



**Modellierung
des Einflusses der Landnutzung
auf die Hochwasserentstehung
in der Mesoskala**



Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades
Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)
in der Wissenschaftsdisziplin Geoökologie

Eingereicht an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Potsdam

von

Daniel Niehoff

Juli 2001



Aus dem Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung e.V.

Modellierung des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung in der Mesoskala

Dissertation zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)

in der Wissenschaftsdisziplin Geoökologie

Eingereicht an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Potsdam

im Juli 2001

von

Daniel Niehoff geb. Katzenmaier

Hauptreferent

Prof. Dr. Axel Bronstert

Koreferenten

Prof. Dr. András Bárdossy

Prof. Dr. Zbigniew Kundzewicz



In Germany nature has got to behave itself,
and not set a bad example to the children.

JEROME K. JEROME, 1900



Vorwort

Die vorliegende Dissertation entstand im Rahmen eines vom Umweltbundesamt geförderten Projektes mit dem Titel »Quantifizierung des Einflusses der Landnutzung und -bedeckung auf den Hochwasserabfluss in Flussgebieten unter Berücksichtigung der aktuellen Bodenbearbeitung, des Zustandes der Vegetationsdecke und möglicher Klimaänderungen«.

Dessen Ergebnisse sind in ein Verbundprojekt der Interreg Rhein-Maas Aktivitäten eingeflossen, das sich mit der Übertragung der gewonnenen Erkenntnisse auf weite Teile des Rheingebiets sowie den Auswirkungen von Flussbaumaßnahmen am Rhein beschäftigt.

An erster Stelle möchte ich Herrn Prof. Dr. Axel Bronstert herzlich danken, der diese Arbeit von Anfang an begleitet und in jeglicher Hinsicht unterstützt hat. Dankbar bin ich sowohl für die zahlreichen fachlichen Diskussionen und Ideen, die sich mitunter nur mühsam gegen meinen Dickschädel durchsetzen konnten, als auch für die sehr angenehmen Rahmenbedingungen und das entgegengebrachte Vertrauen.

Außerdem möchte ich den Koreferenten Herrn Prof. Dr. András Bárdossy und Herrn Prof. Dr. Zbigniew Kundzewicz meinen Dank dafür aussprechen, dass sie sich intensiv mit der Arbeit auseinandergesetzt und mit wertvollen Anregungen zur Verbesserung und Präzisierung etlicher Aussagen beigetragen haben.

Meiner Kollegin Uta Fritsch danke ich für die Freundschaft und nebenbei ausgesprochen harmonische Zusammenarbeit, die den Promotion genannten Langzeitversuch am lebenden Objekt so erträglich wie eben möglich gemacht hat.

Meinem komplizierten Elternmikrokosmos danke ich für die uneingeschränkte Unterstützung, die ich durch ihn auf meinem ganzen bisherigen Lebensweg erfahren habe.

Meiner Frau Britta danke ich von ganzem Herzen dafür, dass sie für diese Dissertation mit mir den Weg nach Berlin gemacht und sich in ein Experiment mit ungewissem Ausgang gestürzt hat – mit dem Erfolg, dass sie meine wissenschaftlichen Bemühungen auch noch subventionieren durfte. Die vielen anderen Dinge sag ich ihr lieber selbst.

Daniel Niehoff | Potsdam, den 5. Juli 2001

Inhalt

Abbildungen	XIV
Tabellen	XVII
Karten	XIX
Zusammenfassung	XXI
Summary	XXIII
Einleitung	
1.1 Problemstellung	1
1.2 Zielsetzung und Vorgehensweise	1
1.3 Aufbau der Arbeit	2
Grundlagen	
2.1 Einflussfaktoren der Hochwasserentstehung	3
2.2 Abflussbildung bei Hochwasser	5
2.2.1 Bedeutung hydrologischer Zeit- und Längenmaßstäbe	5
2.2.2 Prozesse in der lokalen Skala	7
2.2.3 Prozesse in der Hangskala	8
2.2.3.1 Oberflächenabfluss	9
2.2.3.2 Schnell reagierender unterirdischer Abfluss	10
2.2.4 Prozesse in der Einzugsgebietsskala	11
2.3 Meteorologische Randbedingungen	12
2.3.1 Skalen der Witterung	12
2.3.2 Einfluss der Witterung auf die Hochwasserentstehung	13
2.4 Einfluss der Landbedeckung auf die Abflussbildung	13
2.4.1 Siedlungen	14

2.4.2	Ackerland	15
2.4.2.1	Einflüsse in der lokalen Skala	15
2.4.2.2	Einflüsse in der Hangskala	17
2.4.3	Grünland	18
2.4.4	Sonderkulturen, Kleingärten und Büsche	19
2.4.5	Wald	19
2.4.6	Schlussfolgerungen für den Einfluss der Landbedeckung	20
2.4.6.1	Einfluss der Landnutzung auf die natürlichen Prozesse	20
2.4.6.2	Beeinträchtigungen der natürlichen Situation	21
2.5	Landnutzungsszenarien	22
2.6	Hydrologische Modellierung der Einflüsse	23
2.6.1	Allgemeine Auswahlkriterien für hydrologische Modelle	23
2.6.2	Bedeutung des Zeit- und Längenmaßstabes für die Modellierung	23
2.6.3	Anforderungen an die hydrologische Modellierung	24
2.6.4	Eignung existierender hydrologischer Modelle	25
2.6.5	Bewertung von Modellergebnissen	26
2.6.5.1	Validierung an gemessenen Hochwasserganglinien	26
2.6.5.2	Validierung an zusätzlichen Informationsquellen	26

Die Untersuchungsgebiete

3.1	Überblick über die ausgewählten Einzugsgebiete	27
3.2	Lein	34
3.2.1	Klimatische Verhältnisse	34
3.2.2	Geologie und Böden	34
3.2.3	Gewässer und Grundwasser	35
3.2.4	Landnutzung	35
3.2.5	Hochwasserereignisse	36
3.2.6	Datenlage	36
3.2.6.1	Räumliche Daten	36
3.2.6.2	Meteorologische und hydrologische Daten	37
3.3	Körsch	37
3.3.1	Klimatische Verhältnisse	37
3.3.2	Geologie und Böden	38
3.3.3	Gewässer und Grundwasser	38
3.3.4	Landnutzung	38
3.3.5	Hochwasserereignisse	39
3.3.6	Datenlage	40
3.3.6.1	Räumliche Daten	40
3.3.6.2	Meteorologische und hydrologische Daten	40
3.4	Lenne	40
3.4.1	Klimatische Verhältnisse	40
3.4.2	Geologie und Böden	41
3.4.3	Gewässer und Grundwasser	42
3.4.4	Landnutzung	42
3.4.5	Hochwasserereignisse	42

3.4.6 Datenlage	43
3.4.6.1 Räumliche Daten	43
3.4.6.2 Meteorologische und hydrologische Daten	44

Hydrologisches Modell

4.1 Modellkonzept	45
4.2 Datengrundlage	46
4.2.1 Räumliche Daten	46
4.2.2 Meteorologische und hydrologische Daten	47
4.3 Relevante Teilmodelle	47
4.3.1 Interpolation und Korrektur der meteorologischen Daten.	47
4.3.2 Interzeption	47
4.3.3 Bodenmodell	49
4.3.3.1 Version mit Topmodel-Ansatz	49
4.3.3.2 Version mit Richards-Gleichung.	51
4.3.3.3 Bodenparameter beider Versionen	51
4.3.3.4 Diskussion der beiden Versionen	52
4.4 Erweiterungen des Modells	53
4.4.1 Makroporenfluss.	53
4.4.2 Verschlämmung	54
4.4.3 Versiegelung	56
4.4.4 Dezentraler Rückhalt	58
4.4.5 Grundwasserentzug.	59
4.4.6 Übersicht über das erweiterte Bodenmodell	59
4.4.6.1 Speicherkonzept des erweiterten Bodenmodells	59
4.4.6.2 Parameterisierung der Modellerweiterungen.	60
4.4.7 Sensitivitätsanalyse für das erweiterte Bodenmodell	62
4.4.7.1 Sensitivität der Makroporenparameter	63
4.4.7.2 Sensitivität der Verschlammungsparameter.	64
4.4.7.3 Sensitivität der Versiegelungsparameter.	65
4.4.7.4 Sensitivität des dezentralen Rückhaltes.	67
4.4.7.5 Übersicht über die Sensitivität der neuen Modellparameter	68
4.5 Zeitliche Disaggregation der Niederschlagsdaten	70

Auswirkungen von Landnutzungsänderungen

5.1 Hydrologische Modellierung des Ist-Zustandes	73
5.1.1 Lein	73
5.1.1.1 Vorgehensweise.	73
5.1.1.2 Simulationsergebnisse.	74
5.1.2 Körsch	77
5.1.2.1 Vorgehensweise.	77
5.1.2.2 Simulationsergebnisse.	77

5.1.3	Lenne	79
5.1.3.1	Vorgehensweise	79
5.1.3.2	Simulationsergebnisse	80
5.2	Exemplarische Sensitivitätsstudien	81
5.2.1	Versiegelung	81
5.2.1.1	Szenarien	81
5.2.1.2	Hydrologischer Einfluss der Ausdehnung von Siedlungsflächen	83
5.2.1.3	Hydrologischer Einfluss der Lage von Siedlungsflächen	85
5.2.2	Makroporendynamik	86
5.2.3	Niederschlagsverteilung	88
5.2.3.1	Räumliche Verteilung	88
5.2.3.2	Zeitliche Verteilung	89
5.3	Historische Landnutzung	91
5.3.1	Lein	91
5.3.1.1	Landnutzung im Jahr 1844	91
5.3.1.2	Hydrologische Simulation	92
5.3.2	Körsch	92
5.3.2.1	Landnutzung im Jahr 1836	92
5.3.2.2	Hydrologische Simulation	92
5.3.3	Lenne	93
5.3.3.1	Landnutzung im Jahr 1841	93
5.3.3.2	Hydrologische Simulation	93
5.4	Verstädterung	94
5.4.1	Lein	94
5.4.1.1	Szenarien	94
5.4.1.2	Hydrologische Auswirkungen	94
5.4.2	Körsch	96
5.4.2.1	Szenarien	96
5.4.2.2	Hydrologische Auswirkungen	97
5.4.3	Lenne	98
5.4.3.1	Szenarien	98
5.4.3.2	Hydrologische Auswirkungen	98
5.5	Flächenstilllegung	99
5.5.1	Lein	99
5.5.1.1	Szenario	99
5.5.1.2	Hydrologische Auswirkungen	99
5.5.2	Körsch	100
5.5.2.1	Szenarien	100
5.5.2.2	Hydrologische Auswirkungen	101
5.6	Aufforstung	101
5.6.1	Szenario für das Körschgebiet	101
5.6.2	Hydrologische Auswirkungen	102
5.7	Sturmschäden	102
5.7.1	Szenario für das Lennegebiet	102
5.7.2	Hydrologische Auswirkungen	102

