperatur. Sowohl Schnee als auch gefrorener Boden führen zu einer Erhöhung der Bodenfeuchte mit Auswirkungen auf den Wasserhaushalt des Bodens und der Atmosphäre bis in den Frühsommer (z.B. Slater et al., 1998). Durch gefrorenen Boden verzögert sich die Schneeschmelze, durch die Bindung des Niederschlags als Schnee verzögert sich der Abfluß in den Flüssen ins Frühjahr. Gefrorener Boden zur Zeit der Schneeschmelze führt zu verstärktem Oberflächenabfluß.

In hydrologischen Modellen wird im allgemeinen die Temperaturindexmethode zur Simulation der Schneeschmelze verwendet, für extreme Bedingungen und Simulationen für kurze Zeiträume empfiehlt sich jedoch die Modellierung der Schneeschmelze über die Lösung der Energiebilanz der Schneedecke (zusammengefaßt in Gray & Prowse (1993)). In Atmosphären-modellen reicht die Komplexität der Darstellung der Schneedecke von einer Änderung der Albedo anhand klimatologischer Schneegrenze über 1-Schichtmodelle für die Schneedecke bis zu Mehrschichtmodellen mit Auflösung interner Schneeprozesse (z.B. Marshall et al., 1994; Loth et al., 1993). Dabei wird die Heterogenität der Schneedecke innerhalb einer Gitterzelle des Atmosphärenmodells (1-10000 km²) nur über eine anteilige Bedeckung berücksichtigt.

Die Modellierung des Gefrierens und AufTauens in Atmosphären-modellen reicht vom Herabsetzen der hydraulischen Leitfähigkeit bei Frost bis zur Ergänzung der Wärme- und Wassertransportgleichungen im Boden um Frostterme unter Berücksichtigung von gefrorenem Wasser bei der Berechnung der Bodenparameter (Slater et al., 1998).

2 Modellansatz für Winterbedingungen in SEWAB

In SEWAB (Mengelkamp et al., 1997) werden die Energie- und Wasserbilanzgleichungen an der Landoberfläche gelöst. Die Verdunstung aus dem Interzeptionsspeicher und von unbewachsenem Boden und die Transpiration durch die Vegetation werden getrennt berechnet. Im Boden werden die eindimensionale Richards- und Wärmeleitungsgleichung gelöst. Die Heterogenität der Vegetation und des Bodens innerhalb einer Gitterzelle wird durch aggregierte Parameter beschrieben.

Nach Flerchinger & Saxton (1989) wurden zur Modellierung des gefrorenen Bodens die Richards- und Wärmeleitungsgleichung jeweils um einen Frostterm ergänzt. Terme, die den Wasserdampf im Boden beschreiben, wurden aufgrund ihrer Größenordnung vernachlässigt. Der maximale Flüssigwassergehalt im Boden bei Temperaturen unter dem Gefrierpunkt wird nach Pauwels & Wood (1999) (s.a. Anderson, 1976) bestimmt. Die hydraulische und thermische Leitfähigkeit und die Wärmekapazität werden unter Berücksichtigung von gefrorenem Wasser berechnet.

Zur Simulation der Schneedecke wird ein 1-Schichtmodell verwendet. Der Schnee bedeckt einen von der Schneemenge und Rauhigkeitslänge abhängigen Teil der Vegetation und des nackten Bodens. Es wird angenommen, daß Niederschlag abhängig von der 2m-Lufttemperatur T als Regen ($T > 275.16$ K), Schnee ($T < 272.16$ K) oder anteilig als Regen und Schnee ($272.16 \leq T \leq 275.16$ K) fällt. Die Dichte von Neuschnee wird zwischen 50 und 100 kg/m³ angenommen (Gray & Prouwse, 1993). Die Schneedichte nimmt mit der Zeit abhängig von Temperatur und Schneedichte zu, während die Albedo mit der Zeit exponentiell in ca. 8 Tagen von 0.85 bei Neuschnee auf 0.7 bei Frost bzw 0.5 bei Schneeschmelze abnimmt (Anderson, 1976). An der Schneeoberfläche wird die Energiebilanzgleichung gelöst (z.B. Gray & Prowse, 1993). Über Diffusion findet ein Wärmeaustausch mit dem Boden statt. Bei einer mittleren Schneetemperatur von 273.16 K führt weitere Energiezufuhr zum Abschmelzen der Schneedecke. Abhängig von Schneehöhe und Schneedichte wird der maximale Flüssigwassergehalt der Schneedecke bestimmt (Anderson, 1976), überschüssiges Schmelzwasser wird in den Boden infiltriert oder fließt (vor allem bei gefrorenem Boden) als Oberflächenabfluß ab.

3 Modellergebnisse auf der Punktskala

Anhand von zwei Datensätzen werden die Fähigkeiten, mit SEWAB Winterprozesse zu modellieren, getestet.

3.1 Schneakkumulation und –ablation (Daten von BOREAS)

Im Rahmen von BOREAS (**B**oreal **E**cological **R**eserve **A**tmosphere **S**tudy) (z.B. Sellers et al., 1995) wurden in Kanada an mehreren Standorten in borealem Wald meteorologische und hydrologische Messungen vorgenommen. Die am Standort NSA - OJP (**N**orthern **S**tudy **A**rea- **O**ld **J**ack **P**ine) und vom Saskatchewan Research Council – Automatic Meteorological Station (SRC – AMS) Netzwerk erhobenen meteorologischen Daten wurden in dieser Studie genutzt, um die Schnee-modellierung von SEWAB für den Winter 1994/1995 zu testen. Der Standort NSA-OJP bei 55.93°N und 98.62°W in 255.1 m Höhe zeichnet sich durch lichten Kiefernwald auf sandigem Boden aus.

