

FLÄCHENDETAILLIERTE NIEDERSCHLAG-ABFLUSS MODELLIERUNG

Günter Blöschl und Rodger Grayson

1. Einleitung

Die flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss Modellierung ist in den letzten Jahren für wasserwirtschaftliche Aufgaben eine überaus interessante Methode geworden. Während herkömmliche räumlich nicht aufgelöste Modelle etwa für die Bestimmung von Bemessungsabflüssen sehr gut geeignet sind (siehe z.B. Beven, 2001), sind in den letzten Jahren neue Fragestellungen in den Vordergrund getreten, wie etwa die Auswirkung von Umweltveränderungen (Klima, Landnutzung, etc.) aber auch die Modellierung von Transportvorgängen, d.h. Wasserqualitätsfragen. Die Wasser-Rahmenrichtlinie der EG (Europäische Gemeinschaft, 2000; Vogl, 2001) sieht vor, Bewirtschaftungspläne für Flussgebiete aufzustellen, die – flächendetailliert – Angaben über die möglichen Auswirkungen von Belastungen der Gewässer zu enthalten haben. "Die Mitgliedstaaten können Modellierungstechniken anwenden, um diese Beurteilung zu unterstützen" (Europäische Gemeinschaft, 2000, p. 29). Es ist jetzt häufig nicht mehr ausreichend, die Quantität und Qualität der Abflüsse in Vorflutern zu bestimmen und vorherzusagen, es ist nun auch erforderlich, zu ermitteln woher mögliche Verunreinigungen stammen und wo knappe finanzielle Ressourcen für Bewirtschaftungsmaßnahmen am besten einzusetzen sind.

Die enorme Zunahme der Leistungsfähigkeit von Computern in den letzten Jahren erlaubt den Einsatz komplexer Modelle. Während die flächendetaillierte Simulation der hydrologisch-hydraulischen Dynamik von Gebieten noch vor zwanzig Jahren Hochleistungsrechner erforderte, ist dies heute auf einem Laptop möglich. Solche komplexen Modelle benötigen eine Fülle von Eingangsdaten. Zahlreiche räumliche Daten stehen heute für die Modellierung zur Verfügung, wie etwa von Satellitendaten abgeleitete Landnutzungsdaten und genaue Digitale Geländemodelle. Bereits durch die Analyse von Digitalen Geländemodellen alleine ist es möglich, räumliche Darstellungen zu erzeugen, die intuitiv mit hydrologischen Größen in Zusammenhang zu bringen sind. Ein Beispiel ist die Berechnung von topographischen Bodenfeuchteindices (Wilson and Gallant, 2000; Blöschl und Merz, 2002). Software für die flächendetaillierte Modellierung steht zu verhältnismäßig günstigen Preisen zur Verfügung (siehe Merz und Blöschl, 2002). Alle diese Entwicklungen machen die flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss Modellierung zu einer attraktiven Methode.

Allerdings zeigen konkrete Anwendungen, dass zwar rechnerische Ergebnisse mit verhältnismäßig wenig Aufwand zu erzielen sind, die Genauigkeit dieser Ergebnisse aber mitunter ungenügend ist (siehe Beven, 1989; Grayson and Blöschl, 2000). Dies ist vor allem darauf zurückzuführen, dass die hydrologischen Größen räumlich sehr stark variieren. Punktmessungen der hydraulischen Leitfähigkeit des Boden können beispielsweise innerhalb von 100 m über Zehnerpotenzen variieren, und auch andere Systemkenngrößen besitzen oft einen enormen Schwankungsbereich innerhalb einer

Region oder eines Einzugsgebietes (Western et al., 2002). Die hydrologischen Daten stehen in der Regel nicht auf den gleichen Raum-Zeitskalen zur Verfügung wie sie im Modell benötigt werden. Oft stehen Punktmessungen zur Verfügung, aber flächige Mittelwerte über ein Rechelement werden im Modell benötigt. Auch der räumliche Abstand der hydrologischen Daten ist oft wesentlich größer als die Rasterweite der Modelle. Die naturräumliche Variabilität führt zu einem Skalenproblem, das die zuverlässige Übertragung der Messwerte auf die Modellskala erschwert, ja – je nach Datenlage – mitunter unmöglich macht. Deshalb ist die zutreffende Beschreibung der räumlichen Variabilität der Schlüssel für zuverlässige Modellaussagen. Den methodischen Aspekten bei der Anwendung von flächendetaillierten Niederschlag-Abfluss Modellen kommt somit besonderes Gewicht zu. Ein tiefergehendes Verständnis der Methoden ist die Voraussetzung für gültige Simulationen und Vorhersagen mit solchen Modellen.

Ausgehend von diesen Überlegungen widmet sich der vorliegende Beitrag der Modellbildung und Modellanwendung bei der flächendetaillierten Niederschlag-Abfluss Modellierung unter besonderer Berücksichtigung der räumlichen Variabilität hydrologischer Größen.

2. Räumliche Modellstruktur

Räumliche hydrologische Variabilität kann eine unterschiedliche Ausprägung aufweisen: Zonen innerhalb derer das Merkmal konstant ist mit scharfen Unterschieden zwischen den Zonen (z.B. die geologischen Verhältnisse); zufällige räumliche Variabilität, die eine bestimmte räumliche Korrelation aufweisen kann (z.B. die hydraulische Leitfähigkeit) wobei diese entweder eher glatt variieren kann mit großen Korrelationslängen oder erratisch mit kurzen Korrelationslängen; sowie strukturierte, organisierte räumliche Muster (z.B. Landnutzungsverteilung) (Gutknecht, 1993). Grundsätzlich ist es sinnvoll, die räumliche Modellstruktur entsprechend dem Typus der natürlichen räumlichen Variabilität zu wählen. Wenn beispielsweise die zu erfassenden Variablen räumlich eher glatt variieren (große Korrelationslänge), können größere Rechelemente im Modell angenommen werden als bei erratischer Variabilität. Wenn die Variabilität zonal ist, bietet sich eine Unterteilung des Einzugsgebietes in Teilflächen auf Basis dieser Zonen an.

Flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss Modelle können das Einzugsgebiet nach unterschiedlichen Grundsätzen untergliedern. Jede Untergliederung besitzt gewisse Vor- und Nachteile. Die einfachste Methode sind Quadratraster (z.B. Abbott et al., 1986; Wigmosta et al., 1994), die den Vorteil besitzen, dass Digitale Geländemodelle oft auf Quadratrasterbasis vorliegen, und somit direkt verwendet werden können. Allerdings ist die Bestimmung der Fließrichtungen kompliziert. Eine Alternative ist die Untergliederung des Gebietes auf Basis von Höhenschichtenlinien und Falllinien (z.B. Grayson et al., 1995; Vertessy et al., 2000), die den Vorteil besitzt, dass die Fließrichtungen einfach definiert werden können, doch ist das Erstellen des Elementnetzes (z.B. bei Sattelpunkten des Geländes) ziemlich aufwendig und nicht leicht automatisierbar. Eine dritte Möglichkeit sind dreiecksförmige Elemente

(sogenannte Triangulated Irregular Networks, TINs, Palacios-Vélez et al., 1998), die das Gelände am effizientesten beschreiben in Hinblick auf die erforderliche Datenmenge, jedoch ist auch hier die Bestimmung der Fließrichtungen nicht einfach. Ein häufig verwendeter Ansatz, besonders für kleine Gebiete, ist die Unterteilung des Gebietes in Hangflächen und Gerinneabschnitte (z.B. Smith et al., 1995; Watershed Modeling System, WMS, 2001). Diese Unterteilung entspricht am ehesten der hydrologischen Struktur von Fließvorgängen in einem Einzugsgebiet. Allerdings muss die Unterteilung eines Gebietes in Hänge und Gerinnestrecken meist händisch vorgenommen werden. Ein weiterer Ansatz sind sogenannte Hydrotope oder Hydrological Response Units (HRUs) (Leavesley and Stannard, 1995), bei dem verschiedene Datenlayers (Landnutzung, Bodentyp, Geländeneigung etc.) verschnitten werden, und viele Teilflächen (Hydrotope) definiert werden, von denen jede eine bestimmte Kombination dieser Daten aufweist. Ein Hydrotop kann etwa aus sämtlichen Flächen in einem Einzugsgebiet bestehen, die eine Hangneigung zwischen 5 und 10°, und die Landnutzung Wald besitzen. Hinter dem Hydrotopansatz steht die Annahme, daß bestimmte Datenlayerkombinationen ein bestimmtes, typisches, hydrologisches Verhalten bewirken. Der Vorteil dieses Ansatzes besteht darin, dass die Hydrotope mittels Geographischer Informationssysteme einfach bestimmt werden können. Dem steht der Nachteil gegenüber, dass die üblicherweise zur Verfügung stehenden flächendeckenden Daten nicht sehr aussagekräftig für die tatsächlichen hydrologischen Vorgänge sind (Blöschl et al., 2001).