5.8	Mulchsaatszenario	103
5.8.1	Szenario für das Leingebiet	103
5.8.2	Hydrologische Auswirkungen	104
5.9	Niederschlagsversickerung in Siedlungsgebieten	105
5.9.1	Szenario für das Leingebiet	105
5.9.2	Hydrologische Auswirkungen	107

Perspektiven für eine Regionalisierung

6.1	Übertragung der Ergebnisse auf andere Gebiete	111
6.2	Übertragung der Ergebnisse auf die Makroskala	113
6.2.1	Zeitliche Disaggregation des Niederschlages	114
6.2.2	Makroskalige Modellierung der Infiltrationsdynamik	115
6.2.3	Berücksichtigung der unterirdischen Abflussbildung	116

Diskussion und Ausblick

7.1	Diskussion der Ergebnisse	119
7.2	Ausblick	121

Literatur **123**

Anhang

A	Quellen der räumlichen Daten	135
B	Meteorologische und hydrologische Zeitreihen	136
C	Im Rahmen der Arbeit entstandene Publikationen	139

Sachwortverzeichnis **141**

Abbildungen

ABB. 1.1	Herangehensweise an die Fragestellung	2
ABB. 2.1	Schematische Übersicht über die wichtigsten Steuergrößen einer Hochwasserganglinie . . .	4
ABB. 2.2	Charakteristische Raum- und Zeitskalen einiger hydrologischer Prozesse und Arbeitsskalen der hydrologischen Modellierung	6
ABB. 2.3	Zur Abflussbildung bei Hochwasser beitragende Fließprozesse am Hang	9
ABB. 2.4	Einflüsse der Landnutzung auf Interzeption, Abflussbildung und Abflusskonzentration . . .	21
ABB. 3.1	Orte in den drei Untersuchungsgebieten	33
ABB. 4.1	Für die hydrologische Modellierung in WaSiM-ETH notwendige räumliche Daten	46
ABB. 4.2	Speicherkonzept des Bodenmodells	50
ABB. 4.3	Modellkonzept für die Wirkungsweise von Makroporen	54
ABB. 4.4	Einfluss von Bodenbedeckung und Niederschlagsintensität auf die Ausprägung einer Verschlammungsschicht in der Verschlammungsroutine für WaSiM-ETH	56
ABB. 4.5	Modellkonzept zur expliziten Berücksichtigung versiegelter und an die Kanalisation angeschlossener Bereiche innerhalb einer Gitterzelle	57
ABB. 4.6	Speicherkonzept des erweiterten Bodenmodells	59
ABB. 4.7	Sensitivität des Makroporenvolumens beziehungsweise der Makroporenspeicherkonstante	64
ABB. 4.8	Sensitivität des Verschlammungsfaktors für Ackerflächen	65
ABB. 4.9	Sensitivität des Versiegelungsgrades von Siedlungs- bzw. Ackerflächen	66
ABB. 4.10	Sensitivität des Drosselabflusses aus den Mischwasserbecken in Richtung Kläranlage und der Speicherkapazität der Mischwasserbecken	66
ABB. 4.11	Sensitivität der Speicherkapazität des dezentralen Rückhalts	67
ABB. 4.12	Vergleich der Sensitivität verschiedener Speicher in Erweiterungen für das hydrologische Modell WaSiM-ETH	68
ABB. 5.1	Vom erweiterten hydrologischen Modell WaSiM-ETH simulierte Abflusskomponenten für das Einzugsgebiet der Lein	75
ABB. 5.2	Simulation von Hochwassern im Einzugsgebiet der Lein am Beispiel eines konvektiven und eines advektiven Niederschlagsereignisses	75
ABB. 5.3	Vom erweiterten hydrologischen Modell WaSiM-ETH simulierte Abflusskomponenten für das Einzugsgebiet der Körsch	78
ABB. 5.4	Simulation von Hochwassern im Einzugsgebiet der Körsch am Beispiel eines konvektiven und eines advektiven Niederschlagsereignisses	78
ABB. 5.5	Vom erweiterten hydrologischen Modell WaSiM-ETH simulierte Abflusskomponenten für das Einzugsgebiet der Lenne	80
ABB. 5.6	Simulation von Hochwassern im Einzugsgebiet der Lenne am Beispiel eines advektiven Niederschlagsereignisses	80

ABB. 5.7	Simulation der hydrologischen Auswirkung verschiedener Besiedlungsanteile im Leingebiet beispielhaft für ein konvektives und ein advektives Niederschlagsereignis.	83
ABB. 5.8	Simulierte Auswirkung verschiedener Besiedlungsanteile auf die Anteile der Abflusskomponenten im Einzugsgebiet der Lein an der Hochwasserentstehung	84
ABB. 5.9	Simulation der Auswirkungen verschiedener räumlicher Verteilungen der Siedlungsflächen im Leingebiet beispielhaft für ein konvektives und ein advektives Niederschlagsereignis.	86
ABB. 5.10	Simulation der Auswirkungen einer annähernden Gleichverteilung der Siedlungsflächen im Leingebiet beispielhaft für ein konvektives und ein advektives Niederschlagsereignis.	86
ABB. 5.11	Simulation des Einflusses der Makroporendynamik im Leingebiet beispielhaft für ein konvektives und ein advektives Niederschlagsereignis	87
ABB. 5.12	Auswirkung der Lage und Anzahl von Niederschlagsstationen auf die hydrologische Modellierung am Beispiel eines Starkregenereignisses im Einzugsgebiet der Lein	89
ABB. 5.13	Auswirkung der zeitlichen Diskretisierung des Niederschlages auf die hydrologische Modellierung am Beispiel eines Starkregenereignisses im Einzugsgebiet der Lein	91
ABB. 5.14	Simulation zweier etwa einjähriger Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Körsch für den Ist-Zustand und einen historischen Zustand aus dem Jahr 1836.	92
ABB. 5.15	Simulation eines etwa zweijährlichen Hochwasserereignisses im Einzugsgebiet der Lenne für den Ist-Zustand und die Landnutzung im Jahr 1841	93
ABB. 5.16	Simulation zweier etwa dreijährlicher Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Lein für den Ist-Zustand und ein Verstädterungsszenario mit der Version von WaSiM-ETH mit Richards-Gleichung	95
ABB. 5.17	Simulation zweier etwa dreijährlicher Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Lein für den Ist-Zustand und zwei Verstädterungsszenarien mit der erweiterten Version von WaSiM-ETH	95
ABB. 5.18	Simulierte Änderung von Abflussmaximum und Abflussvolumen im Einzugsgebiet der Lein als Reaktion auf zwei Verstädterungsszenarien.	96
ABB. 5.19	Simulation zweier etwa einjähriger Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Körsch für den Ist-Zustand und zwei Verstädterungsszenarien	97
ABB. 5.20	Simulation eines etwa zweijährlichen Hochwasserereignisses im Einzugsgebiet der Lenne für den Ist-Zustand und ein Verstädterungsszenario	99
ABB. 5.21	Simulation zweier etwa dreijährlicher Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Lein für den Ist-Zustand und ein Szenario zur möglichen Stilllegung von Ackerfläche	100
ABB. 5.22	Simulation zweier etwa einjähriger Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Körsch für den Ist-Zustand und zwei Szenarien zur möglichen Stilllegung von Ackerfläche	100
ABB. 5.23	Simulation zweier etwa einjähriger Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Körsch für den Ist-Zustand und eine Aufforstung des Gebietes um 50% relativ zur bestehenden Waldfläche.	101
ABB. 5.24	Simulation eines etwa zweijährlichen Hochwasserereignisses im Einzugsgebiet der Lenne für den Ist-Zustand und Windwurf auf 5% der Waldfläche	103
ABB. 5.25	Simulation zweier etwa dreijährlicher Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Lein für den Ist-Zustand und ein Mulchsaatszenario für die 23% der Einzugsgebietsfläche mit Blattfruchtanbau	104
ABB. 5.26	Bausteine eines Mulden-Rigolen-Elements	106

ABB. 5.27 Simulation zweier etwa dreijährlicher Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Lein für den Ist-Zustand und zwei Szenarien zur Niederschlagsversickerung in Siedlungsgebieten	107
ABB. 5.28 Simulierte Änderung von Abflussmaximum und Abflussvolumen im Einzugsgebiet der Lein als Reaktion auf zwei Szenarien zur Niederschlagsversickerung in Siedlungsgebieten	108
ABB. 6.1 Abflusentstehung in Abhängigkeit von den Infiltrationseigenschaften und den meteorologischen Randbedingungen	III

Tabellen

TAB. 2.1	Prozessnahe Gleichungen für die Niederschlag-Abfluss-Modellierung auf verschiedenen Maßstabsebenen bzw. Fehlen entsprechender Gleichungen auf größerer Maßstabsebene	24
TAB. 3.1	Hochwassermaxima am Pegel Frankenbach/Lein zwischen 1980 und 1997.	36
TAB. 3.2	Jährlichkeiten von Hochwassermaxima am Pegel Frankenbach/Lein anhand des Zeitraums von 1968 bis 1998	36
TAB. 3.3	Hochwassermaxima am Pegel Denkendorf/Körsch zwischen 1983 und 1997	39
TAB. 3.4	Jährlichkeiten von Hochwassermaxima am Pegel Denkendorf/Körsch anhand des Zeitraums von 1941 bis 1997	40
TAB. 3.5	Hochwassermaxima am Pegel Bamenohl/Lenne zwischen 1981 und 1997.	43
TAB. 3.6	Jährlichkeiten von Hochwassermaxima am Pegel Bamenohl/Lenne anhand des Zeitraums von 1973 bis 1996	43
TAB. 4.1	Landnutzungsabhängige Parameter zur Berechnung der Interzeption im hydrologischen Modell WaSiM-ETH am Beispiel der Parameterisierung für das Leingebiet	48
TAB. 4.2	Ausgewählte Bodenparameter des Bodenmoduls im hydrologischen Modell WaSiM-ETH	52
TAB. 4.3	Übersicht über die Parameter der Modellerweiterungen	60
TAB. 4.4	Landnutzungsabhängige Parameter der Modellerweiterungen am Beispiel der Parameterisierung für das Einzugsgebiet der Lein	61
TAB. 4.5	Übersicht über die Sensitivität der neuen Modellparameter bei unterschiedlichen klimatologischen Randbedingungen	69
TAB. 4.6	Ähnlichkeit täglicher Niederschlagsdaten der 4 DWD-Stationen im Einzugsgebiet der Lein mit denen der 5 Stationen des kommunalen Messnetzes im Zeitraum von 1982 bis 1997	70
TAB. 4.7	Entfernung der 4 DWD-Stationen im Einzugsgebiet der Lein von den 5 Stationen des kommunalen Messnetzes.	70
TAB. 4.8	Ähnlichkeit stündlicher Niederschlagsdaten der 5 Stationen des kommunalen Messnetzes untereinander im Einzugsgebiet der Lein im Zeitraum von 1982 bis 1997	71
TAB. 4.9	Entfernung der 5 Stationen des kommunalen Messnetzes im Einzugsgebiet der Lein voneinander	71
TAB. 5.1	Güte der hydrologischen Simulationen für das Leingebiet berechnet als Efficiency beziehungsweise logarithmierte Efficiency.	74
TAB. 5.2	Güte der hydrologischen Simulationen für das Körschgebiet berechnet als Efficiency beziehungsweise logarithmierte Efficiency.	77
TAB. 5.3	Güte der hydrologischen Simulationen für das Lennegebiet berechnet als Efficiency beziehungsweise logarithmierte Efficiency.	79