Zeitlicher Verlauf und Größenordnung der Schneehöhe vom 26.10.1994 bis zum 14.05.1995 werden von SEWAB gut wiedergegeben (Abb. 1). Die Unterschiede zwischen gemessener und modellierter Schneehöhe lassen sich durch Unsicherheiten in der Schneedichte erklären (Pauwels & Wood, 1999). Die Schneedichte hat einen signifikanten Einfluß bei der Umrechnung von Schneewassergehalt in Schneehöhe und damit auch auf das Schmelzverhalten der Schneedecke.

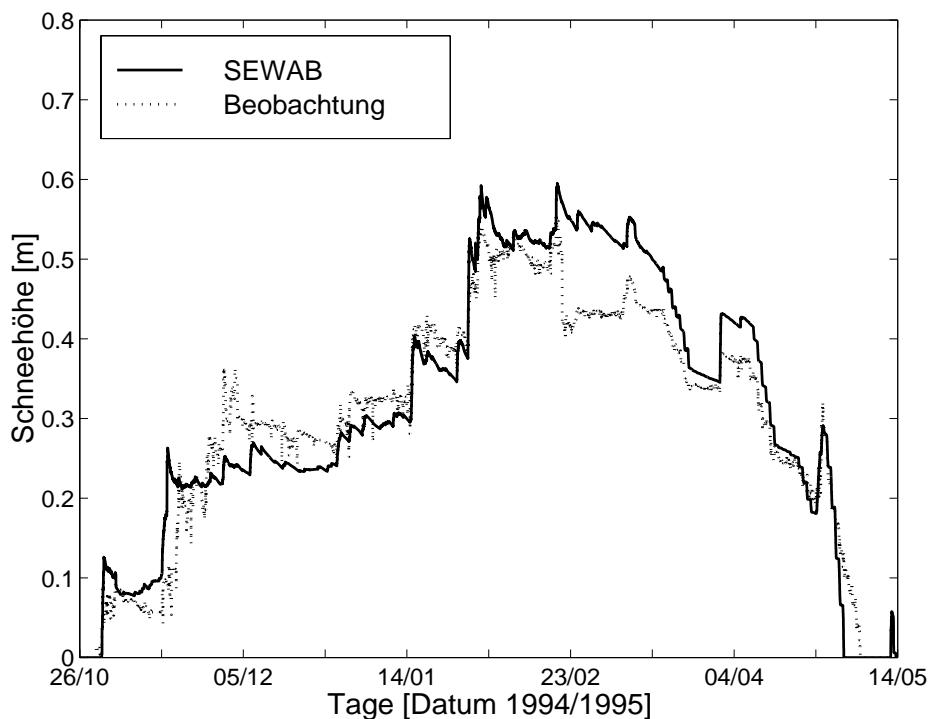


Abb. 1: Beobachtete und simulierte Schneehöhe im Winter 1994/1995 am Standort NSA – OJP in Kanada.

3.2 Gefrieren und Tauen des Bodens (Daten aus Rosemount)

Da für NSA - OJP keine Daten über Bodenfeuchte und Bodentemperatur vorlagen, wurde SEWAB bezüglich der Simulation des Gefrierens und Tauens des Bodens anhand von Daten der University of Minnesota Rosemount Agricultural Experiment Station (USA) für den Winter 1994/1995 getestet. Der Datensatz beinhaltet meteorologische Daten, Profile der Temperatur und des Flüssigwassergehalts im Boden. Der Standort bei 44.70°N und 93.08°W in 293.57 m Höhe ist charakterisiert durch Ackerland auf schluffigem Lehm. Daten über die Schneedeckung lagen nicht vor.

Der zeitliche Verlauf der Temperatur und des Flüssigwassergehalts im Boden wird in 10 cm Tiefe gut wiedergegeben (Abb. 2). Die berechneten Temperaturen werden Mitte Dezember 1994 und Mitte Januar und Anfang März 1995 um bis zu 2 K unterschätzt, Ende Dezember 1994 um 1 K überschätzt. Diese Diskrepanz wirkt sich auf den Flüssigwassergehalt im Boden aus, der vor allem Ende Dezember deutlich überschätzt wird. Anfang März ist dagegen noch zuviel Wasser gefroren. Da es zu Anfang des Datensatzes bereits gefrorenes Wasser im Boden gab und dieses nicht gemessen wurde, ist der Unterschied zwischen gemessenem und berechnetem Flüssigwassergehalt nach Auftauen des Bodens möglicherweise auf die Initialisierung zurückzuführen. In 60 cm Tiefe (Abb. 3) wird der zeitliche Verlauf von Temperatur und Flüssigwassergehalt im Boden ebenfalls gut wiedergegeben. Auch hier zeigt sich die Sensitivität des Modells bezüglich des gefrorenen Wassers bei Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt.