In diesem Beitrag sollen vier Modelle mit unterschiedlicher Flächengliederung verglichen werden, um die Bedeutung der Untergliederung aufzuzeigen. Die Modelle basieren auf Quadratrastern (DISTFW, Willgoose and Kuczera, 1995); Dreieckselementen (SHIFT, Palacios-Vélez et al., 1998); Hangelementen (KINEROS, Smith et al., 1995) und Höhenschichtenlinien (THALES, Grayson et al., 1995) (Abb. 1). Alle Modelle sind quasi-zweidimensional, d.h. sie zerlegen die komplexe Geländekonfiguration, auf unterschiedliche Art, in eindimensionale Längenschnitte. Im Falle des Quadratrasters erfolgt dies durch die Wasserbewegung von einem Rasterelement in eines der acht benachbarten Rasterelemente, entsprechend dem steilsten Gradienten. Im Falle der Dreieckselemente wird das Element durch ein äquivalentes eindimensionales Element ersetzt und der Durchfluß flächengewichtet den beiden unteren Rändern zugeordnet. Im Falle der Hangelemente folgt das Wasser einer Kaskade von eindimensionalen Hangflächen bzw. Gerinneelementen, die vom Benutzer festzulegen sind. Im Falle der Höhenschichtenlinien werden die Elemente durch den Verschnitt von Höhenschichtenlinien und Stromröhren bestimmt. In diesem Modell erfolgt die Wasserbewegung zum unterliegenden Nachbarn und ist damit am klarsten definiert. Die hydrologisch/hydraulischen Ansätze in den vier Modellen sind ähnlich: Oberflächenfließen und Gerinneabfluss werden durch die Kontinuitätsgleichung (1), die kinematische Näherung für die Impulsgleichung (2) sowie den Reibungsansatz nach Manning-Strickler (3) beschrieben:

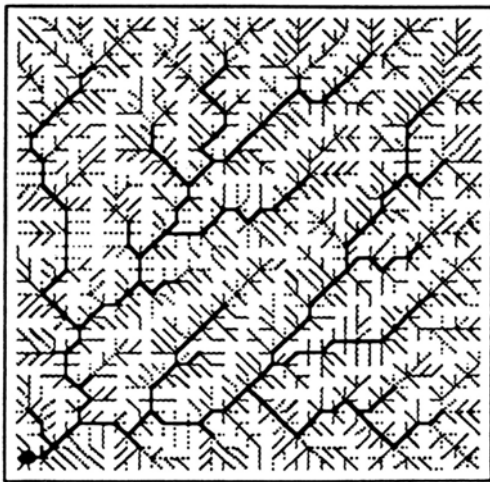
$$\frac{\partial Q(A)}{\partial s} + \frac{\partial A}{\partial t} = q(t) \quad (1)$$

$$S_0 = S_f \quad (2)$$

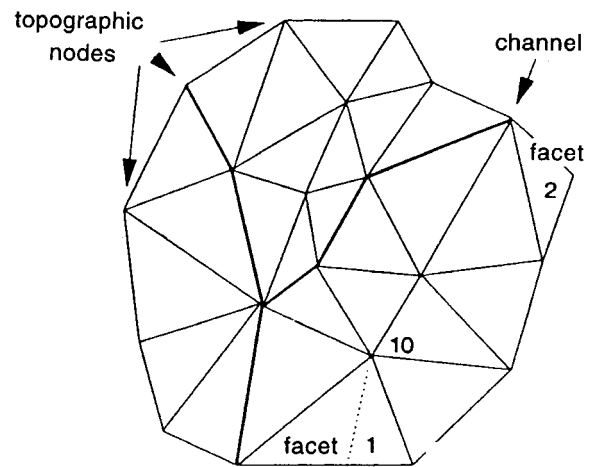
$$Q = S_f^{1/2} k_s R^{2/3} A \quad (3)$$

wobei Q der Durchfluss, A die durchflossene Querschnittsfläche, s die Entfernung in Hangrichtung, t die Zeit, q der seitliche Zufluß, S_0 die Geländeneigung, S_f das Reibungsgefälle, k_s der Rauigkeitsbeiwert nach Strickler und R der hydraulische Radius ist. Für den Modellvergleich wurde das Einzugsgebiet als undurchlässig angesehen (keine Infiltration). Vorerst wurden die vier Modelle auf einen *eindimensionalen* Hangschnitt angewendet. Die Abflussreaktion zufolge eines Regenblocks ist in Abb. 2a dargestellt. Alle vier Modelle geben sehr ähnliche Abflusswellen, die mit der analytischen Lösung gut übereinstimmen. Dies bedeutet, dass die numerische Implementierung der Gleichungen (1-3) (durch Differenzenverfahren) für diese Parameterkombination zufriedenstellend ist. Sodann wurden die Modelle auf ein 9 ha großes Einzugsgebiet in Oklahoma angewendet. Das Gebiet ist in Loague und Gander (1990) beschrieben. Für zwei der Modelle (KINEROS und THALES) ist das Rechnetz in Abb. 1 unten dargestellt. Die Unterschiede zwischen den berechneten Abflusswellen (Abb. 2b) sind in diesem Fall ziemlich groß (bis zu 30% für den Scheiteldurchfluss und bis zu 37% für die Zeit bis zum Scheitel). Die schnellste Reaktion wird mit dem Höhenschichtenlinienmodell berechnet, da der Wassertropfen dem kürzesten Weg hangabwärts (Fallinie) folgt. Die langsamste Reaktion wird durch das Rastermodell berechnet, da der Wassertropfen nicht der Fallinie, sondern einem längeren Weg zu einem der acht Nachbarelemente folgt. Insgesamt zeigt der Modellvergleich in Abb. 2, dass die Struktur der räumlichen Diskretisierung die berechneten Abflüsse stark beeinflusst. Man kann nicht erwarten, dass punktuell gemessene Werte der Rauigkeit in das Modell eingesetzt zu einer korrekten Abflussganglinie führen, da die Ganglinie auch stark von der räumlichen Modellstruktur abhängt. Würde man die Modellparameter (z.B. den Rauigkeitsbeiwert k_s) in den vier Modellen auf Basis beobachteter Abflussganglinien eichen, so ergäben sich für jedes der Modelle unterschiedliche Werte. Das Rastermodell erfordert etwa ein größeres k_s als das Höhenschichtenlinienmodell um eine ähnliche Welle zu erzeugen. Es wird also deutlich, dass geeichte Modellparameter auch in prozessnahen flächendetaillierten Modellen stark von der Modellstruktur abhängen und sozusagen die Modellstruktur implizit enthalten.

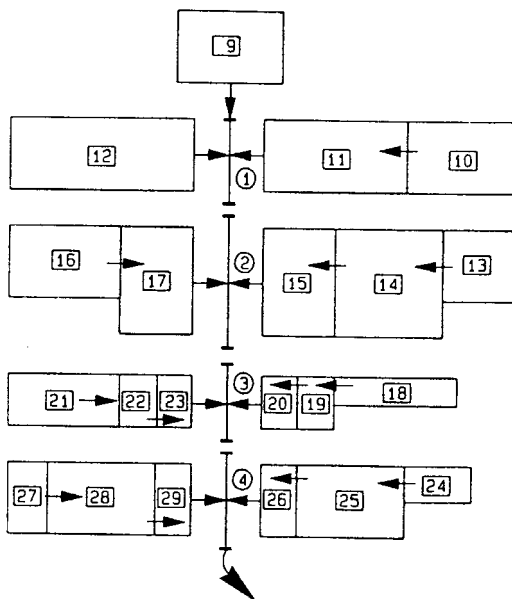
Quadratraster



Dreiecksförmige Elemente



Hangflächen und Gerinneabschnitte



Höhenschichtenlinien und Falllinien

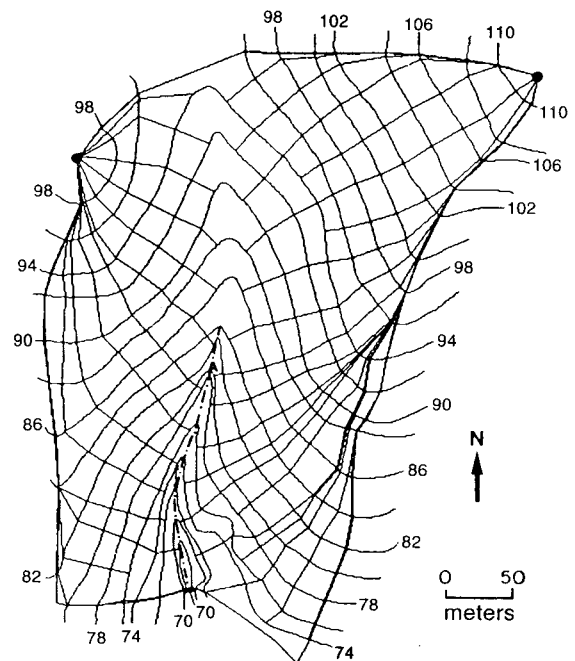


Abb. 1: Räumliche Struktur von flächendetaillierten Niederschlag-Abfluss Modellen. Aus Grayson and Blöschl (2000).