TAB. 5.4	Erhöhung von Hochwasservolumen und Abflussmaximum für die sechs ausgewählten advektiven Ereignisse bei Zunahme der Siedlungsfläche auf 25% der Einzugsgebietsfläche und deren Zusammenhang zu Basisabflussanteil, Dauer und Wiederkehrintervall	85
TAB. 5.5	Verminderung von Hochwasservolumen und Abflussmaximum für sechs advektive Ereignisse bei einer Anwendung von Versickerungsmaßnahmen auf 54% der versiegelten Fläche und deren Zusammenhang zu Basisabflussanteil, Dauer und Wiederkehrintervall	109
TAB. A.1	Digitale räumliche Gebietsinformation für die Untersuchungsgebiete.	135
TAB. B.1	Meteorologische und hydrologische Daten für das Einzugsgebiet der Lein	136
TAB. B.2	Meteorologische und hydrologische Daten für das Einzugsgebiet der Körsch	137
TAB. B.3	Meteorologische und hydrologische Daten für das Einzugsgebiet der Lenne.	138

Karten

KARTE 3.1	Lage der drei Untersuchungsgebiete im Einzugsgebiet des Rheins	28
KARTE 3.2	Topographie der drei Untersuchungsgebiete.	29
KARTE 3.3	Landnutzung in den drei Untersuchungsgebieten	30
KARTE 3.4	Vorherrschende Bodentypen in den drei Untersuchungsgebieten	31
KARTE 3.5	Messnetz in den drei Untersuchungsgebieten	32
KARTE 4.1	Verteilung des topographischen Index am Beispiel des Einzugsgebietes der Lein	51
KARTE 5.1	Sensitivitätsszenarien für die Bewertung des Siedlungseinflusses im Einzugsgebiet der Lein	82
KARTE 5.2	Einfluss der Lage und Anzahl von Niederschlagsstationen auf die räumliche Interpolation des Niederschlages am Beispiel eines Starkregenereignisses im Einzugsgebiet der Lein	88
KARTE 5.3	Auswirkung der zeitlichen Diskretisierung des Niederschlages auf die hydrologische Modellierung der Abflussbildung am Beispiel eines konvektiven Starkregenereignisses im Einzugsgebiet der Lein	90
KARTE 5.4	Verstädterungsszenario für das Leingebiet mit einer Zunahme der Siedlungsfläche um 50%.	94
KARTE 5.5	Verstädterungsszenario für das Körschgebiet mit einer Zunahme der Siedlungsfläche um 50%.	97
KARTE 5.6	Verstädterungsszenario für das Lennegebiet mit einer Zunahme der Siedlungsfläche um 50%.	98
KARTE 5.7	Versickerungspotenzial im Einzugsgebiet der Lein bei Ausschluss der 25% der Siedlungsflächen mit den höchsten Werten für den topographischen Index als Kriterium für potenziell geringe Grundwasserflurabstände	106

Zusammenfassung

Seit 1990 waren mehrere der großen Flussgebiete Mitteleuropas wiederholt von extremen Hochwassern betroffen. Da sowohl die Landoberfläche als auch die Flusssysteme weiter Teile Mitteleuropas in der Vergangenheit weitreichenden Eingriffen ausgesetzt gewesen sind, wird bei der Suche nach den Ursachen für diese Häufung von Extremereignissen auch die Frage nach der Verantwortung des Menschen hierfür diskutiert. Gewässerausbau, Flächenversiegelung, intensive landwirtschaftliche Bodenbearbeitung, Flurbereinigung und Waldschäden sind nur einige Beispiele und Folgen der anthropogenen Eingriffe in die Landschaft. Aufgrund der Vielfalt der beteiligten Prozesse und deren Wechselwirkungen gibt es allerdings bislang nur Schätzungen darüber, *wie sehr* sich die Hochwassersituation hierdurch verändert hat.

Vorrangiges Ziel dieser Arbeit ist es, mit Hilfe eines hydrologischen Modells systematisch darzustellen, *in welcher Weise, in welcher Größenordnung und unter welchen Umständen* die Art der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung Einfluss nimmt.

Dies wird anhand exemplarischer Modellanwendungen in der hydrologischen Mesoskala untersucht. Zu diesem Zweck wurde das deterministische und flächendifferenzierte hydrologische Modell WASIM-ETH ausgewählt, das sich durch eine ausgewogene Mischung aus physikalisch begründeten und konzeptionellen Ansätzen auszeichnet. Das Modell wurde im Rahmen dieser Arbeit um verschiedene Aspekte *erweitert*, die für die Charakterisierung des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung wichtig

sind: (1) *Bevorzugtes Fließen in Makroporen* wird durch eine Zweiteilung des Bodens in Makroporen und Bodenmatrix dargestellt, die schnelle Infiltration und Perkolation jenseits der hydraulischen Leitfähigkeit der Bodenmatrix ermöglicht. (2) *Verschlämmung* äußert sich im Modell abhängig von Niederschlagsintensität und Vegetationsbedeckungsgrad als Verschlechterung der Infiltrationsbedingungen an der Bodenoberfläche. (3) Das heterogene Erscheinungsbild bebauter Flächen mit einer Mischung aus *versiegelten Bereichen* und Freiflächen wird berücksichtigt, indem jede Teilfläche je nach Versiegelungsgrad in einen unversiegelten Bereich und einen versiegelten Bereich mit Anschluss an die *Kanalisation* aufgeteilt wird. (4) *Dezentraler Rückhalt* von Niederschlagswasser kann sowohl für natürliche Mulden als auch für gezielt angelegte Versickerungsmulden mit definierten Infiltrationsbedingungen simuliert werden.

Das erweiterte Modell wird exemplarisch auf drei mesoskalige Teileinzugsgebiete des Rheins angewandt. Diese drei Gebiete mit einer Fläche von zwischen 100 und 500 km² wurden im Hinblick darauf ausgewählt, dass jeweils eine der drei Hauptlandnutzungskategorien *Bebauung, landwirtschaftliche Nutzung oder Wald* dominiert.

Für die drei Untersuchungsgebiete sind räumlich explizite Landnutzungs- und Landbedeckungsszenarien entworfen worden, deren Einfluss auf die Hochwasserentstehung mit Hilfe des erweiterten hydrologischen Modells simuliert wird. Im Einzelnen werden die Auswirkungen von *Verstädterung, Maßnahmen zur Niederschlagsversickerung in Siedlungsgebieten, Stille-*

gung agrarisch genutzter Flächen, veränderter landwirtschaftlicher Bodenbearbeitung, Aufforstung sowie von Sturmschäden in Wäldern untersucht.

Diese Eingriffe beeinflussen die *Interzeption* von Niederschlag, dessen *Infiltration*, die oberflächennahen *unterirdischen Fließprozesse* sowie, zum Beispiel im Fall der Kanalisation, auch die *Abflusskonzentration*.

Die hydrologischen Simulationen demonstrieren, dass die *Versiegelung* einer Fläche den massivsten Eingriff in die natürlichen Verhältnisse darstellt und deshalb die stärksten (negativen) Veränderungen der Hochwassersituation hervorbringt. Außerdem wird deutlich, dass eine bloße Änderung des *Interzeptionsvermögens* zu keinen wesentlichen Veränderungen führt, da die Speicherkapazität der Pflanzenoberflächen im Verhältnis zum Volumen hochwasserauslösender Niederschläge eher klein ist. Stärkere Veränderungen ergeben sich hingegen aus einer Änderung der *Infiltrationsbedingungen*.

Die Grenzen der entwickelten Methodik zeigen sich am deutlichsten bei der Simulation veränderter *landwirtschaftlicher Bewirtschaftungsmethoden*, deren mathematische Beschreibung und zahlenmäßige Charakterisierung aufgrund der Komplexität der beteiligten Prozesse mit großen Unsicherheiten behaftet ist.

Die Modellierungsergebnisse belegen darüber hinaus, dass pauschale Aussagen zum Einfluss der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung aufgrund der entscheidenden Bedeutung der klimatischen und physiographischen *Randbedingungen* unzulässig sind. Zu den klimatischen Randbedingungen zählen sowohl *Niederschlagsintensität* und *-dauer* als auch die *Feuchtebedingungen* vor einem hochwasserauslösenden Niederschlag. Die physiographischen Randbedingungen sind von der *geomorphologischen* und *geologischen Ausstattung*

des Gebiets vorgegeben. Weiterhin muss der räumliche und zeitliche *Maßstab*, über den Aussagen getroffen werden, klar definiert sein, da sich mit steigender Einzugsgebietsgröße die relative Bedeutung sowohl der verschiedenen Niederschlagstypen als auch der physiographischen Eigenschaften verschiebt. Dies wird in der vorliegenden Arbeit im Gegensatz zu vielen anderen Untersuchungen konsequent berücksichtigt.

In Abhängigkeit von Randbedingungen und räumlichen Maßstab sind aufgrund der gewonnenen Erkenntnisse folgende Aussagen zum Einfluss von Landnutzungsänderungen auf die Hochwasserentstehung möglich:

- (1) Für intensive *konvektive* Niederschlagsereignisse mit tendenziell *geringer Vorfeuchte* ist der Einfluss der Landnutzung größer als für langanhaltende *advective* Niederschläge geringer Intensität, da im ersten Fall veränderte Infiltrationsbedingungen stärker zum Tragen kommen als bei kleinen Niederschlagsintensitäten.
- (2) In *kleinen Einzugsgebieten*, wo kleinräumige Konvektivzellen zu Hochwassern führen können, ist der Einfluss der Landnutzung dementsprechend größer als in *großen Flussgebieten* wie dem Rheingebiet, wo vor allem langanhaltende advective Ereignisse (unter Umständen verbunden mit Schneeschmelze) relevant sind.
- (3) In Gebieten mit guten Speichereigenschaften wie *mächtigen, gut durchlässigen Böden* und *gut durchlässigem Gesteinsuntergrund* ist der Einfluss der Landnutzung größer als in Gebieten mit *geringmächtigen Böden* und *geringdurchlässigem Festgestein*. Dies ist darin begründet, dass in Gebieten mit guten Speichereigenschaften bei einer Verschlechterung der Infiltrationsbedingungen mehr Speicherraum für Niederschlag verloren geht als in anderen Gebieten.