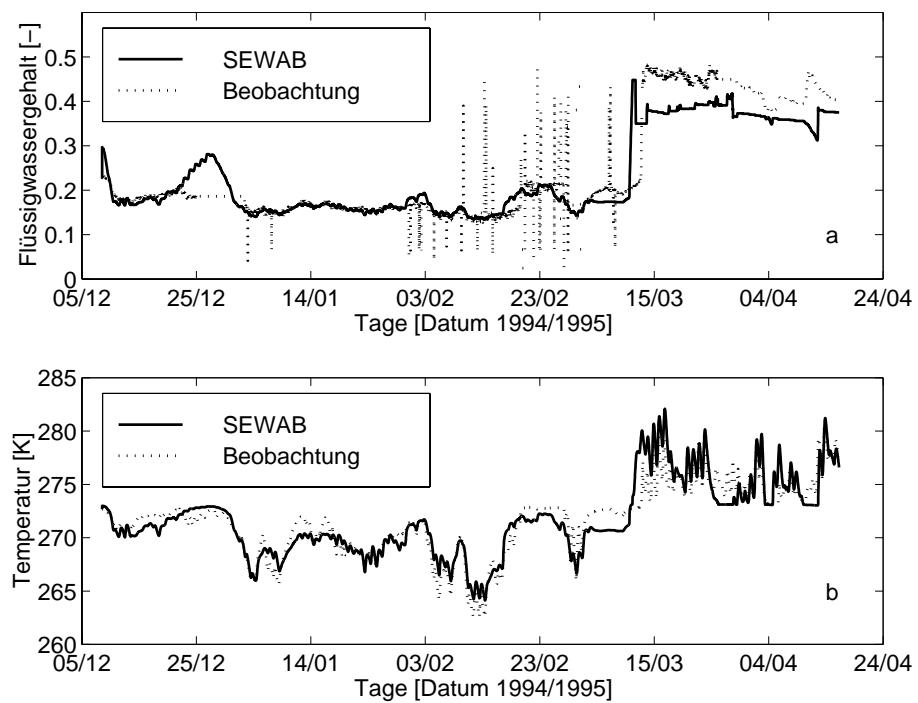


Abb. 2: Beobachteter und simulierter Flüssigwassergehalt (a) und Temperatur (b) in 10 cm Bodentiefe an der University of Minnesota Rosemount Agricultural Experiment Station im Winter 1994/1995.

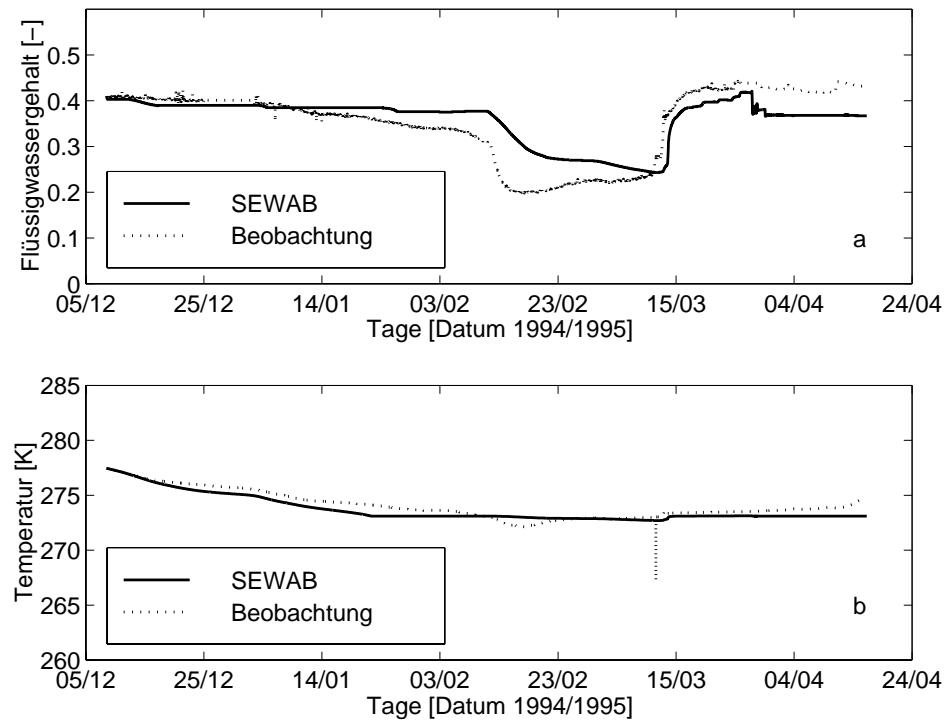


Abb. 3: Beobachteter und simulierter Flüssigwassergehalt (a) und Temperatur (b) in 60 cm Bodentiefe an der University of Minnesota Rosemount Agricultural Experiment Station im Winter 1994/1995.

4 Fehlerquellen in der Modellierung von Winterprozessen

Auf der Punktskala wurde bereits gezeigt, daß die Dichte von Neuschnee eine wichtige Größe für die Modellierung der Schneedecke ist. Die Dichte von Neuschnee schwankt im allgemeinen zwischen 50 und 250 kg/m³ und wird nur an wenigen Stationen gemessen (Dingman, 1994).

Eine weitere Unsicherheit birgt das hier gewählte Regen/Schnee-Kriterium. Bei Niederschlagsstationen wird im allgemeinen nicht angegeben, ob der Niederschlag als Schnee oder als Regen gefallen ist, was besonders beim Durchzug von Fronten eine große Fehlerquelle birgt. Die Niederschlagsstationen messen den Flüssigwassergehalt des Niederschlags. Durch Meßgeräte, Standort der Station und Wind kann der Meßfehler bei Schneefall in mittleren nicht-alpinen Gebieten bei bis zu 70% liegen (z.B. Dingman, 1994). Die Anwendung von Korrekturverfahren (z.B. Goodison et al., 1998) kann hier sinnvoll sein.

Bei der Anwendung von SEWAB auf der Skala von Atmosphärenmodellen (1–10000 km²) kommen Fehler durch räumliche und zeitliche Interpolation der meteorologischen Daten hinzu. Gerade bei Temperaturen um den Gefrierpunkt kann dies zu großen Fehlern bzgl. des Schnees führen. Strahlungsmessungen sind nur in ungenügender Anzahl vorhanden, einfallende kurz- und langwellige Strahlung sind jedoch kritische bei der Modellierung der Schneedecke und müssen aus den übrigen interpolierten meteorologischen Meßgrößen berechnet werden. Allein zur Berechnung der einfallenden langwelligen Strahlung gibt es eine Vielzahl von Ansätzen, die zu deutlich unterschiedlichen Ergebnissen führen (z.B. Idso & Jackson, 1969; Croley, 1989).