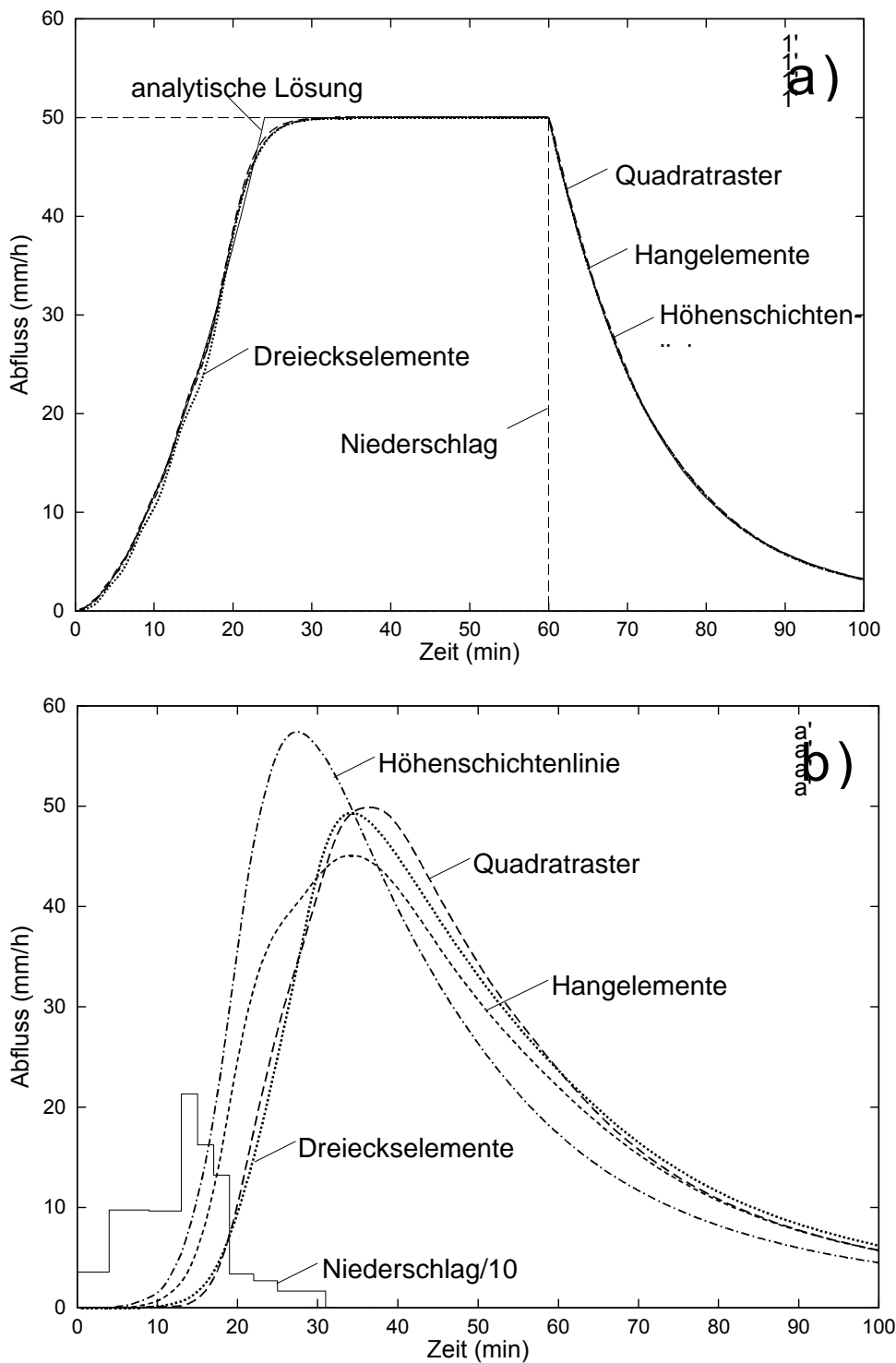


Abb. 2: Abflussreaktion berechnet mit vier unterschiedlichen Modellen. a) Eindimensionaler Hangschnitt (106m Länge; 10% Neigung; Rauigkeit $k_s=3,16 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$; Niederschlag 50 mm über 1 Stunde). b) R-5 Gebiet in Oklahoma, USA. (9 ha Fläche; Rauigkeit $k_s=4 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$ für Hänge und Gerinne; beobachteter Niederschlag). Aus Blöschl (1996).

3. Räumliche Variabilität und Effektive Modellparameter

Die Untergliederung des Einzugsgebietes in Teilflächen kann unter dem Gesichtspunkt betrachtet werden, dass die gesamte räumliche hydrologische Variabilität aus zwei Komponenten besteht, einer großräumigen und einer kleinräumigen Komponente (Blöschl and Sivapalan, 1995). Die großräumige Variabilität wird im Modell explizit erfasst durch unterschiedliche Werte (z.B. der hydraulischen Durchlässigkeit) in unterschiedlichen Elementen. Die kleinräumige Variabilität (innerhalb eines Elementes) ist jedoch nicht im Detail bekannt, und wird deshalb durch einen summarischen Parameter (z.B. den Mittelwert) beschrieben. Das Aufspalten der gesamten Varianz σ_{ges}^2 in (großräumige) Variabilität zwischen den Elementen σ_{zw}^2 und (kleinräumige) Subgrid-Variabilität σ_{in}^2 kann durch die folgende Beziehung beschrieben werden (Isaaks and Srivastava, 1989):

$$\sigma_{ges}^2 = \sigma_{in}^2 + \sigma_{zw}^2 \quad (4)$$

Wenn die Elementgröße sehr klein gewählt wird, ist σ_{zw}^2 groß und σ_{in}^2 ist klein. In diesem Fall ist es schwierig, die Werte der Modellparameter (und Eingangsgrößen) in jedem der vielen Rechenelemente zu ermitteln. Wenn umgekehrt die Elementgröße groß gewählt wird, ist zwar σ_{zw}^2 klein und die Bestimmung der Parameter für jedes Element weniger schwierig, dafür ist aber die Variabilität innerhalb eines Elementes σ_{in}^2 groß und muss in geeigneter Weise berücksichtigt werden.

Bei der Bestimmung von Eingangsgrößen (z.B. Niederschlag) und Modellparametern (z.B. hydraulische Leitfähigkeit, Rauigkeit, ...) für jedes der Modellelemente müssen Daten meist interpoliert oder regionalisiert werden. Dafür stehen unterschiedliche Methoden zur Verfügung: einfache Geostatistische Ansätze; Methoden, die Zusatzinformation verwenden; sowie verschiedene Formen von Ähnlichkeitsschlüssen (z.B. Pedotransferfunktionen, ÖBG, 2001). Einen Überblick über die verschiedenen Verfahren der hydrologischen Regionalisierung im Zusammenhang mit der Niederschlag-Abfluss Modellierung gibt Blöschl und Merz (2002). Die Bedeutung des Bodens bei der Regionalisierung wird in Löhmannsröben (2002) diskutiert.

Die kleinräumige Variabilität (innerhalb eines Flächenelementes) darf nicht vernachlässigt werden und muss ebenfalls bei der Modellierung bzw. Modellanwendung berücksichtigt werden, denn sie besitzt in der Regel einen wesentlichen Einfluss auf das Gesamtergebnis (Blöschl, 1996). In den meisten wasserwirtschaftlichen Anwendungen wird der sogenannte Ansatz der Effektiven Parameter verwendet. Dabei wird das Element als homogene Einheit angesehen und die tatsächliche Variabilität durch mittlere, effektive Parameter ersetzt, die den Effekt der kleinräumigen Variabilität summarisch wiedergeben sollen. Wenn beispielsweise hangparalleler unterirdischer Abfluss sowohl durch die Bodenmatrix als auch durch Makroporen erfolgt, so kann als effektive hydraulische Durchlässigkeit ein Wert angenommen werden, der zwischen der geringen Durchlässigkeit der Bodenmatrix und der hohen Durchlässigkeit der Makroporen liegt. Abb. 3 zeigt ein Schema dieses Konzeptes. Ein Effektiver Parameter K_{eff} ist derart definiert, dass er für ein homogenes Ersatzmedium den

gleichen Output liefert wie ein heterogenes Medium. Während es möglich ist, für bestimmte Typen der kleinräumigen Variabilität analytische Beziehung für den Wert des effektiven Parameters abzuleiten (siehe z.B. Blöschl, 1996), werden in der Praxis effektive Parameter meist durch Eichung bestimmt, da die kleinräumige Variabilität selten bekannt ist. Dabei wird der Parameter so lange variiert, bis das Modell den gleichen Output wie die Beobachtung liefert. Wichtig ist, dass derart gewonnene Modellparameter keine Punktwerte darstellen, sondern effektive Werte über ein Modellelement. Deshalb sind sie auch nicht direkt vergleichbar mit Punktmessungen des jeweiligen Parameters innerhalb des Gebietes.

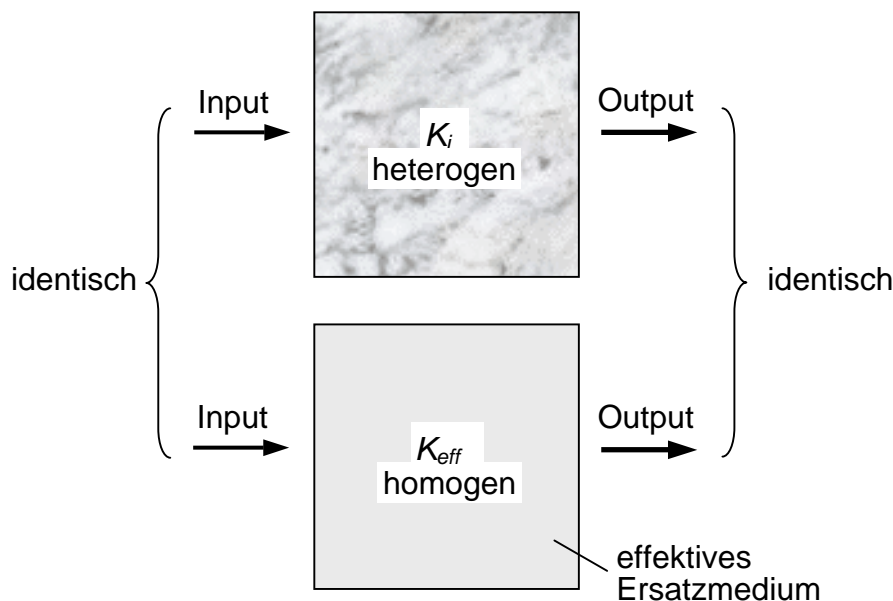


Abb. 3: Abflussreaktion berechnet mit vier unterschiedlichen Modellen. a) Eindimensionaler Hangschnitt (106m Länge; 10% Neigung; Rauigkeit $k_s=3,16 \text{ m}^{1/3}\text{s}^{-1}$; Niederschlag 50 mm über 1 Stunde). b) R-5 Gebiet in Oklahoma, USA. (9 ha Fläche; Rauigkeit $k_s=4 \text{ m}^{1/3}\text{s}^{-1}$ für Hänge und Gerinne; beobachteter Niederschlag). Aus Blöschl (1996).