Stichworte

Hochwasser, Landnutzungsänderung, Hydrologische Modellierung, Versiegelung, Landwirtschaft, Forstwirtschaft

Summary

Since 1990, several of the large European river basins were affected repeatedly by extreme floods. As both the landscape and the river systems in large parts of Central Europe have undergone major changes in the past, during the search for the causes of this accumulation of extreme events also the impact of human activities on flooding has been discussed. River training, surface sealing, intensive agricultural land-use, consolidation of farmland, and damages to forests are only some examples and consequences of the anthropogenic interferences with the landscape. But due to the diversity of the processes and factors involved, by now it can only be estimated how far the flood situation has changed by these interferences.

Therefore, the main target of this thesis is to describe systematically *in which way, to what extent* and *under which circumstances* the land-use exerts an influence on storm-runoff generation and subsequently the discharge of rivers.

This is investigated by means of exemplary model applications at the hydrological meso-scale. For this task, the deterministic and distributed hydrological model WASIM-ETH was chosen due to its well-balanced mixture of physically-based and conceptual approaches. In the framework of this thesis, the model has been *extended* in order to cope with several phenomena which are important when aiming at a characterization of the influence of land-use on flood generation: (1) *Preferential flow in macropores* is treated by a division of the soil into macropores and a soil matrix. This so-called double-porosity approach allows for fast infiltration and percolation beyond

the hydraulic conductivity of the soil matrix. (2) *Siltation* expresses itself within the model as a deterioration of infiltration conditions at the soil surface, depending on precipitation intensity and the degree of vegetation covering. (3) The heterogeneous appearance of *built-up areas*, consisting of both sealed areas and pervious areas, is taken into account by dividing each partial area into an unsealed part and a sealed part which is connected to the sewer system. (4) *Decentralized storage* can be simulated for natural depressions as well as for specific infiltration measures with defined infiltration conditions.

The extended model is exemplarily applied to three meso-scale tributaries of the Rhine river. These three catchments with an area of between 100 and 500 km² were chosen with regard to their prevailing land-use, one of them being heavily urbanized, one dominated by agricultural use, and one being mainly forested.

For these three catchments, spatially explicit land-use and land-cover scenarios were developed. The impact of these scenarios on storm-runoff generation is being simulated using the extended hydrological model. In this context, namely urbanization, infiltration measures in settlement areas, conversion of farmland to set-aside areas, altered agricultural management practices, afforestation and storm damages in forests are taken into account.

These changes influence the *interception* of rainfall, its *infiltration* into the soil, the *subsurface flow processes* next to the soil surface as well as, for example in the case of sewer systems, also *runoff concentration*.

The hydrological simulations demonstrate that *sealing* of the soil surface is the most intensive intervention in the natural conditions among the ones which are mentioned above. Therefore it results in the strongest (negative) changes of the flooding situation in a catchment. In addition to that, the simulations show that a simple alteration in the interception capacity does not yield significant changes in catchment response, because the storage capacity of vegetation surfaces is rather low compared to the volume of storm events which normally lead to significant floods. More pronounced changes arise from modifications in the infiltration conditions.

The limits of the methodology which was chosen for this thesis become obvious when simulating altered *agricultural management practices*. Due the complexity of the processes involved, mathematical description and parameterization is difficult and therefore afflicted with high uncertainty.

In addition to that, the modelling results prove that global statements on the influence of land-use on flood generation are illegitimate because of the paramount importance of the climatic and physiographic *boundary conditions*. Climatic boundary conditions are *precipitation intensity* and *duration* as well as the *moisture conditions* before a storm event. The physiographic boundary conditions are given by the *geomorphological* and *geological catchment properties*. Furthermore, with increasing scale there is a shift in the relative importance of the different types of rainfall as well

as the different geophysical catchment properties. Therefore, the *spatial* and *temporal scale* for which the results are valid have to be clearly defined. This is taken into account consequently within this thesis – in contrast to many other studies on this topic.

Depending on boundary conditions and spatial scale, the findings allow the following statements regarding the influence of land-use changes on storm-runoff generation:

- (1) For intensive *convective* storm events with generally *low antecedent soil moisture*, the influence of land-use is greater than for long-lasting *advective* storm events with low rainfall intensities, because in the first case changes in the infiltration conditions are more important than during times of low precipitation intensities.
- (2) In *small catchments*, where small-scale convective cells can lead to a flood, the influence of land-use is accordingly greater than in *large river basins* like the Rhine basin, where long-lasting advective rainfalls (possibly in combination with snowmelt) are relevant.
- (3) In areas with good storage conditions like *thick, permeable soils* and *pervious rock* underneath, the influence of land-use is greater than in areas with *thin soils* and only *slightly permeable bedrock*. This is due to the fact that in case of deteriorating infiltration conditions, more storage space for precipitation is lost in areas with good storage conditions than in other areas.

Keywords

flood, land-use change, hydrological modelling, urbanization, agriculture, forestry

Einleitung



1.1 PROBLEMSTELLUNG

Seit 1990 waren mehrere der großen Flussgebiete Mitteleuropas wiederholt von extremen Hochwassern betroffen. Da sowohl die Landoberfläche als auch die Flusssysteme weiter Teile Mitteleuropas in der Vergangenheit weitreichenden Eingriffen ausgesetzt gewesen sind, wurde bei der Suche nach den Ursachen für diese Häufung von Extremereignissen auch die Frage nach der anthropogenen Verantwortung hierfür diskutiert. Gewässerausbau, Flächenversiegelung, intensive landwirtschaftliche Bodenbearbeitung, Flurbereinigung und Waldschäden sind nur einige Bei-

spiele und Folgen dieses anthropogenen Eingriffs (z.B. KLEEBERG & ROTHER, 1996; LÄNDERARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER, 1995; MENDEL et al., 1997; MENDEL, 2000).

Es besteht kein Zweifel darüber, *dass* die zunehmende Entfernung von den natürlichen Verhältnissen in Mitteleuropa zu einer veränderten Hochwassersituation geführt haben. Aufgrund der Vielfalt der beteiligten Prozesse und deren Wechselwirkungen gibt es allerdings bislang nur Schätzungen darüber, *wie sehr* sich die Hochwassersituation hierdurch verändert hat.

1.2 ZIELSETZUNG UND VORGEHENSWEISE

Vorrangiges Ziel dieser Arbeit ist es deshalb, mit Hilfe eines hydrologischen Modells systematisch darzustellen, *in welcher Weise, in welcher Größenordnung* und *unter welchen Umständen* die Art der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung Einfluss nimmt.

Dies wird anhand exemplarischer Modell Anwendungen untersucht. Zu diesem Zweck wird ein bereits bestehendes hydrologisches Modell um verschiedene Mechanismen der Abflussbildung *erweitert*, die als relevant für die Charakterisierung des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung angesehen werden.

Für die Modellanwendung wurden drei Teileinzugsgebiete des Rheins im mesoskaligen Maßstabsbereich (bis ca. 1000 km²) gesucht, deren

Größenordnung aufgrund der Unterdrückung lokaler Effekte bereits eine Verallgemeinerung der gewonnenen Erkenntnisse zulässt, aber trotzdem noch eine eindeutige Zuordnung von Ursache und Wirkung ermöglicht. Außerdem sollte in diesen Gebieten jeweils eine der drei Haupt-Landnutzungskategorien – Bebauung, landwirtschaftliche Nutzung und Wald – dominieren. Unter diesen Gesichtspunkten wurden die Einzugsgebiete folgender Flüsse ausgewählt: *Körsch* als typisch urbanes Gebiet, *Lein* als Repräsentant intensiver landwirtschaftlicher Nutzung und obere *Lenne*, deren überwiegend bewaldetes Einzugsgebiet als naturnah gilt.

Für diese drei Untersuchungsgebiete sind Landnutzungsszenarien entworfen worden, de-

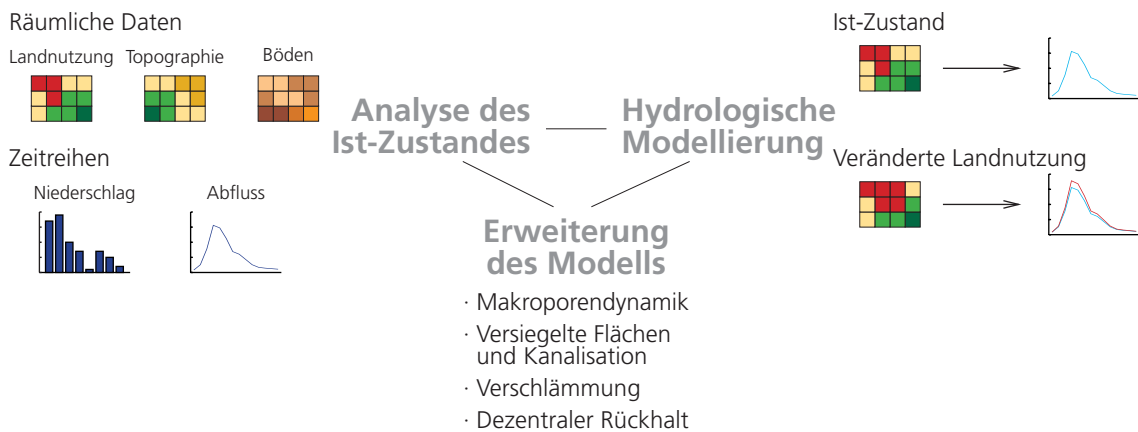


Abb. 1.1 Herangehensweise an die Fragestellung

ren Auswirkungen auf Hochwasser mit Hilfe des hydrologischen Modells simuliert werden. Die Simulationsergebnisse lassen sowohl Rückschlüsse auf den Einfluss der Landnutzung selbst als auch auf dessen Abhängigkeit von den geomorphologischen und klimatologischen Randbedingungen zu.

Abb. 1.1, S. 2 zeigt die drei Schwerpunkte der vorliegenden Arbeit. Die Verbindungen zwischen

diesen Arbeitsschwerpunkten symbolisieren den iterativen Charakter des Vorgehens: Die Analyse der Gebieteigenschaften und die ersten Modellierungsversuche bilden einerseits die Grundlage für die Entwicklung der Modellerweiterungen. Andererseits erzwingen die Modellerweiterungen eine noch genauere Auseinandersetzung mit dem jeweiligen Gebiet und erhöhen die Aussagekraft der hydrologischen Simulationen.