Die Heterogenität der Gitterzellen stellt eine weitere Fehlerquelle dar, so ist nicht sicher in welchem Bereich der Gitterzelle der Schnee gefallen ist. Dies ist besonders in alpinen Regionen wegen der Hänge von Bedeutung. Blöschl (1990) geht intensiv auf die Modellierung von Schnee in alpinen Regionen ein. Sein Konzept erfordert jedoch eine für Atmosphärenmodelle nicht adäquate horizontale Auflösung in der Größenordnung von 25 m.

5 Schlußfolgerung und Ausblick

SEWAB ist in der Lage den zeitlichen und qualitativen Verlauf der Schneedeckenentwicklung und des gefrorenen Bodens auf der Punktskala zufriedenstellend wiederzugeben. Die Diskussion möglicher Fehlerquellen hat gezeigt, daß zusätzlich zu den Fehlern, die auf Grund des Modellansatzes auftreten, die Meßfehler bei den Eingangsdaten, die Stationsdichte und ungenügend genaue empirische Parameter einen signifikanten Einfluß auf die Ergebnisse haben können. Dieses gilt vor allem bei der großskaligen Modellierung von Winterprozessen. Einige der oben genannten Fehlerquellen entfallen bei einer Anwendung von SEWAB als Teil eines regionalen und mesoskaligen Atmosphärenmodellen, z.B. wird Schnee und Regen dort anteilig berechnet. Die Interpolation der meteorologischen

Daten entfällt. Die Probleme der Hangneigung und des Ortes des Niederschlags innerhalb einer Gitterzelle werden jedoch bestehen bleiben.

Bevor SEWAB im Wintermodus in ein Atmosphärenmodell eingebunden werden kann, ist es erforderlich, SEWAB auf ein großes Flusseinzugsgebiet mit einer räumlichen Auflösung regionaler Atmosphärenmodelle anzuwenden. Hier ergibt sich die Möglichkeit Schneeausdehnung, Schneewassergehalt und Abfluß mit gemessenen Daten zu vergleichen. Für die Anwendung in hohen Breiten und alpinen Regionen gilt es, das Schneemodell um wenigstens eine Schicht zu erweitern, da hier Schneedecken häufig mehr als 1 m hoch werden. Bisher ungelöst ist die Darstellung der Heterogenität der Schneedecke innerhalb einer Gitterzelle, dies gilt besonders für alpine Regionen in einer für die großskalige Anwendung vom Rechenaufwand vertretbaren Weise.

Literatur

- Anderson, E.A. (1976): A point energy mass balance model for a snow cover. U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA Technical Report NWS 19, Silver Spring, MD, 150 pp.
- Blöschl, G. (1990): Snowmelt simulation in rugged terrain - the gap between point and catchment scale approaches. Wiener Mitteilungen, Wasser – Abwasser – Gewässer, 91, 119 pp.
- Croley, T.E., II (1989): Verifiable evaporation modeling on Laurentian Great Lakes. Water Resour. Res., 25, 781-792.
- Dingman, S.L. (1994): Physical Hydrology, Prentice Hall.
- Flerchinger, G.N., Saxton, K.E. (1989): Simultaneous Heat and Water Model of a Freezing Snow – Residue – Soil System I. Theory and Development. Transactions of the ASAE, 32, 2, 565-571.
- Gray, D.M., Prowse, T.D. (1993). Snow and floating ice. In: Maidment, D.R., Handbook of Hydrology, McGraw – Hill, 7.1-7.58.
- Goodison, B.E., Louie, P.Y.T., Yang, D. (1998). WMO Solid Precipitation Measurement Intercomparison. Final Report. WMO Instruments and Observing Methods, Report No. 67.
- Idso, S.D., Jackson, R.D. (1969): Thermal radiation from the atmosphere. J. Geoph. Res., 74, 5397-5403.
- Loth, B., Graf, H.-F., Oberhuber, J.M. (1993): Snow Cover Model for Global Climate Simulations. J. Geoph. Res., 98, D6, 10451-10464.
- Marshall, S., Roads, J.O., Glatzmaier, G. (1994): Snow Hydrology in a General Circulation Model. J. of Climate, 7, 1251-1269.
- Mengelkamp., H.-T., Warrach, K., and Raschke, E. (1997): A land surface scheme for atmospheric and hydrologic models: SEWAB (Surface Energy and Water Balance). Externer Bericht des GKSS Forschungszentrums, GKSS 97/E/69.
- Pauwels, V.P.N., Wood, E.F. (1999): A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for the modeling of water and energy balance processes in high latitudes. I: Model improvements. J. Geoph. Res., in press.
- Seereze, M.C., Clark, M.P., McGinnis, D.L. (1998): Characteristics of Snowfall over the Eastern Half of the United States and Relationships with Principal Modes of Low – Frequency Atmospheric Variability. J. of Climate, 11, 234-250.

- Sellers, P., Hall, F., Margolis, H., Kelly, B., Baldocchi, D., Den Hartog, G., Cihlar, J., Ryan, M.G., Goodison, B., Crill, P., Ranson, K.J., Lettenmaier, D., Wickland, D. (1995): The Boreal Ecosystem – Atmosphere Study (BOREAS): An Overview and Early Results from the 1994 Field Year. *Bull. of the Am. Met. Soc.*, 76, 9, 1549-1577.
- Slater, A.G., Pitman, A.J., Desborough, C.E. (1998): Simulation of freeze – thaw cycles in a general circulation model land surface scheme. *J. Geoph. Res.*, 103, D10, 11303-11312.
- Walland, D.J., Simmonds, I. (1997): Modelled atmospheric response to changes in North American snow cover. *Climate Dynamics*, 13, 25-34.