In der Literatur gibt es zwei alternative Ansätze zur Erfassung der kleinräumigen Variabilität innerhalb eines Elementes. Der erste Ansatz wird als Parameterisierung bezeichnet, bei dem die Variabilität durch eine eigene Beziehung beschrieben (d.h. parameterisiert) wird. Ein Beispiel für eine derartige Parameterisierung ist der Ansatz für Oberflächenfließen nach Moore und Burch (1986), bei dem der wirksame hydraulische Radius als Funktion der durchflossenen Querschnittsfläche und weiterer das Mikorelief der Geländeoberfläche beschreibenden Parameter angesetzt wird (Willgoose and Kuczera, 1995). Ein anderes Beispiel ist die Beschreibung des Stofftransportes im Grundwasser. Der Einfluss der kleinräumigen Heterogenitäten innerhalb eines Rechenelementes auf den Stofftransport wird meist durch eine Makrodispersion beschrieben. Der die Makrodispersion kennzeichnende Parameter, die Makrodispersivität, kann zwar in Beziehung gesetzt werden zur kleinräumigen Variabilität der hydraulischen Leitfähigkeit des Untergrundes (z.B. Jussel, 1992) wird

aber in der Regel durch Eichung bestimmt. Im Gegensatz zum Ansatz der effektiven Parameter wird bei der Parameterisierung eine zusätzliche Modellgleichung eingeführt, die den Effekt der Subgridvariabilität erfaßt. Der zweite Ansatz ist der Perturbationsansatz, bei dem die Variablen und Parameter als Zufallsgrößen angesehen und in Mittelwert und Fluktuation (kleinräumige Schwankung) getrennt werden (Gelhar, 1993). Allerdings setzt diese Methode voraus, daß eine geschlossene Gleichung zur Beschreibung der Abflußmechanismen vorliegt und sich die entsprechenden Kreuzkorrelationsterme formulieren lassen. Da dies in der Einzugsgebietshydrologie noch nicht gelungen ist, hat sich dieser Ansatz bei praktischen Anwendungen der flächendetaillierten Niederschlag-Abfluß Modellierung noch nicht durchgesetzt.

4. Wahl der Elementgröße und Modellkomplexität

Die heute vielfach zur Verfügung stehenden Computerressourcen erlauben es, hochkomplexe Modelle für wasserwirtschaftliche Fragestellungen anzuwenden. Flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss Modelle besitzen eine wesentlich höhere Modellkomplexität als herkömmliche, räumlich nicht aufgelöste Modelle, einerseits wegen der großen Anzahl von Rechenelementen, und andererseits wegen der komplexeren Struktur der Modellgleichungen mit einer größeren Anzahl von Variablen und Parametern für jedes Element (Anderson and Bates, 2001). Man müsste annehmen, dass eine Erhöhung der Anzahl der Modellelemente und der Komplexität der Gleichungen auch eine genauere Beschreibung der hydrologischen Prozesse bewirkt. Dies ist allerdings in der Regel nicht der Fall. Bereits Stephenson and Freeze (1974) zeigten, dass für konkrete Anwendungen eine große Modellkomplexität zu Schwierigkeiten bei der Eichung (d.h. Bestimmung der zutreffenden Modellparameter) und "Modellidentifikation" (d.h. Bestimmung der zutreffenden Modellstruktur) führt. Zahlreiche spätere Studien belegten dieses Ergebnis (Naef, 1981; Loague and Freeze, 1985; Beven, 1989). Diese scheinbar mit anderen Disziplinen (wie z.B. der Fluidodynamik) in Widerspruch stehende Erfahrung dürfte auf drei wesentliche Unterschiede zurückzuführen sein. Im Gegensatz zu anderen Disziplinen ist in der Einzugsgebietshydrologie keine Grundgleichung bekannt, und die meisten Modelle basieren auf einer Reihe von empirischen Annahmen (Beven, 1989). Zum zweiten dürften die flächendetaillierten Niederschlag-Abfluss Modelle stärker von den Randbedingungen (z.B. Niederschlag) abhängen, als andere detaillierte Modelle in den Geowissenschaften. Es ist beispielsweise nicht möglich, die Modelldynamik zu untersuchen, indem man das Modell eine Zeitperiode "laufen lässt", ohne zu jedem Zeitpunkt Randbedingungen vorzugeben. Der dritte, und vermutlich wichtigste, Unterschied ist, dass die Eigenschaften des Mediums (d.h. vor allem der Untergrund) höchst heterogen und weitgehend unbekannt sind.

Diese drei Aspekte haben wichtige Implikationen für die flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss Modellierung. Einerseits führen sie dazu, dass für konkrete wasserwirtschaftliche Anwendungen immer ein gewisses Maß an Eichung notwendig ist. Andererseits bewirken sie, dass die geeignete Wahl der Modellkomplexität (ein-

schließlich der Wahl der Anzahl der Elemente) weitgehend davon abhängt, wie detailliert die zur Verfügung stehende hydrologische Information im betrachteten Gebiet ist. Wenn räumlich sehr detaillierte hydrologische Daten vorliegen, können kleinere Elemente gewählt werden (d.h. eine feinere räumliche Unterteilung) als dies sinnvoll ist, wenn nur wenige räumliche Daten vorhanden sind. Als "hydrologische Daten" sind dabei Messwerte der hydrologischen Dynamik zu verstehen, wie etwa Abfluss und Grundwasserstände. Es existiert also eine optimale Modellkomplexität. Wenn das Modell (im Vergleich zur Datenlage) zu komplex ist, führen Identifizierbarkeitsprobleme und Mehrdeutigkeiten bei der Eichung dazu, dass die Vorhersagegüte absinkt, da nicht genügend Daten vorhanden sind, die zutreffende Modellstruktur und die Parameter zu bestimmen. Wenn umgekehrt das Modell (im Vergleich zur Datenlage) zu einfach ist, können die vorhandenen Daten nicht vollständig verwertet werden. Diese Überlegungen sind in Abb. 4 als Prinzipdarstellung skizziert. Für eine bestimmte Modellkomplexität führt eine Verbesserung der hydrologischen Datengrundlage zu besseren Vorhersagen bis zu einem Punkt, bei dem die Daten keine zusätzlich verwertbare Information enthalten (strichlierte Linie in Abb. 4). In diesem Fall müsste ein komplexeres Modell verwendet werden, um die Vorhersagegüte zu verbessern (punktierte Linie in Abb. 4). Die übliche Situation bei praktischen Anwendungen von flächendetaillierten Niederschlag-Abfluss Modellen ist jedoch die, dass ein Modell verwendet wird, das zu komplex ist für die vorhandenen Daten (Schnittpunkt der punktierten und durchgezogenen Linie). In diesem Fall können entweder eine Vereinfachung der Modellstruktur oder zusätzliche Daten die Simulationsgüte verbessern. Zusätzliche Daten sind besonders dann wertvoll, wenn sie Zustandsgrößen beschreiben, die bereits im Modell enthalten sind, während die Verwendung anderer Variablen (z.B. geochemischer Variablen im Gewässer) auch die Modellkomplexität erhöht und damit den Vorteil zusätzlicher Information vermindert (Anderton et al., 2002; Bergström et al., 2002). Es hat sich gezeigt, dass räumliche Muster von Zustandsgrößen (z.B. der Bodenfeuchte) für die flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss Modellierung besonders aussagekräftig sind (Peschke et al., 1999; Grayson and Blöschl 2000). Im folgenden soll an Hand zweier Fallstudien gezeigt werden, wie flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss Modelle mittels räumlicher Beobachtungen geeicht und verifiziert werden können.

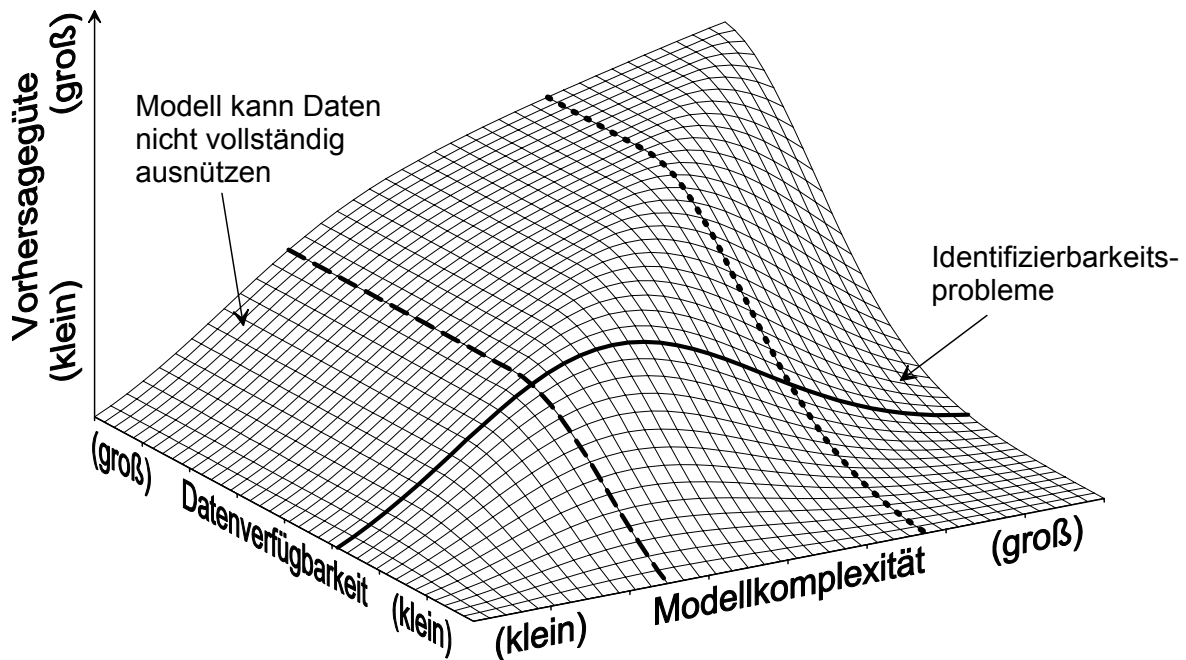


Abb. 4: Schematische Darstellung der Beziehung zwischen Modellkomplexität, Datenverfügbarkeit und Modellgüte. Aus Grayson and Blöschl (2000).