1.3 AUFBAU DER ARBEIT

Eine umfassende Literaturübersicht in *Kap. 2* bildet die Grundlage der Arbeit. Sie dokumentiert den *Stand der Forschung* zu den Themen Hochwasserentstehung, den Einfluss der Landnutzung hierauf, Entwicklung von Landnutzungsszenarien sowie hydrologische Modellierung. Aus der Literaturübersicht werden Anforderungen an hydrologische Modelle abgeleitet, die zur Quantifizierung des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung dienen sollen. Diese Kriterien liefern die Basis für die Auswahl des Modells, das in der vorliegenden Arbeit verwendet wird.

Im Anschluss daran werden die drei ausgewählten *Einzugsgebiete* vorgestellt (*Kap. 3*). Dabei werden die naturräumlichen Gegebenheiten, die anthropogene Inanspruchnahme der Landschaft und die Hochwassersituation angesprochen. *Kap. 3* geht außerdem auf die Abdeckung der

Gebiete durch räumliche, klimatologische und hydrologische Daten ein.

Die *hydrologische Modellierung* erfolgt mit dem deterministischen flächendifferenzierten Modell WASIM-ETH, das in *Kap. 4* beschrieben wird. In diesem Zusammenhang werden auch die *Modellerweiterungen* vorgestellt, deren Entwicklung den Kern dieser Arbeit bildet.

Die Simulationsergebnisse zu den *Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf die Hochwasserentstehung* werden in *Kap. 5* dargestellt und analysiert.

Auf welche Weise die Simulationsergebnisse *verallgemeinert* und auf größere Regionen angewandt werden könnten, damit beschäftigt sich *Kap. 6*.

Kap. 7 führt die Erkenntnisse aus den einzelnen Abschnitten zusammen und diskutiert deren Bedeutung sowie weiteren Forschungsbedarf.

Grundlagen



2.1 EINFLUSSFAKTOREN DER HOCHWASSERENTSTEHUNG

Ein Hochwasser ist eine zeitlich begrenzte Anschwellung des Durchflusses, die eine für jeden Durchflussquerschnitt zu bestimmende Grenze überschreitet (DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG, 1994; DYCK & PESCHKE, 1995). Die wichtigsten Kenngrößen eines Hochwassers sind Durchflussmaximum, Volumen und Dauer. Der Ablauf eines Hochwasserereignisses an einem betrachteten Durchflussquerschnitt kann durch eine Hochwasserganglinie beschrieben werden. Variablen einer Hochwasserganglinie wiederum sind, allgemeiner formuliert, das *Wasservolumen*, welches während des Ereignisses zum Abfluss kommt, und dessen *zeitliche Verteilung*. Gesteuert werden diese Variablen durch zwei Gruppen von Faktoren: *hydroklimatische* und *physiographische*.

Die wichtigsten Faktoren, die sich aus den hydroklimatischen und physiographischen Ereignis- bzw. Gebietsmerkmalen für den Verlauf einer Hochwasserganglinie ergeben, sind in *Abb. 2.1*, S. 4 aufgeführt. Zusätzlich zu den *Ereignis-* und *Gebietseigenschaften* sind die Bedingungen vor dem Hochwasser von zentraler Bedeutung. Zur groben Charakterisierung der *Anfangsbedingungen* werden diese in Anlehnung an die Systemhydrologie als Füllungszustände verschiedener *hydrologischer Speicher* beschrieben. Wichtige Funktionen dieser Speicher sind im Hinblick auf die Hochwasserentstehung (1) deren prinzipielles Fassungsvermögen, (2) deren Füllungs- und Entleerungsverhalten und (3) deren aktuelles Fassungsvermögen zu Beginn des Ereignisses.

Die *Anfangsbedingungen* nehmen eine Mittelstellung zwischen Gebietscharakteristika und Ereignischarakteristika ein, was auch durch die räumliche Anordnung der Faktoren im Diagramm zum Ausdruck gebracht werden soll. Während die Kapazität der dargestellten Speicher sich unmittelbar aus den physiographischen Gebietsmerkmalen ergibt (gekennzeichnet durch Verbindungslinien), wird deren Füllungsgrad vor dem Ereignis vom Zusammenwirken von hydroklimatischen Faktoren und Gebietscharakteristika bestimmt.

Auf die Darstellung der vielfältigen Wechselwirkungen zwischen hydroklimatischen und physiographischen Faktoren wird in *Abb. 2.1*, S. 4 aus Gründen der Übersichtlichkeit ebenso verzichtet wie auf die Beschreibung von Hochwasserereignissen, die nicht auf Niederschlag und/oder Schneeschmelze zurückzuführen sind. Beispiele hierfür sind Eisstauhochwasser in den höheren Breiten oder Hochwasser, die küstennah bei außergewöhnlichem Tidehub einen Rückstau im Mündungsbereich von Flüssen verursachen.

Im Hinblick auf die Hochwasserentstehung muss konsequent zwischen den Eigenschaften und Fließprozessen der *Landfläche* sowie denen im und am *Gewässernetz* unterschieden werden. Entsprechend wird der Begriff der *Abflussbildung* entgegen der missglückten Definition des DEUTSCHEN INSTITUTS FÜR NORMUNG (1994) definiert als die Gesamtheit aller Vorgänge, die einem Gerinne auf und unter der Bodenoberfläche Niederschlagswasser zuführen. Diese Definition ermög-

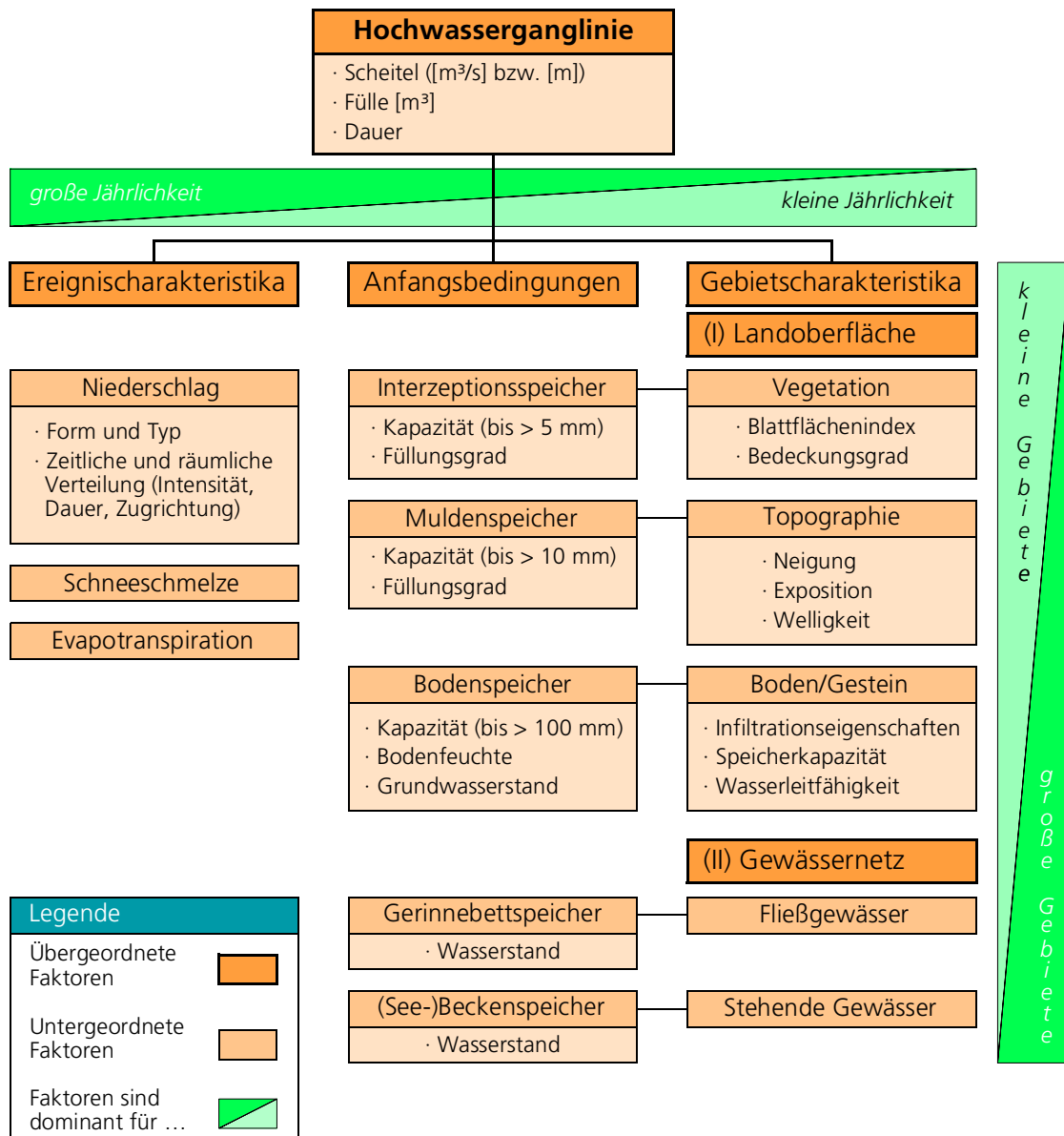


Abb. 2.1 Schematische Übersicht über die wichtigsten Steuergrößen einer Hochwasserganglinie für natürliche Einzugsgebiete in Abhängigkeit von der Gebietsgröße und der Jährlichkeit des Ereignisses (eigene Darstellung unter Verwendung von Informationen aus Herrmann, 1992, Blöschl & Sivapalan, 1995 und Dyck & Peschke, 1995; Speicherkapazität aus Internationale Kommission zum Schutze des Rheins, 1999)

licht die im weiteren verfolgte getrennte Betrachtung der Fließprozesse außerhalb des Gewässernetzes einerseits und dem *Ablauf der Hochwasserwelle* im Gerinne andererseits.

Abb. 2.1, S. 4 weist außerdem darauf hin, dass die Maßgeblichkeit der beteiligten Einflüsse auf

die Hochwasserganglinie am Gebietsauslass wesentlich von der Größe des Hochwasserereignisses und der Größe des Einzugsgebietes abhängt. Im Allgemeinen gilt hierfür folgender Zusammenhang (DYCK, 1997; KOEHLER, 1996; WOOD et al., 1990):

- (1) Mit zunehmender Größe/Jährlichkeit des Niederschlagsereignisses nimmt der Einfluss der flächenhaften Gebietseigenschaften ab.
- (2) Mit zunehmender Einzugsgebietsgröße tritt der Einfluss der flächenhaften Gebietseigenschaften gegenüber den Eigenschaften des Gewässernetzes in den Hintergrund.