Ergebnisse des hydrologischen Einzugsgebietsmodells ARC-EGMO bei unterschiedlicher Raumdiskretisierung

Martin Wegehenkel und Jörg Steidl

Zusammenfassung: In der hier vorgestellten Studie werden erste Ergebnisse zur Simulation des Wasserhaushaltes in einem mesoskaligen Einzugsgebiet der nordostdeutschen Moränenlandschaft mit dem hydrologischen Einzugsgebietsmodell ARC-EGMO bei Anwendung unterschiedlicher Raumdiskretisierungen vorgestellt. Dabei wird die Abflußbildung auf der Basis von Elementarflächen, Teileinzugsgebietsflächen und Gesamtgebiet simuliert. Die Berechnung der Abflußbildung auf der Basis des gesamten Einzugsgebiets zeigte im Vergleich zu den anderen Simulationsvarianten einen deutlich schnelleren Rückgang der Abflußganglinie nach Abflußspitzen. In Anbetracht der relativ geringen Abflußraten in diesem Gebiet sind diese Ergebnisse zur Zeit jedoch noch mit einem gewissen Vorbehalt zu betrachten.

Abstract: In this study first results of water balance simulations of a mesoscale catchment, located in the moraine landscape of northeast-Brandenburg, obtained from the GIS-based, conceptual model ARC-EGMO are presented. The water balance calculations were carried out taking into account a fully distributed simulation scheme based on hydrotopes, a semi-distributed simulation procedure based on subwatersheds of the catchment and a lumped simulation procedure based on the whole catchment. The streamflow hydrograph obtained from the lumped simulation show a faster decline after peak discharges in comparison to the fully distributed and semidistributed simulation. However taking into account the general low discharge rates of the catchment the results have to be analyzed with some restrictions.

1 Einleitung

Es existiert eine Vielzahl von hydrologischen Einzugsgebietsmodellen zur quantitativen Simulation aller Abflußprozesse einschließlich der Wasserbilanz, die auf höchst unterschiedlichen mathematischen und konzeptionellen Grundlagen beruhen. Derartige Einzugsgebietsmodelle sind inzwischen für Forschungszwecke und für die wasserwirtschaftliche Planung zu allgemein anerkannten Werkzeugen herangereift. Ungeachtet dessen müssen hydrologische Einzugsgebietsmodelle für den jeweiligen Einsatzzweck in Bezug auf mögliche Restriktionen geprüft werden. In dieser Studie wird über erste Erfahrungen bei

der Anwendung des hydrologischen, GIS-gekoppelten Modells ARC-EGMO (Pfützner et al. 1997) für Berechnungen zu Abfluß und Wasserhaushalt in einem mesoskaligen Einzugsgebiet ($A_E=220 \text{ km}^2$) der nordostdeutschen Moränenlandschaft bei Nutzung unterschiedlicher Raumdiskretisierungen zur Durchführung der Simulationen berichtet. Die klimatischen und hydrologischen Randbedingungen der nordostdeutschen Moränenlandschaft sind durch das trockene Niederschlagsregime und die relativ geringe Reliefenergie gegeben.

2 Material und Methoden

2.1 Einzugsgebiet und Datenbasis

Das für diese Studie genutzte 220 km^2 große Einzugsgebiet des Stobber befindet sich im Osten Brandenburgs, ca. 35 km östlich von Berlin. Die Hauptnutzung im Einzugsgebiet ist mit 51% Ackerland, der Waldanteil liegt bei 34%. Die restlichen 15% verteilen sich nahezu gleichmäßig auf Grasland, Siedlungen und Gewässer (Abb.1). Das Kerngebiet wird aus einer wechselkaltzeitlichen Subglazialrinne in einer stark reliefierten Endmoränenlage gebildet. Daher variieren die Geländehöhen im Einzugsgebiet zwischen 35 und 138 m NN. Der überwiegende Teil der Böden besteht aus sandigen Substraten mit entsprechend hoher Versickerungskapazität.

Das Gewässernetz entwässert im NO des Gebiets in Richtung Oder und wurde für die hydrologische Modellierung vereinfacht. Das zur Modellierung benutzte, vereinfachte Gewässernetz inklusive der Gewässerknoten zeigt Abb. 2. Das Gefälle der Fließgewässer liegt ≤ 0.001 . Der zentrale Hauptvorfluter des Einzugsgebietes Stobber ist 25 km lang und weist ein MQ von $0,95 \text{ m}^3/\text{s}$ auf.