5. Fallbeispiel Bodenfeuchte im Tarrawarra Gebiet

Im ersten Fallbeispiel werden gemessene räumliche Muster der Bodenfeuchte zur Eichung und Verifikation eines flächendetaillierten Niederschlag-Abfluss Modells verwendet (Blöschl and Western, 1997; Western and Grayson, 2000). Die Untersuchungen wurden im Tarrawarra Gebiet in der Nähe von Melbourne durchgeführt. Das Gebiet besitzt eine Fläche von 10.5 ha und weist ein humides Klima mit feuchten Wintern und verhältnismäßig trockenen Sommern auf. Der mittlere Jahresniederschlag beträgt 1000 mm. Das Einzugsgebiet ist flach hügelig mit maximalen Hangneigungen von 14%. Die Vegetation besteht einheitlich aus Gras und das Gebiet wird als Weide verwendet. Das Gebiet ist mit zahlreichen hydrologischen Messgeräten ausgestattet (Western and Grayson, 2000). Die Messung der Bodenfeuchte erfolgte durch eine große Anzahl von Punktmessungen. Time Domain Reflectometry (TDR) Sensoren wurden dabei auf ein geländegängiges Kleinfahrzeug montiert. Messung und Meßwerterfassung erfolgten vollautomatisch durch hydraulische Rammen bzw. Computer. Die Vorteile des TDR Systems sind vor allem kurze Messzeit, Eindringtiefe bis etwa 60 cm (wenn gerammt), und gute Genauigkeit selbst bei heterogenem Untergrund. Die TDR Messwerte wurden durch unabhängige gravimetrische Messungen verifiziert. Für den Messfehler ergab sich ein verhältnismäßig kleiner Wert von nur etwa $3 (\%V/V)^2$. Abb. 5 zeigt das Geländefahrzeug bei den Messungen im Tarrawarra Gebiet. Mit Hilfe des Positionierungssystems des Fahrzeugs (30cm Genauigkeit) war es möglich, die Bodenfeuchte auf einem regelmäßigen Rechteckraster zu messen. Unter anderem wurden an zwölf Messterminen im Raster 10 x 20 m jeweils ungefähr 500 Einzelmessungen durchgeführt. Einige der gemessenen räumlichen Muster sind in Abb. 6 links dargestellt.



Abb. 5: Geländefahrzeug bei den Messungen im Tarrawarra Gebiet. Links sieht man die beiden



Abb. 7: Messvorrichtung zur Bestimmung des Auftretens von Oberflächenfließen. Aus Vertessy et

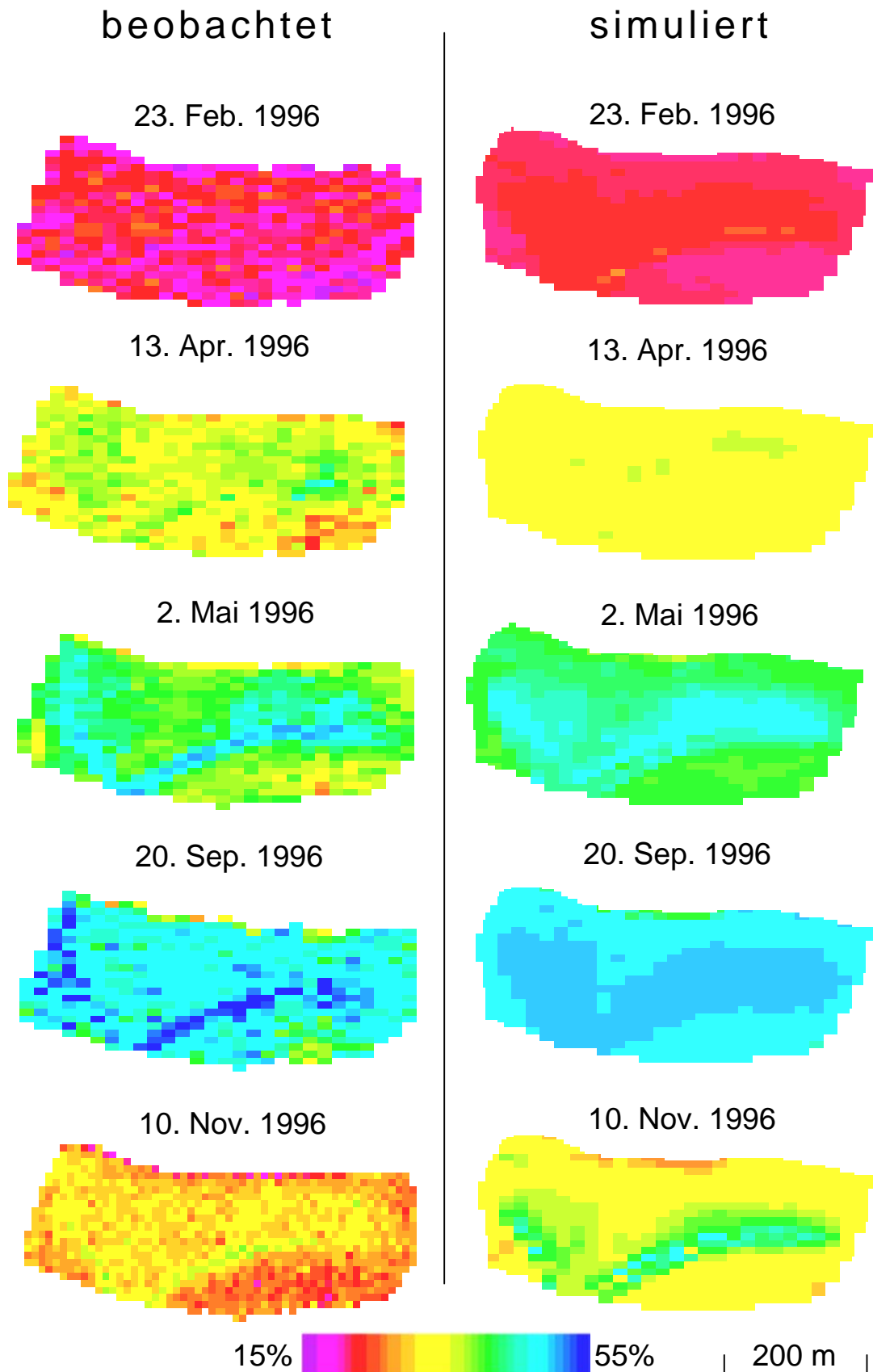


Abb. 6: Simulierte (rechts) und beobachtete (links) räumliche Muster der Bodenfeuchte im Tarrawarra Gebiet, Australien. Aus Western et al. (2002).

Jedes Rechteck entspricht einer Einzelmessung der mittleren Bodenfeuchte über die obersten 30 cm des Bodenprofils. Keiner der dargestellten Werte wurde interpoliert. Aus Abb. 6 ist ersichtlich, dass zu den verschiedenen Jahreszeiten eine unterschiedliche räumliche Struktur der Bodenfeuchte vorliegt. Zu den Winterterminen (13. April, 2. Mai, 20. September, 10. November, 1996) zeigt sich eine ausgeprägte Struktur mit höherer Bodenfeuchte im Bereich der topographischen Konvergenzzonen. Zu den Sommerterminen (in Abb. 6 dargestellt: 23. Feb. 1996) zeigt sich keine ausgeprägte räumliche Struktur. Bei diesen Terminen ist die Bodenfeuchte "zufällig" räumlich verteilt.