Mit flächenhaften Gebietseigenschaften sind hier wiederum in Abgrenzung zum Gewässernetz sämtliche physiographischen Faktoren gemeint, die die Abflussbildung beeinflussen. Zu diesen Eigenschaften zählen auch anthropogene Eingriffe wie Flurbereinigung oder Urbanisierung sowie gezielte Einflussnahmen zur Verminderung und Verzögerung der Abflussbildung bei Hochwasser, auch wenn sie linienhafte Landschaftselemente wie Straßen oder Feldraine betreffen.

Entscheidende Folge des genannten Zusammenhangs ist, dass sich die in *Abb. 2.1*, S. 4 auf-

geführten Einflussfaktoren nur in Verbindung mit dem *räumlichen und zeitlichen Maßstab*, in dem sie untersucht werden, bewerten lassen, da sich auch die Untersuchungsmethoden in den verschiedenen Maßstabsbereichen voneinander unterscheiden. Gleiches gilt für die Untersuchung der Auswirkungen von Landnutzungsänderungen. Die in der Hydrologie als *Skalenproblematik* bezeichnete Maßstabsabhängigkeit der jeweils beobachtbaren Prozesse und der zugehörigen Untersuchungsmethoden bzw. Modellvorstellungen wird in *Kap. 2.2.1* näher beleuchtet.

Aus dem Zusammenhang zwischen Einflussfaktoren und Ereignis- bzw. Gebietsgröße geht außerdem hervor, dass der Einfluss flächenhafter Gebietscharakteristika in kleinen Gebieten und für kleine Ereignisse aufgrund der dort stärksten Wirkung auf die Hochwasserentstehung besser zu quantifizieren ist als für größere Ereignisse bzw. in größeren Gebieten.

2.2 ABFLUSSBILDUNG BEI HOCHWASSER

2.2.1 Bedeutung hydrologischer Zeit- und Längenmaßstäbe

Wie BLÖSCHL & SIVAPALAN (1995) darlegen, sind sowohl hydrologische Prozesse als auch deren Beobachtung/Messung und Modellierung an charakteristische Zeiten und Längen gebunden, die gegeneinander abgegrenzt werden können. Dies erlaubt eine Zuordnung der Prozesse, Arbeitstechniken und Modelle zu verschiedenen Maßstabs- oder, in Anlehnung an den englischen Begriff *scale*, Skalenbereichen. Einen Eindruck dieser Zuordnung vermittelt *Abb. 2.2*, S. 6.

Im Idealfall sind *Prozessmaßstab*, *Beobachtungsmaßstab* und *Modellierungsmaßstab* identisch. Eine bewusste Beachtung verlangen die einer Fragestellung zugrunde liegenden *Skalenbereiche* dahingegen insbesondere dann, wenn entweder der Beobachtungs- bzw. Modellierungsmaßstab nicht mit dem Maßstab des beobachteten bzw. simulierten Prozesses übereinstimmen, oder wenn anhand von Erkenntnissen, die in einem Maßstabsbereich über Prozesse gewonnen wurden, Aussagen über diese Prozesse in ei-

nem anderen Maßstabsbereich gemacht werden sollen. Mit der Schaffung von Übergängen zwischen den einzelnen Skalen(bereichen) beschäftigt sich der Forschungsbereich der *Regionalisierung* (KLEEBERG & CEMUS, 1992). Die Übertragung von Information vom kleineren zum größeren Maßstab wird dabei als *upscaling* angesprochen, solche vom größeren zum kleineren als *downscaling* (BLÖSCHL & SIVAPALAN, 1995).

Bei der Untersuchung bzw. Nachbildung hydrologischer Prozesse ist der von den natürlichen Gegebenheiten bestimmte *Prozessmaßstab* vorgegeben. Der *Beobachtungsmaßstab* hingegen ergibt sich aus der Fragestellung, der dafür verfügbaren Messtechnik sowie den finanziellen Möglichkeiten. Der *Modellierungsmaßstab* wiederum richtet sich nach den simulierten Prozessen und den verfügbaren Daten sowie nach der Prozesskenntnis und deren Umsetzung im Modell. Je nachdem, ob die beteiligten Prozesse, deren Beobachtung oder deren Modellierung im Zentrum der Betrachtung stehen, ergeben sich, wie *Abb. 2.2*, S. 6 illustriert, daraus unterschiedliche Grenzen für die voneinander trennbaren Skalenbereiche.

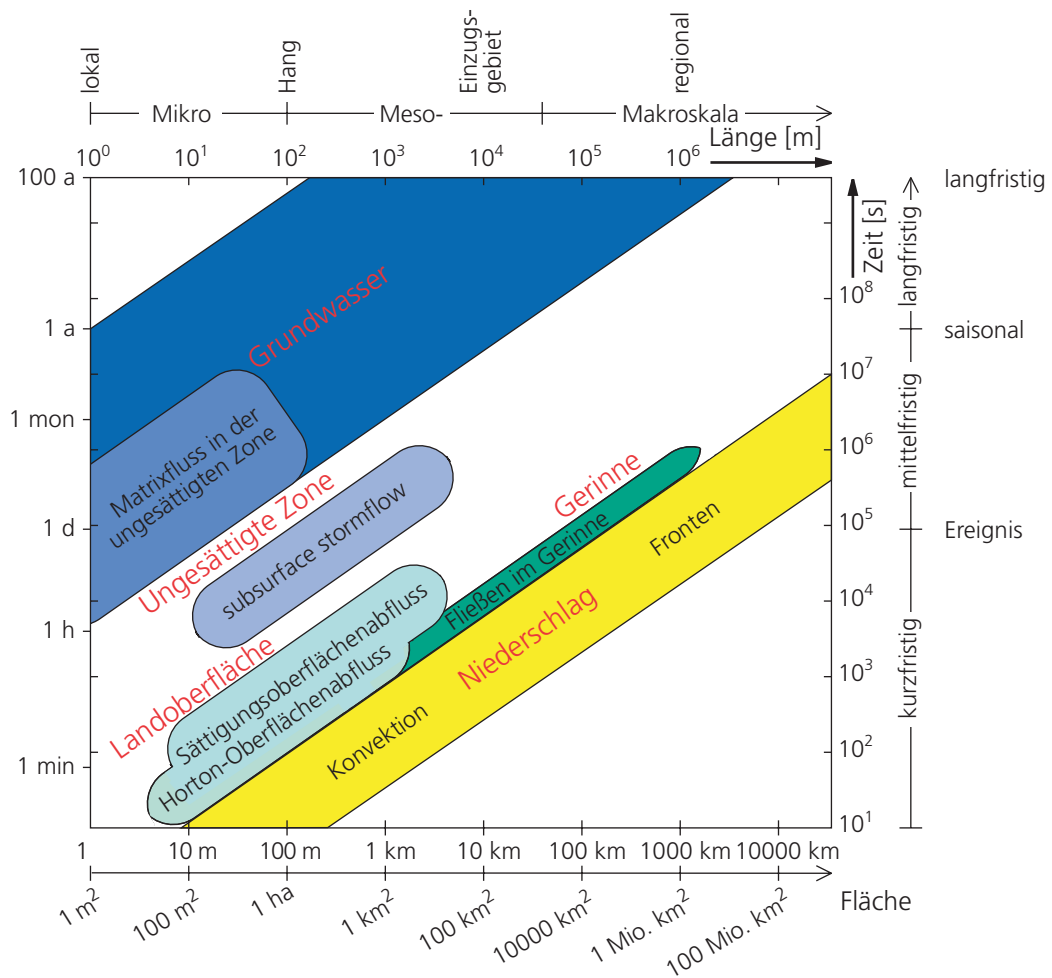


Abb. 2.2 Charakteristische Raum- und Zeitskalen einiger hydrologischer Prozesse und Arbeitsskalen der hydrologischen Modellierung (Prozessskalen nach Blöschl & Sivapalan, 1995; Raumskalen nach Becker, 1992; Zeitskalen nach Kleeberg & Cemus, 1992; Arbeitsskalen nach Dooge, 1986 aus Blöschl & Sivapalan, 1995)

Die von BECKER (1986, 1992) eingeführte Einteilung der *Modellierungsmaßstäbe* in die drei räumlichen Größenklassen Mikro-, Meso- und Makroskala basiert im Wesentlichen auf der Zuordnung verschiedener *Modellvorstellungen* zu der Gebietsgröße, für die diese Modellvorstellungen entwickelt wurden. Den umgekehrten Weg geht DOOGE (1986), der die Modellierungs-/Arbeitsskalen nach charakteristischen Gebietsgrößen (lokale Skala, Hang-, Einzugsgebietsskala und regionale Skala) und Zeiträumen (Ereignisskala, saisonale und langfristige Skala) einteilt, die typischerweise Gegenstand von *Modellanwendungen* sind. Schlussfolgerungen, die sich aus der auch

von PLATE (1992) aufgegriffenen modellorientierten Skaleneinteilung für die Bewertung von Modellen auf ihre Tauglichkeit zur Beantwortung der vorliegenden Fragestellung ergeben, werden in *Kap. 2.6* angesprochen.

Zunächst jedoch sollen die Prozessmaßstäbe im Vordergrund stehen, wie sie in *Abb. 2.2*, S. 6 exemplarisch für einige Prozesse dargestellt sind. Als Kriterien für charakteristische Zeit- bzw. Raumskalen hydrologischer Prozesse werden dabei (a) deren Dauer bzw. räumliche Ausdehnung, (b) deren Periodizität (sofern vorhanden) und (c) deren Korrelationslänge herangezogen (BLÖSCHL & SIVAPALAN, 1995).

Eine zeitliche Eingrenzung der am Entstehen und am Ablauf von Hochwassern beteiligten Prozesse auf den *Ereigniszeitraum* ist aufgrund des Einflusses der *hydroklimatischen Ausgangsbedingungen* nicht möglich. Hierauf weisen KLEEBERG & ROTHER (1996) implizit hin, die feststellen, dass außergewöhnliche Hochwasser in größeren Gebieten als Folge von Niederschlägen meist nur in Verbindung mit *hoher Vorbodenfeuchte* oder *rascher Schneeschmelze* entstehen können. Eine erhöhte Neigung zu Hochwassern kann sich über Monate hinweg ausbilden (z.B. durch anhaltend kühle und feuchte Witterung oder Schneekumulation im Winterhalbjahr), sich aber ebenso bei geänderten Bedingungen – abhängig von den Speichereigenschaften des Gebietes – über Monate hinweg erhalten, was auch als Beharrungsvermögen oder *Persistenz* bezeichnet wird (DYCK & PESCHKE, 1995). Kenngrößen für das Speichervermögen eines Gebiets vor einem Hochwasser sind in *Abb. 2.1*, S. 4 aufgeführt. Sie sind verknüpft mit den mittelfristigen Schwankungen der Witterungsbedingungen, der Fließprozesse in der ungesättigten Zone bzw. im Grundwasser und der daraus resultierenden Fließvorgänge im Gerinne.