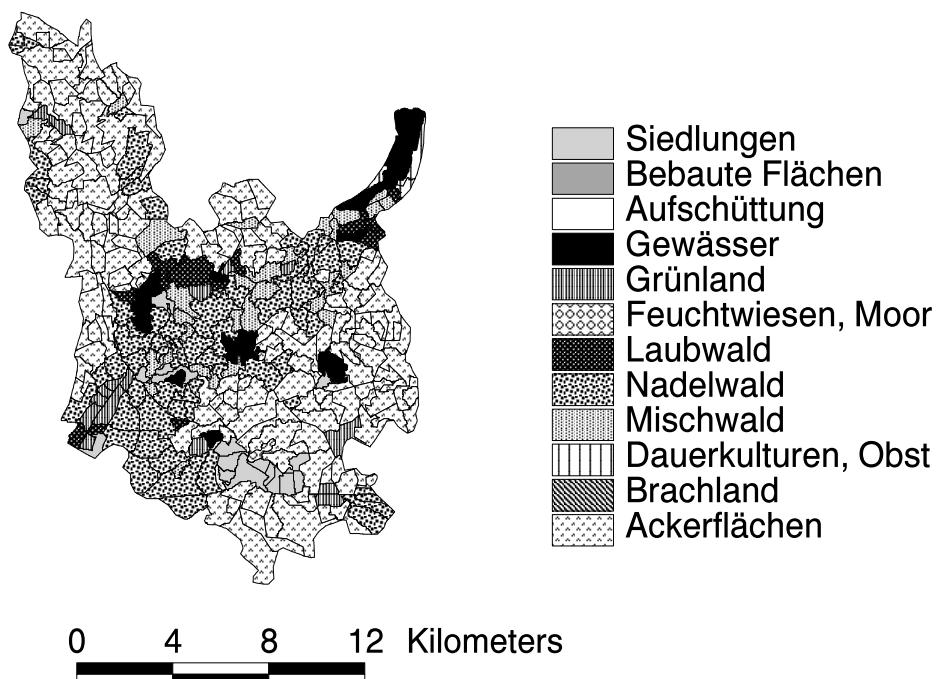


Abb.1: Landnutzung Stobber-Gebiet

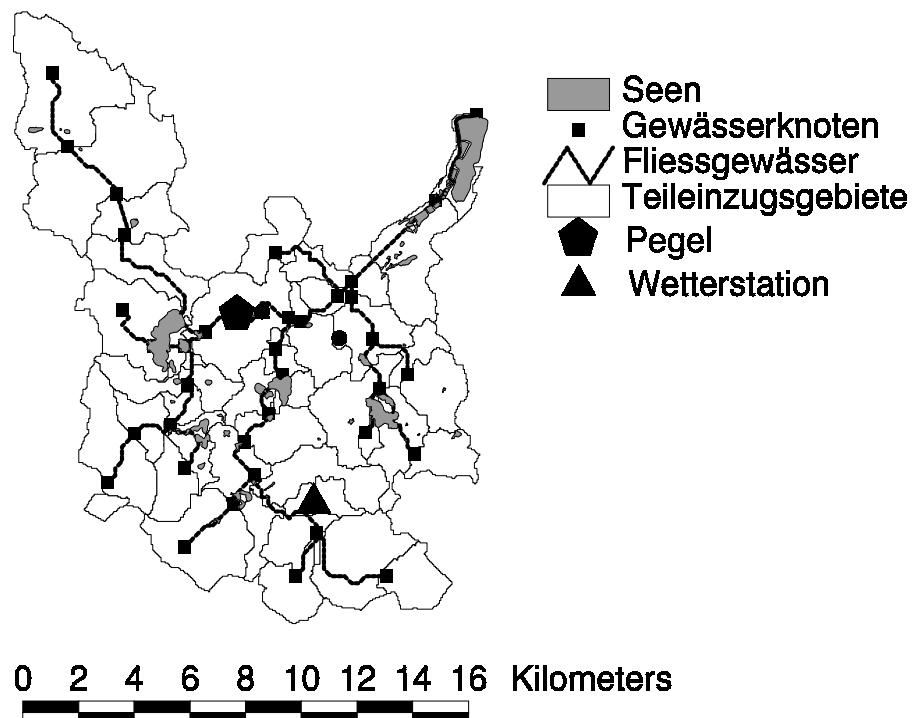


Abb. 2: Vereinfachtes Gewässernetz Stobber, Teileinzugsgebiete, Pegel und meteorologische Station (aus Wegehenkel & Steidl 1999)

Ein digitales Höhenmodell (DHM) mit einer Rasterweite von 50 m wurde für das Einzugsgebiet mit Hilfe des GIS ARC/INFO aus Meßtischblättern (M 1:25000) abgeleitet (Steidl et al 1997). Auf der Basis dieses DHM wurden im GIS Teileinzugsgebiete und Höhen der Gewässerknoten ermittelt. Über die restliche GIS-Datenbasis berichten ausführlich Wegehenkel & Steidl 1999.

2.2 Zeitreihen

Die hier zur Verfügung stehenden meteorologischen und hydrologischen Zeitreihen für den Stobber umfaßten den Zeitraum 1994-97. Der langjährige Niederschlag liegt bei ca. 482 mm y^{-1} (für Westdeutschland bei ca. 700mm). Die täglichen Wetterdaten Niederschlag, Luftfeuchte, Temperatur, Windgeschwindigkeit und Globalstrahlung wurden mit einer Instituts-eigenen, automatischen Wetterstation in Müncheberg gemessen (Lage s. Abb. 2).

Die Abflußmessungen zur Prüfung der Simulationsergebnisse wurden am Pegel Pritzhagener Mühle (Lage s. Abb. 2) durchgeführt. Nach Prüfung und Bereinigung der Zeitreihen stand die Periode 1995-97 zur Simulation des Wasserhaushaltes zur Verfügung (Wegehenkel & Steidl 1999).

2.3 Hydrologisches Modell

Für die Simulationsrechnungen wurde das Einzugsgebietsmodell ARC-EGMO benutzt. Das Modell hat eine Schnittstelle zum GIS ARC-INFO (PFÜTZNER ET AL. 1997). Für das Modell wurde hier eine dreistufige Flächendisaggregation Gesamtgebiet-Teileinzugsgebiet-Hydrotope gewählt. Dazu werden im GIS folgende drei Daten-Ebenen vorgehalten:

- EFL (=Elementarflächen- bzw. Hydrotop-Ebene) aus Verschneidung von Landnutzung und Bodenkarte (s. Abb. 1)
- FL (=Fließgewässer-Ebene) aus Höhenmodell und Fließgewässernetz. Neben dem Verweis auf das dazugehörige TG der einzelnen Gewässerabschnitte sind Höhenlagen der Gewässerknoten mit abgespeichert (s. Abb. 2)
- TG (=Teileinzugsgebiets-Ebene) aus GIS-Auswertung des digitalen Höhenmodells mit Angabe des zum jeweiligen TG dazugehörigen Fließgewässerabschnitts (s. Abb. 2)