Für die hydrologische Modellierung verwendeten Western and Grayson (2000) das Thales Modell (Grayson et al., 1995). Thales ist ein flächendetailliertes Niederschlag-Abfluss Modell basierend auf Höhenschichtenlinien und Falllinien (Abb. 1 rechts unten). Es verwendet Niederschlag und potentielle Verdunstung als Eingangsgrößen und beschreibt den Boden durch zwei Schichten. Simuliert werden die unterirdische seitliche Wasserbewegung (kinematische Welle), Exfiltration von Bodenwasser, Sättigungsflächenabfluss, Oberflächenfließen (einschließlich Infiltration), Tiefensickerung und Verdunstung. Die Simulationen wurden kontinuierlich für einen Zeitraum von etwa eineinhalb Jahren durchgeführt, wobei verschiedene alternative Modellkonzeptionen bzw. Parameterkombinationen zur Anwendung kamen. Bandbreiten für jeden der Modellparameter (z.B. hydraulische Leitfähigkeit, Bodentiefe) wurden vorerst aus den Feldmessungen abgeleitet. Es zeigte sich, daß der Gerinneabfluss aus dem Gebiet mit unterschiedlichen Parameterkombinationen gleich gut simuliert werden kann. Nun wurden die simulierten Bodenfeuchtemuster mit den beobachteten Bodenfeuchtemustern für die verschiedenen Termine verglichen. Die unterschiedlichen Parameterkombinationen ergaben stark unterschiedliche simulierte Bodenfeuchtemuster. Auf Basis des Vergleiches Beobachtung – Simulation an einigen Terminen war es nun möglich, eine zutreffende Parameterkombination zu bestimmen, d.h. eine Eichung durchzuführen. Diejenige Parameterkombination, die die den Messungen am ähnlichsten Muster ergab, wurde als zutreffend angesehen. Bei dieser Kombination waren die Parameterwerte: gesättigte hydraulische Leitfähigkeit $k_{\text{sat}} = 40 \text{ mm/h}$; hydraulische Leitfähigkeit für die Tiefensickerung $k_{\text{deep}} = 0$; Bodenmächtigkeit $d_{\text{soil}} = 600 \text{ mm}$; Mächtigkeit der oberen Bodenschichte $d_{\text{upper}} = 400 \text{ mm}$; ein Parameter, der die räumliche Variabilität der Verdunstung beschreibt, ergab sich zu $\gamma = 0$, d.h. starker Einfluss des Geländes auf die Verdunstung. Die mit diesen Parametern simulierten Bodenfeuchtemuster konnten nun für andere Termine (die nicht bei der Eichung verwendet wurden) mit den entsprechenden beobachteten Mustern verglichen werden. Den Vergleich zeigt Abb. 6. Obwohl noch gewisse Unterschiede zwischen Beobachtung und Simulation festzustellen sind, stimmen insgesamt sowohl die mittleren Feuchtwerte als auch die räumliche Struktur recht gut überein. Es war durch diesen Vergleich also möglich, die Parameter des flächendetaillierten Niederschlag-Abfluss Modells sowohl zu eichen, als auch zu verifizieren. Alleine mit Abflussdaten am Gebietsauslass wäre dies nicht im gleichen Maße möglich gewesen. Der Stellenwert der Bodenfeuchtedaten kann auch an Hand von Abb. 4 aufgezeigt werden. In Abb. 4 schieben sich die Modellierungscharak-

teristika durch die zusätzlichen Bodenfeuchtedaten vom Schnittpunkt der gepunkteten und der durchgezogenen Linie hinauf entlang der gepunkteten Linie. Dementsprechend ist zu erwarten, dass das Modell für neue Situationen, wie etwa geänderte Landnutzungsbedingungen und Transportfragen, zutreffendere Aussagen liefert, als ein Modell, das nur mit Abflussdaten geeicht wurde.

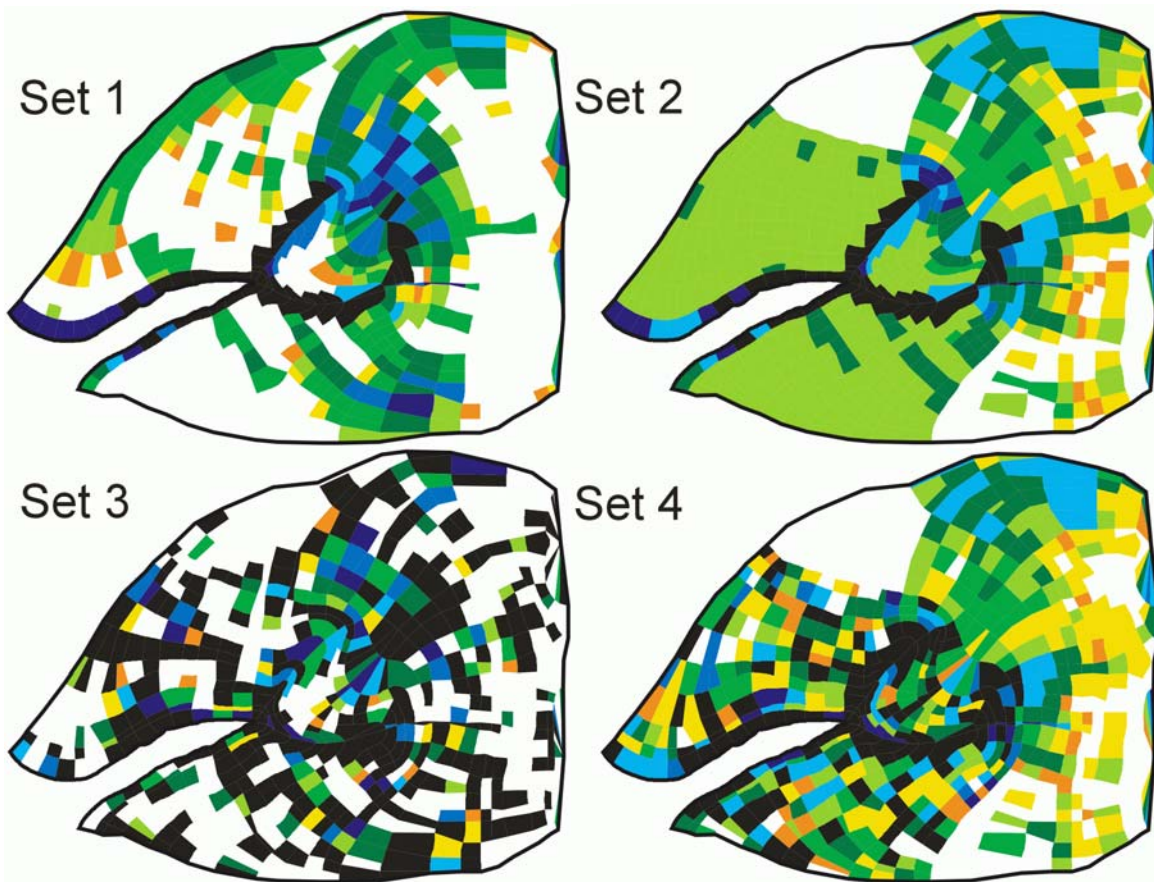
Der Vergleich der Simulationsergebnisse mit den hydrologischen Daten (Abfluss, Bodenfeuchte, ...) für die verschiedenen Parameterkombinationen führte nicht nur zur Erstellung eines geeichten Modells, sondern erlaubte auch Aussagen über die hydrologischen Mechanismen in diesem Gebiet (Western and Grayson, 2000). Es zeigte sich u. a., dass eine Wahl räumlich unterschiedlicher hydraulischer Bodeneigenschaften auf Basis des Bodentyps die Ergebnisse nicht verbessert. Das bedeutet, dass in diesem Fall der Bodentyp keine besonders gute Prediktorvariable für die flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss Modellierung ist. Außerdem zeigten die Simulationen, dass im Modell die bevorzugten Wasserwegigkeiten des Bodens berücksichtigt werden müssen, und diese eine saisonale Schwankung aufweisen dürften. Dieser Effekt lässt sich durch das Öffnen und Schließen von Rissen im Boden bei Veränderung des Feuchtezustandes erklären. Schließlich zeigte sich, dass eine zweite Bodenschicht im Modell eine deutlich bessere Wasserbilanzmodellierung erlaubte, als die Verwendung einer einzigen Bodenschicht. Die Wasserbewegung im Untergrund dürfte demnach in der oberflächennahen Schichte und in der tieferen Schichte mit deutlich unterschiedlichen Geschwindigkeiten ablaufen.

6. Fallbeispiel Oberflächenfließen im La Cuenca Gebiet

Das zweite Fallbeispiel ist Vertessy et al. (2000) entnommen. Es handelt sich dabei um Messungen und Simulationen im La Cuenca Gebiet in Zentralperu. Das Gebiet besitzt eine Größe von 0.75 ha und die Vegetation besteht aus tropischem Regenwald. Das Gebiet wurde als Versuchseinzugsgebiet zum Studium der räumlichen Variabilität der Bodeneigenschaften und der Abflussprozesse eingerichtet. Über 700 ungestörte Bodenproben zur Bestimmung der hydraulischen Eigenschaften wurden entnommen. Zusätzlich wurde an 72 Stellen im Gebiet der Oberflächenabfluss gemessen. Dafür wurden PVC Rohre von 25 cm Länge und 5 cm Durchmesser, am Boden aufgelegt (Abb. 7). Die eine Seite war verschlossen und in der Mitte war ein T-Stück angebracht. Die andere Seite des Rohrs war perforiert, um das Eindringen des Wassers zu erleichtern. Diese Messmethode wurde verwendet, um den Abfluss während 180 Niederschlagsereignissen zu messen. Dabei wurde nach jedem Ereignis durch einen Beobachter überprüft, ob sich Wasser in dem Rohr befand. War der Boden des Rohres im T-Stück mit Wasser bedeckt, so wurde angenommen, daß an dieser Stelle Oberflächenabfluss stattgefunden hat.