Ebenso wie für die Einschätzung der *hydroklimatischen* Einflussfaktoren ist für die Bewertung der *physiographischen* Einflüsse eine Verknüpfung der getroffenen Aussagen mit den zugehörigen Maßstabbereichen der beteiligten Prozesse unerlässlich. Zur Unterscheidung *räumlicher Skalenbereiche* der Fließprozesse im Einzugsgebiet bieten sich die in *Abb. 2.2*, S. 6 vertretenen Arbeitsskalen nach DOOGE (1986) an, da sie hydrologische Teilsysteme voneinander abgrenzen, denen jeweils charakteristische hydrologische Prozesse zugeordnet werden können.

Relevante *Zeitskala* für die im folgenden beschriebenen *Abflussprozesse* ist der *Ereignismaßstab*. Längerfristige saisonale Einflüsse werden implizit als Anfangs- und Randbedingungen berücksichtigt.

2.2.2 Prozesse in der lokalen Skala

Die kleinste räumliche Einheit nach DOOGE (1986) ist die *lokale Skala*, die mit einer Größenordnung von ungefähr 1 m^2 den Betrachtungs-

maßstab für die *vertikalen* Fließprozesse darstellt, die in einem *Pedon* (Bodensegment) als Grundeinheit der Bodenzone ablaufen (SCHACHTSCHABEL et al., 1992).

Sowohl im Hinblick auf die Bildung schneller/ereigniswirksamer Abflusskomponenten als auch für den längerfristigen Wasserhaushalt mit Grundwasserneubildung und Evapotranspiration im Jahresverlauf kommt der Bodenzone eine Schlüsselstellung zu, da deren Eigenschaften über den weiteren Weg des Niederschlages entscheiden, der zuvor bereits durch Interzeption beeinflusst worden sein kann (RAWLS et al., 1992).

Die wichtigsten Parameter des Bodens für die vertikalen Fließprozesse in einem Bodensegment sind dessen *Wasseraufnahmefähigkeit*, *Wasserleitfähigkeit* und dessen *Wasserhaltevermögen* (RAWLS et al., 1992). Die mit der Aufteilung des Niederschlages in der lokalen Skala assoziierten Prozesse sind einerseits die Evapotranspiration als Verlustgröße für die Hochwasserentstehung und andererseits die Infiltration bzw. die daran anschließende Bodenwasserbewegung.

Zur Unterscheidung verschiedener jeweils dominanter Einflüsse auf das Bodenwasser werden in der Bodenzone verschiedene *Porensysteme* unterschieden. In der Bodenkunde bzw. für Wasserhaushaltsbetrachtungen ist die Unterteilung in Grob-, Mittel- und Feinporen bzw. in Sickerwasser, pflanzenverfügbares Haftwasser und nicht verfügbares Haftwasser führende Poren gebräuchlich (SCHACHTSCHABEL et al., 1992). Für Untersuchungen der Abflussbildung hat sich die von BEVEN & GERMANN (1982) eingeführte Zweiteilung des Porensystems in *Mikroporen* (Poren der Bodenmatrix) und *Makroporen*, also in von Kapillarkräften beeinflusste bzw. nicht maßgeblich von Kapillarkräften beeinflusste Poren durchgesetzt. Die damit verbundene Vereinfachung ist mit dem Begriff *double-porosity approach* belegt. BEVEN & GERMANN (1982) ordnen den Makroporen, die als diskrete, langgestreckte Hohlräume beschrieben werden, einen Äquivalentdurchmesser von $> 3 \text{ mm}$ zu, was einem Matrixpotenzial von $> -0,1 \text{ kPa}$ bzw. einer kapillaren Steighöhe von $< 1 \text{ cm}$ entspricht. GERMANN (1990) räumt allerdings ein, dass auch Grobporen mit Durchmessern $> 30 \mu\text{m}$ bei ausreichender Länge bereits eine den Makroporen ähnliche Pro-

zessdynamik ermöglichen. Bisher wurde kein einheitlicher Minstdurchmesser von Makroporen festgelegt (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT, 1997).

Analog zur Definition von Mikro- und Makroporen wird auch zwischen Matrix- und Makroporenfluss unterschieden:

Matrixfluss

Über die Wasserbewegung in der Bodenmatrix und damit auch über deren Aufnahmefähigkeit für Wasser bei gegebener Wasserleitfähigkeitscharakteristik und Speicherkapazität entscheiden in erster Linie die aktuelle Bodenfeuchte und der davon abhängige Gradient des hydraulischen Potentials (HARTGE & HORN, 1991).

Makroporenfluss

Makroporen können nach ZUIDEMA (1985) ausgeprägt sein als Wurzelgänge, als Gänge von Würmern oder größeren Bodentieren wie Mäusen oder Maulwürfen oder auch als Schrumpfrisse in feinkörnigen Böden bzw. Klüfte infolge physikalischer Verwitterung. Anthropogen entstehen Makroporen bei der landwirtschaftlichen Bodenbearbeitung. Genauso trägt intensive Bodenbearbeitung aber auch zur Zerstörung zusammenhängender Makroporen bei (BEVEN & GERMANN, 1982). Erosiv erweiterte Makroporen sowie in lateraler Richtung überdurchschnittlich gut miteinander verbundene Makroporen werden auch als *pipes* bezeichnet (JONES, 1971; ANDERSON & BURT, 1990).

Obwohl CHEN & WAGENET (1992) zufolge Makroporen lediglich 0,2 bis 5% des Gesamtbodenvolumens ausmachen, können sie aufgrund ihrer hohen Leitfähigkeit innerhalb kurzer Zeit bedeutende Wassermengen ableiten. BOUMA et al. (1982) beispielsweise haben in Makroporen Fließgeschwindigkeiten von bis zu 25 cm/s beobachtet, BEVEN & GERMANN (1982) bis zu 20 cm/s. Einen 100–400 mal schnelleren Fluss als in der Bodenmatrix diagnostizierte GERMANN (1981). Ob Makroporenfluss entsteht, hängt vom Feuchtegehalt der umliegenden Matrix, von der Beschaffenheit der Makroporenwandung und von der zur Verfügung stehenden Wassermenge in der Makropore ab. Nach BEVEN & GERMANN (1982) kann bereits in relativ trockenen Böden Makroporenfluss auftreten, was unter anderem auf hy-

drophobe Effekte an der Porenwandung zurückzuführen ist.

Für die *Infiltration*, also den Eintritt von Wasser in die Erdrinde (DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG, 1994), können bei geringer Durchlässigkeit allein die Eigenschaften der Bodenoberfläche entscheidend sein (BURT, 1989). In der Regel sind die Prozesse Infiltration und Bodenwasserbewegung jedoch nicht voneinander zu trennen, da sie wechselseitig voneinander abhängen (RAWLS et al., 1992). Reichen Makroporen bis an die Oberfläche, so ermöglichen sie eine rasche Infiltration und – abhängig von deren wirksamer Länge – eine effektive *Tiefenperkolation*. Diese kann weite Teile der Matrix des Oberbodens umgehen, was auch als *bypass flow* bezeichnet wird (ANDERSON & BURT, 1990).

2.2.3 Prozesse in der Hangskala

In der *Hangskala* (Größenordnung Hektar) nach DOOGE (1986) gewinnen *laterale* Abflussbildungsprozesse an Bedeutung. Die für die Hangskala bedeutsamen Prozesse sind geprägt durch die *Heterogenität* des Untergrundes und die *Variabilität* der kleinräumig wechselnden Feuchtebedingungen. Heterogenität und Variabilität sorgen dafür, dass die Reaktion eines Hanges auf ein Niederschlagsereignis immer eine integrale Reaktion verschiedener, ineinander übergehender Fließmechanismen darstellt. Dem wird die bis heute übliche schematische Zuordnung von Wasseranteilen nach der Raschheit der Abflussreaktion zu den *Abflusskomponenten* Oberflächenabfluss, Zwischenabfluss und Grundwasserabfluss nicht gerecht (GUTKNECHT, 1996).

Da die Begriffe zur Beschreibung der Abflussbildungsprozesse am Hang durch die englischsprachige Literatur geprägt sind und bislang z.T. keine klar definierten Übersetzungen existieren, wurden als Referenz jeweils die englischen Begriffe in Klammern hinzugefügt. Aufgrund der verschiedenen Herangehensweisen an die Fragen der Hydrologie im Hangmaßstab (*hillslope hydrology*) haben sich verschiedenste Begriffe für die Beschreibung der beobachteten Phänomene herausgebildet, die den Blick dafür verstellen, dass sich sämtliche unterirdischen Fließprozesse als Was-

serbewegung in Poren unterschiedlichen Durchmessers beschreiben lassen. Bei der folgenden und in *Abb. 2.3*, S. 9 illustrierten Darstellung der im Ereignismaßstab wirksamen Abflussbildungsprozesse am Hang wurde deshalb eine Reduktion

dieser Begriffsvielfalt versucht, die sich an Veröffentlichungen von BURT (1989), ANDERSON & BURT (1990), ZUIDEMA (1985), DUNNE (1978), GUTKNECHT (1996), BUTTLE (1994) und BONELL (1993, 1998) orientiert.