Pro Hydrotop werden auf der Basis eines Zwei-Speichermodells für die ungesättigte Bodenzone die Wasserbilanz inklusive der Abflußbildung berechnet. Die pro Hydrotop berechneten Abfluß-Komponenten Oberflächenabfluß, Interflow und Basisabfluß werden über entsprechende Teileinzugsgebietsspeicher und Fließgewässerspeicherkaskade zum Auslaß des Gesamtgebietes geroutet. In der Fließgewässerspeicherkaskade wird jeder Gewässerabschnitt zwischen 2 Knoten als Einzellinearsspeicher betrachtet. Bei der Berechnung der Abflußbildung wurden in der Studie 3 Varianten der Raumdiskretisierung untersucht. Dazu wurde die Abflußbildung auf der Basis von

- Elementarflächen (=EFL)
- Teileinzugsgebieten (=TG)
- Gesamtgebiet (=GEB)

berechnet und die aus den unterschiedlichen Simulationsvarianten resultierenden Ergebnisse analysiert. Bei diesen Simulationsvarianten wurden nur die Raumbezüge variiert, die restlichen Modell-Parameter wurden nicht verändert.

3 Ergebnisse

3.1 Wasserbilanz und Abfluß

Die Gebietswasserbilanz für den Zeitraum 1995-1997 zeigt Tab. 1. Den gemessenen und simulierten Abfluß für 1995-97 zeigt Abb. 3. Die gemessenen Abflüsse lagen zwischen 1.1 und $0.3 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$, die berechneten zwischen 0.3 und $1.3 \text{ m}^3 \text{s}^{-1}$. Zur detaillierteren Analyse des Einflusses der unterschiedlichen Raumdiskretisierungen auf die Abflußberechnungen des Modells wurden das Sommerhalbjahr 1997 mit sehr starken Anflußspitzen herangezogen. Die Ergebnisse zeigen die Abb. 4 und 5. Die Abflußganglinie der Simulationsvariante GEB zeigt im Vergleich zur Variante EFL und TG einen deutlich schnelleren Anstieg und Rückgang bei den Abflußspitzen (s. Abb. 4 und 5). Die Ergebnisse der Berechnung der Abflußbildung integral über das Gesamtgebiet nach Variante GEB weisen darauf hin, daß

hier die Retentions- und Speichereigenschaften der verschiedenen Hydrootope nicht in dem Maß berücksichtigt werden wie bei Variante EFL.

Die Variante TG zeigt die niedrigsten Abfluß spitzen (s. Abb. 4 und 5). Im Vergleich dazu führt bei der rasterorientierten hydrologischen Modellierung eine Vergrößerung des Rasters und damit des Raumbezuges generell zur Erhöhung der Abfluß spitzen (z.B. Zhang et al. 1994). Danach wäre hier folgende Rangfolge Abfluß-GEB > Abfluß-TG > Abfluß-EFL bei den Abfluß spitzen zu erwarten gewesen. Dies war jedoch nicht der Fall. Die beiden hydrologischen Modellierungsprinzipien Speicher kaskade und rasterorientierte Modellierung sind jedoch nur bedingt miteinander vergleichbar. Bei der Anwendung von Speicheransätzen für Lateral-Prozesse im Einzugsgebiet wie hier bei ARC-EGMO spielt neben der Raumdiskretisierung bei der Berechnung der Abflußbildung auch die Skalierung der Speicherrückgangskonstanten eine nicht zu unterschätzende Rolle. Aufgrund der sehr geringen Abflußraten im Gebiet und der noch nicht gänzlich abgeschlossenen Modell anpassung sind jedoch die hier vorgestellten Ergebnisse und noch mit Vorbehalt zu betrachten.

Tab. 1: Gebietswasserbilanz Stobber 1995-97 (mm)

Niederschlag	Verdunstung	Abfluß	Speicheränderung
1838	1272	460	+106

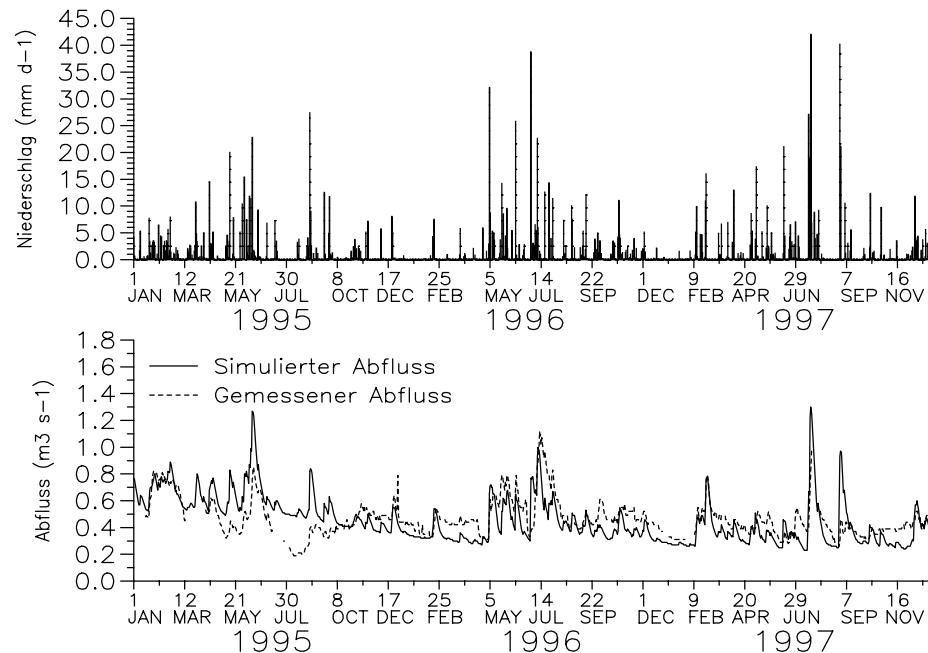


Abb. 3: Niederschlag (mm d^{-1}) sowie gemessener und berechneter Abfluß ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) im Stobber 1995-97, Simulationsvariante mit Raumbezug Elementarfläche (=EFL)