Vertessy et al. (2000) wandten nun das Topog_SBM Modell auf dieses Gebiet an. Es ist ebenso wie das Thales Modell ein flächendetailliertes Niederschlag-Abfluss Modell basierend auf Höhenschichtenlinien und Falllinien (Abb. 1 rechts unten). Im Gegensatz zu Thales simuliert es einzelne Ereignisse, wobei jeweils Anfangsbedingungen

simuliert



beobachtet

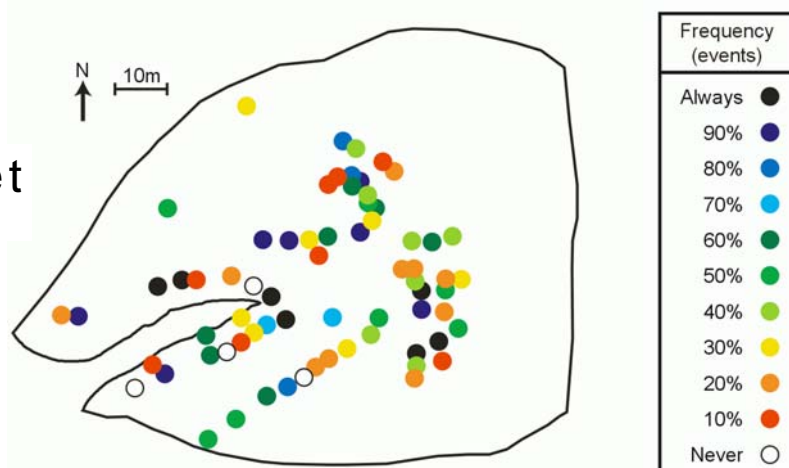


Abb. 8: Simulierte (oben) und beobachtete (unten) räumliche Muster der Häufigkeit des Auftretens von Oberflächenabfluss für 10 Ereignisse im La Cuenca Gebiet in Peru. Aus Vertessy et al. (2000).

vorzugeben sind. Der Boden wird im Modell als eine Schicht oberhalb einer undurchlässigen Grenzfläche dargestellt. Die unterirdische seitliche Wasserbewegung wird durch einen einfachen Speicheransatz und Oberflächenfließen durch die kinematische Welle beschrieben. Infiltration, Exfiltration von Bodenwasser und Sättigungsflächenabfluss werden vom Modell ebenfalls wiedergegeben. Das Modell wurde dafür verwendet, Oberflächenabfluss zu simulieren. Dabei wurden vier alternative Annahmen über die räumliche Verteilung der effektiven hydraulischen Leitfähigkeit getroffen. Die erste Annahme (set 1) bestand aus räumlich konstanter Leitfähigkeit, wobei alle Elementwerte gleich dem Median der Messwerte gesetzt wurden. Die zweite Annahme (set 2) bestand aus drei unterschiedlichen Werten für jede der drei Bodentypen im Gebiet. Für jede der Bodentypen wurde der Median der Messwerte angesetzt. Die dritte Annahme (set 3) war eine zufällige Verteilung der Leitfähigkeit. Die Verteilungsfunktion wurde entsprechend der Verteilungsfunktion der Messwerte gewählt. Die vierte Annahme (set 4) bestand schließlich aus einer zufälligen Verteilung für jede der drei Bodentypen, entsprechend den Verteilungsfunktionen der jeweiligen Messungen. Jede dieser Annahmen entspricht einer unterschiedlichen Hypothese über die wirksamen hydrologischen Mechanismen in diesem Gebiet.

Die simulierten Muster der Häufigkeit des Oberflächenabflusses wurden sodann mit den Mustern verglichen, die aus den Beobachtungen mittels der PVC Rohre abgeleitet wurden (Abb. 8). Set 1 und set 2 sind zu gleichförmig und weisen zu wenig räumliche Variabilität der Häufigkeit des Oberflächenabflusses auf. Set 3 zeigt in den oberen Gebietsteilen zu häufigen Oberflächenabfluss. Die Muster mit der vierten Annahme (set 4) sind den Messungen am ähnlichsten, da sowohl das Ausmaß der Variabilität als auch die größere Neigung zu Oberflächenabfluss in der Nähe des Gebietsauslasses mit den Beobachtungen übereinstimmen. Dieses Muster (set 4) kombiniert eine deterministische räumliche Variabilität (die drei Bodentypen) mit zufälliger Variabilität. Es ist also anzunehmen, dass das detaillierte Muster der wahren (und nicht im Detail messbaren) hydraulischen Leitfähigkeit in diesem Gebiet aus einer deterministischen und einer zufälligen Komponente besteht. In dem Gebiet wurden während der Beobachtungen auch Abflüsse kontinuierlich gemessen. Die Abflussdaten erwiesen sich zur Ergänzung der beobachteten Muster als sehr aussagekräftig (Vertessy et al., 2000).

Obwohl die beobachteten Muster von sehr unterschiedlicher Art als die Muster in der Studie von Western and Grayson (2000) waren, war das grundsätzliche Ergebnis ähnlich. Bei beiden Arbeiten zeigte sich der enorme Wert flächendetaillierter hydrologischer Beobachtungen für die flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss Modellierung. Auch in diesem Fall bestand das Ergebnis nicht nur aus einem geeichten Modell, sondern auch aus Aussagen über die hydrologischen Mechanismen in diesem Gebiet. Räumlich unterschiedliche hydraulische Bodeneigenschaften entsprechend der Bodentypen erklären die räumliche Verteilung des Oberflächenfließens nicht vollständig. Kleinmaßstäbliche bevorzugte Wasserwegigkeiten besitzen einen wesentlichen Einfluss auf die größermaßstäblichen Abflussvorgänge.

7. Schlussfolgerungen und Ausblick

Flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss Modelle sind heute eine attraktive Methode für viele wasserwirtschaftliche Fragestellungen. Wegen der großen räumlichen Variabilität der natürlichen Vorgänge hat aber die Parameterwahl und die Wahl der Modellstruktur mit viel Sorgfalt zu erfolgen. Insbesondere können Punktmessungen (z.B. der hydraulischen Leitfähigkeit) nicht direkt in das Modell übernommen werden. Auch besteht ein gewisses Wechselspiel zwischen Modellstruktur und den optimalen Parametern, wie hier am Beispiel des Oberflächenabflusses gezeigt wurde. Aus beiden Gründen ist ein gewisses Maß der Eichung der Modellparameter immer erforderlich. Am günstigsten erweisen sich beobachtete räumliche Muster hydrologischer Größen. Mit der räumlichen Auflösung, in der solche Muster vorliegen, lassen sich die Modelle eichen und verifizieren. Komplexere Modelle, oder Modelle mit einer größeren Anzahl von Elementen, sind nicht notwendigerweise genauer als einfachere Modelle. Es existiert eine optimale Modellkomplexität, die nicht nur von der Fragestellung sondern vor allem von den verfügbaren Daten abhängt. Für die flächendetaillierte Modellierung bedeutet dies, dass i.a. keine wesentlich feinere räumliche Auflösung notwendig ist, als hydrologische Daten (z.B. Abfluss) vorliegen.

Dieser Beitrag zeigte Beispiele der flächendetaillierten Niederschlag-Abfluss Modellierung in kleinen Einzugsgebieten, in denen eine Fülle von hydrologischen Daten vorhanden waren, womit sich die methodischen Aspekte der Modellierung gut zeigen ließen. Für wasserwirtschaftliche Fragestellungen sind vor allem größere Gebiete von Interesse, in denen meist nur Daten des Standardmessnetzes vorliegen. Für diesen Fall gelten die gleichen methodischen Aussagen bezüglich räumlicher Modellstruktur, Effektiver Modellparameter, Modellkomplexität und –identifizierbarkeit. Während heute die Computerressourcen vorhanden sind, komplexe flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss Modelle auch auf große Gebiete anzuwenden (Sivapalan und Blöschl, 1995; Senarath, et al., 2000; Bormann, 2001), bedingen die in diesem Beitrag diskutierten methodischen Aspekte, dass die Modelleichung und Verifizierung – besonders auf großen Skalen essentiell ist (Grayson et al., 1993). Bei größeren Gebieten liegen meist Abflussdaten von Teileinzugsgebieten vor, die für die Modelleichung und Verifikation wertvoll sind. Diese räumlichen Muster der Abflussdaten können für den Einzelfall durch Simultanmessungen des Abflusses verfeinert werden. Zusätzlich ist es sinnvoll, auch beobachtete qualitative Kenngrößen des hydrologischen Verhaltens zu verwenden. Ein ausgezeichnetes Beispiel für ein kleines Gebiet sind die Abflussteststreifen von Srinivasan et al. (2002). Aber auch in größeren Regionen ist es möglich, Daten in einer Weise auszuwerten, die klare Aussagen über die Abflussdynamik erlaubt. Ein Beispiel sind die von Merz et al. (1999) vorgeschlagenen Saisonalitätsmuster, die es ermöglichen, aus dem Auftrittszeitpunkt von Starkniederschlägen und Hochwässern auf die maßgebenden Prozesse rückzuschließen. Ein weitere Prozessindikator ist etwa die Dauer von hochwasserauslösenden Niederschlagsereignissen. Merz and Blöschl (2001) wiesen darauf hin, dass eine Kombination mehrerer Prozessindikatoren für die Erfassung der Abflussdynamik auf regionaler Ebene besonders aussagekräftig ist. Auch manche Satellitendaten sind

sinnvoll für die Modelleichung und Verifikation einsetzbar, wie etwa räumliche Muster von Überschwemmungsflächen (Grayson et al., 2002). Da die Vergleiche von beobachteten und simulierten Mustern für die flächendetaillierte Niederschlag-Abfluss Modellierung so zentral sind, werden von Grayson et al. (2002) zusätzlich zu den visuellen Vergleichen auch quantitative Mustervergleiche vorgeschlagen. Diese Methoden ergeben Maßzahlen, die auch für die automatische Eichung flächendetaillierter Niederschlag-Abfluss Modelle verwendet werden können.

8. Danksagung

Wir danken dem Jubiläumsfonds der Oesterreichischen Nationalbank Projekt Nr. 5309 für finanzielle Unterstützung der Arbeiten im Tarrawarra Gebiet. Weiters danken wir für finanzielle Unterstützung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften (Projekt Nr. HOE18) dem Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, dem Australian Research Council (projects C39804872, A39801842), und dem University of Melbourne Collaborative Grant's scheme.

9. Literatur

Abbott, M. B., J. C. Bathurst, J. A. Cunge, P. E. O'Connell and J. Rasmussen (1986) An introduction to the European Hydrologic System - Système Hydrologique Européen, "SHE", 1, History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *J. Hydrol.*, 87, 45-49.

Anderson, M. G. and P. D. Bates (Eds.) (2001) *Model Validation: Perspectives in Hydrological Science*. John Wiley, Chichester, 512 pp.

Anderton, S., J. Latron and F. Gallart (2002) Sensitivity analysis and multi-response, multi-criteria evaluation of a physically based distributed model. *Hydrol. Processes*, 16, 333-353 .

Bergström, S., G. Lindström and A. Pettersson (2002) Multi-variable parameter estimation to increase confidence in hydrological modelling. *Hydrol. Processes*, 16, 413-421.

Beven, K. (1989) Changing ideas in hydrology - the case of physically based models, *J. Hydrol.*, 105, 157-172.

Beven, K. J. (2001) *Rainfall-runoff modelling – The primer*. John Wiley and Sons, 360p.

Blöschl, G. (1996) *Scale and Scaling in Hydrology* (Habilitationsschrift). Wiener Mitteilungen, Wasser-Abwasser-Gewässer, Band 132, Institut für Hydraulik, TU Wien, 346 pp.

Blöschl, G. and M. Sivapalan (1995) Scale issues in hydrological modelling - a review. *Hydrol. Processes*, 9, 251-290.

Blöschl, G. und A. W. Western (1997) Räumliche Struktur hydrologischer Größen in kleinen Einzugsgebieten. Endbericht an den Jubiläumsfonds der Oesterreichischen Nationalbank Projekt Nr. 5309. Institut für Hydraulik, TU Wien.

Blöschl, G. und R. Merz (2002) Methoden der hydrologischen Regionalisierung im Zusammenhang mit der Niederschlag-Abflußmodellierung. Wiener Mitteilungen Band 164: Niederschlag-Abfluss Modellierung - Simulation und Prognose, 149-178.

Blöschl, G., R. Merz, Ch. Reszler and J. Skøien (2001) Skalierungsprobleme in der Hydrologie. Jahresbericht an die Österreichische Akademie der Wissenschaften HÖ 18/00, Nov. 2001, Institut für Hydraulik, TU Wien.

Bormann, H. (2001) Hochskalieren von prozessorientierten Wassertransportmodellen - Methoden und Grenzen; Herbert-Utz Verlag - Wissenschaft (Reihe Geowissenschaften), München.

Europäische Gemeinschaft (2000) Richtlinie 2000/60/EG des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik. Amtsblatt der Europäischen Gemeinschaft L327.

Gelhar, L.W. (1993) *Stochastic Subsurface Hydrology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 390 pp.

Grayson, R. and G. Blöschl (2000) Spatial modelling of catchment dynamics. Chapter 3 in R. Grayson and G. Blöschl (Eds.) *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 51-81.

Grayson, R. B., G. Blöschl and I. D. Moore (1995) Distributed parameter hydrologic modelling using vector elevation data: THALES and TAPES-C. Chapter 19 in: Singh, V. P. (Ed.) *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 669-696.

Grayson, R. B., G. Blöschl, R. D. Barling and I. D. Moore (1993) Process, scale and constraints to hydrological modelling in GIS. In: Kovar, K. and Nachtnebel, H.P. (Eds.) *Applications of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management (Proc. Vienna Symp., April 1993)*. IAHS Publ. No. 211, 83-92.

Grayson, R., G. Blöschl, A. Western and T. McMahon (2002) Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response. *Advances in Water Resources*, 25th Anniversary Issue, in press.

Gutknecht, D. (1993) Grundphänomene hydrologischer Prozesse. *Zürcher Geographische Schriften*, 53, ETH Zürich, 25-38.

Isaaks, E.H. and R.M. Srivastava (1989) *An Introduction to Applied Geostatistics*. Oxford University Press, New York, Oxford, 561pp.

Jussel, P. (1992) Modellierung des Transports gelöster Stoffe in inhomogenen Grundwasserleitern. Dissertation, ETH, Zürich, 323pp.

- Leavesley, G.H. and L.G. Stannard (1995) The Precipitation-Runoff Modeling System – PRMS. Chapter 9 in: Singh, V. P. (Ed.) Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 281-310.
- Loague, K. M and R. A. Freeze (1985) A comparison of rainfall-runoff modeling techniques on small upland catchments. *Water Resour. Res.*, 21, 229-248.
- Loague, K. and G. A. Gander (1990) R-5 revisited. 1. Spatial variability of infiltration on a small rangeland catchment. *Water Resour. Res.*, 26, 957-971.
- Löhmannsröben, R. (2002) Die Bedeutung des Bodens im Zusammenhang mit der hydrologischen Regionalisierung. Wiener Mitteilungen Band 164: Niederschlag-Abfluß Modellierung - Simulation und Prognose, 201-213.
- Merz, R. and G. Blöschl (2001) A new look at hydrologic data for improving derived flood frequency parameterisations. Abstract Proceedings of the International Workshop on Catchment-scale Hydrological Modeling and Data Assimilation, September 3-5 2001, Wageningen, The Netherlands, pp. 25-26.
- Merz, R. und G. Blöschl (2002) Marktüberblick - Software für die Niederschlag-Abfluß Modellierung. Wiener Mitteilungen Band 164: Niederschlag-Abfluß Modellierung - Simulation und Prognose, 223-242.
- Merz, R., U. Piöck-Ellena, G. Blöschl and D. Gutknecht (1999) Seasonality of flood processes in Austria. In: Hydrological Extremes: Understanding, Predicting, Mitigating (ed. by L. Gottschalk, J.C. Olivry, D. Reed and D. Rosbjerg) Proc. Birmingham Symp., July 1990. IAHS Publ. no. 255, pp. 273-278.
- Moore, I. D. and G. J. Burch (1986) Sediment transport capacity of sheet and rill flow: Application of unit stream power theory. *Water Resour. Res.*, 22:1350-1360.
- Naef, F. (1981) Can we model the rainfall-runoff process today? *Hydrol. Sci. Bull.*, 26, 281-289.
- ÖBG (2001) Bodenaufnahmesysteme in Österreich. Mitteilungen der Österreichischen Bodenkundlichen Gesellschaft. Heft 62.
- Palacios-Vélez O., L., W. Gandoy-Bernasconi and B. Cuevas-Renaud (1998) Geometric analysis of surface runoff and the computation order of unit elements in distributed hydrological models, *J. Hydrol.*, 211, 266-274.
- Peschke, G., C. Etzenberg, G. Müller, J. Töpfer and S. Zimmermann (1999) Das wissensbasierte System FLAB – ein Instrument zur rechnergestützten Bestimmung von Landschaftseinheiten mit gleicher Abflußbildung. IHI-Schriften, H.10, Internat. Hochschulinstitut Zittau.
- Senarath, S. U. S, Ogden F. L., Downer, Ch. W., Sharif H. O. (2000) On the calibration and verification of two-dimensional, distributed, Hortonian, continuous watershed models. *Water Resour. Res.*, 36, 1495-1510.

- Sivapalan, M. and G. Blöschl (1995) An overview of large scale hydrological modelling. Proceedings MODSIM 95, International Congress on Modelling and Simulation, Newcastle, NSW, Australia, Nov. 27-30, 1995, Vol. 1. Modelling and Simulation Society of Australia, pp. 139-149.
- Smith, R.E., D.R. Goodrich, D.A. Woolhiser and C.L. Unkrich (1995). KINEROS – A KINematic Runoff and EROSion Model. Chapter 20 in: Singh, V. P. (Ed.) (1995) Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado 697-732.
- Srinivasan, M. S., W. J. Gburek and J. M. Hamlett (2002) Dynamics of stormflow generation - A hillslope-scale field study in east-central Pennsylvania, USA. *Hydrol. Processes*, 16 (3), 649-665.
- Stephenson, G. R. and R. A. Freeze (1974) Mathematical simulation of subsurface flow contributions to snowmelt runoff, Reynolds Creek Watershed, Idaho. *Water Resour. Res.*, 10, 284-294.
- Vertessy, R., H. Elsenbeer, Y. Bessard and A. Lack (2000) Storm runoff generation at La Cuenca. Chapter 10 in R. Grayson and G. Blöschl (Eds.) Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 247-271.
- Vogl, Ch. (2001) Der neue Ordnungsrahmen für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik – die rechtliche Umsetzung der Wasserrahmenrichtlinie in Österreich. *Österr. Wasser- und Abfallwirtschaft*, 53, 111-116.
- Western, A. W. and R. Grayson (2000) Soil moisture and runoff processes at Tarrawarra. Chapter 9 in R. Grayson and G. Blöschl (Eds.) Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 209-246.
- Western, A. W., R. B. Grayson, G. Blöschl and D. Wilson (2002) Spatial variability of soil moisture and its implications for scaling. Chapter in: Radcliffe, Selim and Pachepsky (Eds.) Scaling Methods in Soil Physics. CRC press LLC, Boca Raton, FL, USA., in press.
- Wigmosta, M. S., L.W. Vail and D. P. Lettenmaier (1994) A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Wat. Resour. Res.* 30(6):1665-1679.
- Willgoose, G. and G. Kuczera (1995) Estimation of sub-grid scale kinematic wave parameters for hillslopes. *Hydrol. Processes*, 9, 469-482.
- Wilson J. P and J. C. Gallant (Editors) (2000) Terrain Analysis: Principles and Applications. John Wiley. Chichester 512 pp.
- WMS (2001) http://www.ground-water-models.com/products/wms_overview/wms_overview.html, accessed on Dec. 28, 2001.

Anschrift der Verfasser:

Ao.Univ.Prof. Dr. Günter Blöschl
Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft
Technische Universität Wien
Karlsplatz 13/223, A-1040 Wien
Tel. +43 1 58801 22315, Fax. +43 1 58801 22399
E-mail: bloeschl@hydro.tuwien.ac.at
<http://www.hydro.tuwien.ac.at/>

Associate Professor Rodger Grayson
Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology and
Centre for Environmental Applied Hydrology
Department of Civil and Environmental Engineering
University of Melbourne
Victoria 3010, Australia
Tel. +61 3 8344 6641, Fax. +61 3 8344 6215
E-mail: rodger@civag.unimelb.edu.au