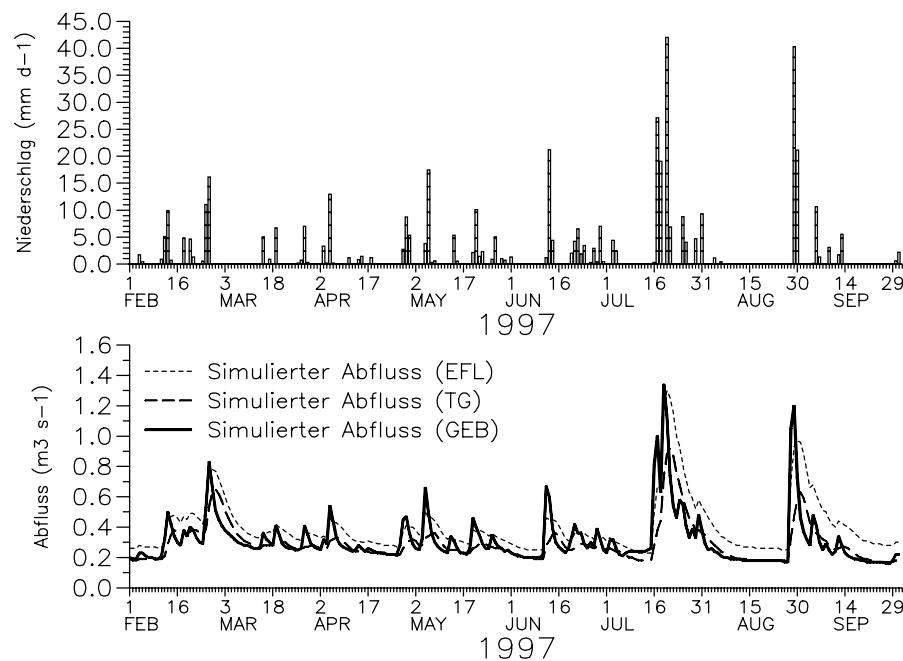


Abb. 4: Simulierte Abflüsse mit Raumbezug Elementarfläche (=EFL), Teileinzugsgebietsfläche (=TG) und Gesamtgebiet (=GEB), Feb.- Sept. 1997.

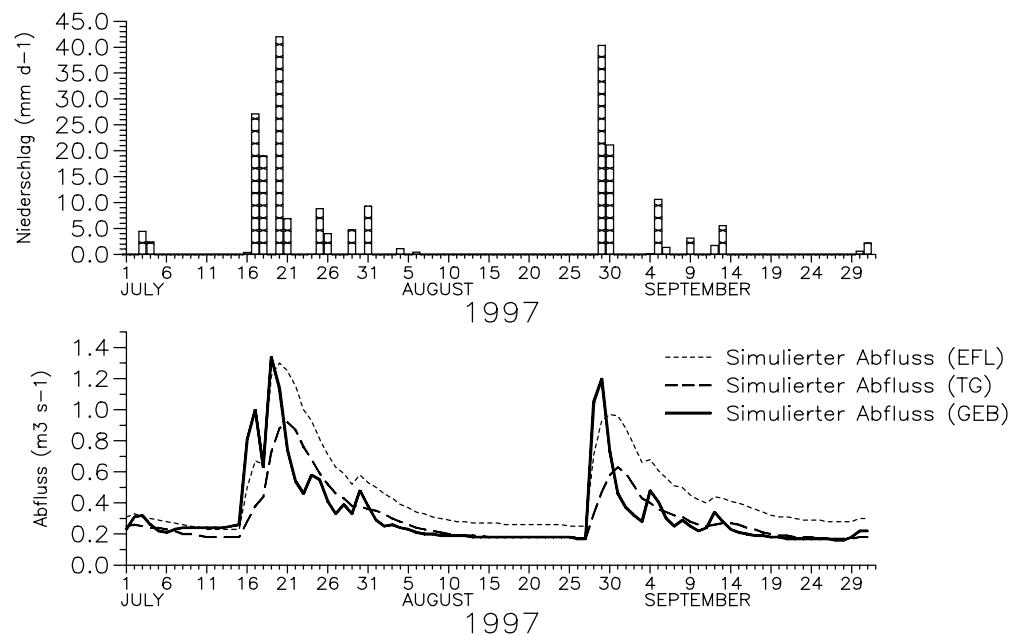


Abb. 5: Simulierte Abflüsse mit Raumbezug Elementarfläche (=EFL), Teileinzugsgebietsfläche (=TG) und Gesamtgebiet (=GEB), Jul.- Sept. 1997.

Literatur

- Pfützner B., Lahmer W., Becker A. (1997): ARC-EGMO Programmsystem zur GIS-gestützten hydrologischen Modellierung.- Kurzdokumentation zur Version 2.0, PIK Potsdam
- Steidl J., Dannowski R., Schindler U., Müller L. (1997): Parametrisierung hydrologischer Modelle jungpleistozäner Einzugsgebiete am Beispiel von MIKE-SHE.- Tagungsband „Modellierung in der Hydrologie“, Dresden, S.371-372,
Selbstverlag TU Dresden
- Wegehenkel M., Steidl J. (1999): Simulation des Wasserhaushaltes in einem Einzugsgebiet der glazial geprägten nordostdeutschen Moränenlandschaft.- zur Veröffentlichung bei den DGM eingereicht.
- Zhang W., Montgomery D.R. (1994): Digital elevation model grid size, landscape representation and hydrologic simulations.- Water Resour. Res. Vol.30,No.4, S.1019-1028