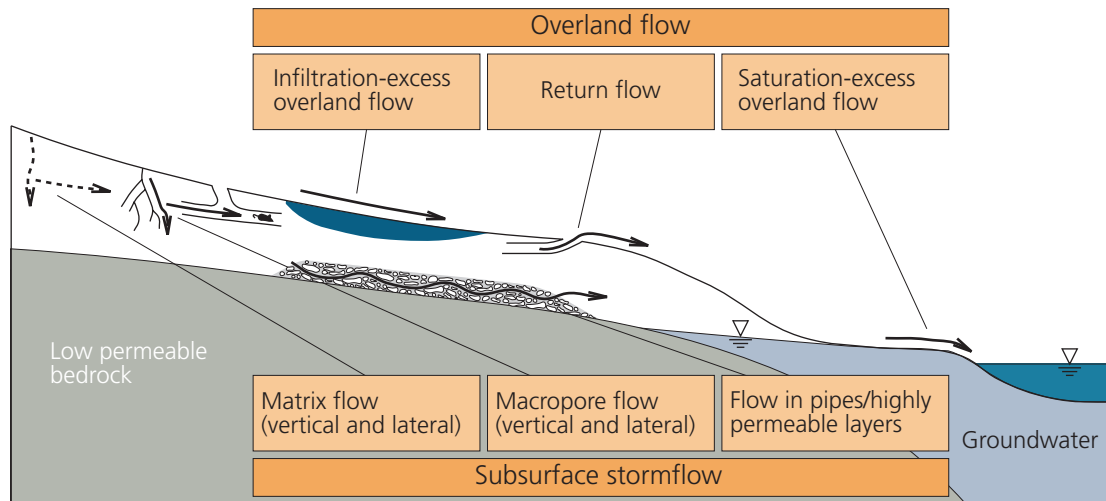


Abb. 2.3 Zur Abflussbildung bei Hochwasser beitragende Fließprozesse am Hang

Missverständnisse ergeben sich außerdem aus der im deutschen Sprachgebrauch weit verbreiteten unscharfen Trennung zwischen *Abflussbildungsprozessen* und *Abflusskomponenten*. Abflussbildungsprozesse sind Fließprozesse, die sich zu einem bestimmten Zeitpunkt an einer bestimmten Stelle im Einzugsgebiet beobachten lassen. Eine Abflusskomponente ist ein Wasservolumen im Gerinne, welches einem bestimmten Herkunftsraum bzw. der Wirkung bestimmter Abflussbildungsprozesse zugeordnet wird. Häufig wird damit der in den meisten Fällen nicht gerechtfertigte Eindruck erweckt, dass sich einzelne Fließprozesse aus der Abflussganglinie isolieren ließen. Dominante *Abflussbildungsmechanismen*, die zum Entstehen einer Abflusskomponente beitragen, stellen aber fast immer ein Wirkungsgewebe aus verschiedenen Fließprozessen dar. Die Gleichsetzung von Abflussbildungsprozessen und Abflusskomponenten ist auch ein Ausdruck davon, dass in der Vergangenheit schnelle Abflussreaktionen ausschließlich auf oberirdische Fließprozesse zurückgeführt wurden, weswegen beispielsweise die Begriffe Direktabfluss und Oberflächenabfluss vielfach als Synonyme ver-

wendet wurden. Hierauf weisen beispielsweise BECKER et al. (1999) hin.

2.2.3.1 Oberflächenabfluss

Im Gegensatz zur schnellen Abflusskomponente ›Oberflächenabfluss‹ in Gerinnen ist mit Oberflächenabfluss (overland flow) als Abflussbildungsprozess eine momentane Fließbewegung auf der Bodenoberfläche gemeint. Der Prozess schließt auch Wasser mit ein, welches bereits infiltriert war bzw. anschließend wieder infiltriert.

Hortonscher Oberflächenabfluss

Infiltrationsüberschuss bzw. daraus resultierender HORTONScher Oberflächenabfluss (*infiltration-excess overland flow*) entsteht, wenn die Niederschlagsintensität die *aktuelle Infiltrationsrate* eines Bodens übersteigt, der Boden also aufgrund seiner Infiltrationseigenschaften zu einem bestimmten Zeitpunkt das anfallende Niederschlagswasser nicht oder nicht vollständig aufnehmen kann (HORTON, 1933). Voraussetzungen hierfür sind im humiden Klimabereich, wo die Bedeutung des HORTONSchen Oberflächenabflusses lange

überschätzt wurde, sehr hohe Niederschlagsintensitäten oder Böden mit schlechten Infiltrationseigenschaften. Schlechte Infiltrationseigenschaften sind z.B. gebunden an eine insgesamt geringe Durchlässigkeit des Bodens, Verschlammung der Bodenoberfläche, Verdichtungen des Oberbodens oder die Abwesenheit gut angebundener Makroporen. Eine nahezu dichte Oberfläche kann aus flächenhafter Bodengefrorenis, Versiegelung der Bodenoberfläche oder an der Oberfläche anstehendem Festgestein resultieren.

Sättigungsoberflächenabfluss

Sättigungsüberschuss bzw. in der Folge davon entstehender DUNNEScher Oberflächenabfluss (*saturation-excess overland flow*) ist die Folge der Ausbildung einer gesättigten Zone bis an die Bodenoberfläche (DUNNE, 1978). Eine Abgrenzung zum HORTONSchen Oberflächenabfluss ist sinnvoll, da bei gesättigten Verhältnissen das Abflussverhalten des Bodens unabhängig von den Infiltrationseigenschaften ist (ZUIDEMA, 1985). Randbedingungen für das Auftreten von Sättigungsoberflächenabfluss sind im Gegensatz zum HORTONSchen Oberflächenabfluss eher gute Infiltrationseigenschaften sowie eine geringe Speicherkapazität und ein geringes laterales Transportvermögen des Bodens. Ursachen für geringes laterales Transportvermögen sind konvergierender Fluss im Untergrund, Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit oder Abnahme der Hangneigung in Verbindung mit einem stauenden Horizont an der Basis. Deswegen tritt Sättigungsoberflächenabfluss auch bevorzugt in Mulden und am Hangfuß auf (KÖLLA, 1986). Gespeist wird der DUNNESche Oberflächenabfluss von Niederschlag, der direkt auf die gesättigte Fläche fällt (KIRKBY & CHORLEY, 1967) und von Wasser, welches als *return flow* (siehe dort) wieder an die Oberfläche tritt (DUNNE & BLACK, 1970). Die Entstehung gesättigter Flächen ist häufig an das Auftreten schnell reagierender unterirdischer Fließprozesse (siehe Kap. 2.2.3.2) gekoppelt (BECKER et al., 1999).

Sättigungsflächen können sich entweder während des Niederschlagsereignisses entwickeln und ausdehnen, oder bereits vor dem Ereignis bestehen. Dieses Phänomen wurde erstmals von HEWLETT & HIBBERT (1967) durch das so-

genannte *variable source-area concept* beschrieben und mit dem als *translatory flow* bezeichneten unterirdischen Versatz von Wasser infolge eines hydraulischen Gradienten in Verbindung gebracht.

Return flow

Return flow bezeichnet das Wiederaustrreten bereits infiltrierten Wassers an der Bodenoberfläche. Diskrete Austrittsstellen für return flow sind bis an die Oberfläche reichende Makroporen. Diffuses/flächenhaftes Austrreten von Bodenwasser ist bedingt durch die Erschöpfung der Transportkapazität des Oberbodens infolge abnehmender Hangneigung, abnehmender hydraulischer Leitfähigkeit oder abnehmender Mächtigkeit eines wasserführenden Horizonts. Die Bedeutung des return flow liegt – wie die des Infiltrationsvorgangs – in der Herstellung eines Übergangs von oberirdischen zu unterirdischen Fließmechanismen (DUNNE & BLACK, 1970).

2.2.3.2 Schnell reagierender unterirdischer Abfluss

Subsurface stormflow ist der Überbegriff für alle unterirdischen Abflussbildungsprozesse, die rasch genug auf ein Niederschlagsereignis reagieren, um zu einem Hochwasser beitragen zu können. Diese Reaktion ist nicht ausschließlich an schnelle unterirdische Fließprozesse in bevorzugten Fließwegen (*preferential pathways*) wie Makroporen oder diffuse Bereiche hoher Durchlässigkeit gebunden. Sie kann ihre Ursache auch in der schnellen *hydraulischen Reaktion* eines zusammenhängend gesättigten Wasserkörpers auf infiltrierenden Niederschlag haben (BURT & BUTCHER, 1985). Hieran sind verschiedene Fließprozesse beteiligt (PEARCE et al., 1986; ANDERSON & BURT, 1990; BONELL, 1998; BECKER et al., 1999):

Matrixfluss

Der ereigniswirksame unterirdische Versatz von Wasser, welches bereits vor dem Niederschlagsereignis im Boden gespeichert war, ist an die Existenz bzw. Entstehung zusammenhängender gesättigter Bereiche gebunden, die innerhalb kurzer Zeit auf eine rasche Erhöhung des hydraulischen Gradienten reagieren. Gute Bedingungen hierfür sind eine in hangabwärtiger Richtung

hohe hydraulische Leitfähigkeit des Bodens über einer geringdurchlässigen Basis sowie gute Infiltrationseigenschaften. An der Erhöhung des hydraulischen Gradienten sind sowohl Matrixfluss als auch schneller Makroporenfluss beteiligt. Das Ergebnis dieses Vorgangs ist ein rasches Auspressen großer Mengen ›alten‹ Wassers (*pre-event water*) am Hangfuß bei im Vergleich zum freien Makroporenfluss geringen Fließgeschwindigkeiten (SKLASH et al., 1986). Dieser Vorgang ist mit den Begriffen *translatory flow* bzw. *piston flow effect* (BURT, 1989) sowie *kinematic pressure wave effect* (BEVEN, 1989b) belegt worden.

Makroporenfluss

Bei guter lateraler Vernetzung stellen Makroporen auch in hangabwärtiger Richtung sehr effektive Leitbahnen für den Wassertransport dar (BEVEN & GERMANN, 1982). Wie in Kap. 2.2.2 erwähnt, werden in lateraler Richtung besonders wirksame makroporöse Fließwege verschiedentlich auch als *pipes* bezeichnet (JONES, 1971; ANDERSON & BURT, 1990).

Fluss in hochdurchlässigen Bereichen

Hochdurchlässige Bereiche (*highly permeable layers/pipes*) zeichnen sich durch grobes Substrat mit hohem Grobporenanteil aus, wie es für Hangschutt, periglazialen Solifluktionsschutt oder lockeres Moränenmaterial typisch ist. Turbulente Auswaschung von Feinmaterial sorgt in Bodenhorizonten, die ohnehin bereits aus vorwiegend grobem Substrat bestehen, für eine weitere Erhöhung der Wasserleitfähigkeit. Die Auswaschung von Feinmaterial wird begünstigt durch eine (relativ) undurchlässige Schicht im Liegenden. Sind Bereiche hoher Durchlässigkeit als röhrenartige Hohlformen ausgebildet, so werden sie – ebenso wie erweiterte Makroporen – häufig auch als *pipes* angesprochen (ZUIDEMA, 1985; JONES, 1971).

Groundwater ridging

Mit groundwater ridging wird ein rasches Ansteigen des Kapillarsaums der Grundwasseroberfläche in einer ausgedehnten Talsohle bezeichnet. Folge hiervon ist ein stark erhöhter hydraulischer Gradient in Richtung Gerinnebett, der – wie bereits für den Matrixfluss am Hang beschrieben – zum raschen Auspressen alten Wassers ins Gewäs-

sernetz führt (SKLASH & FARVOLDEN, 1979). Dies wird durch gute Infiltrationseigenschaften und eine geringdurchlässige Gesteinsbasis begünstigt.

Den zeitlichen und räumlichen Skalenbezug für die im Hangmaßstab auftretenden lateralen Abflussbildungsprozesse stellt Abb. 2.2, S. 6 her:

HORTONScher Oberflächenabfluss auf undurchlässigen Flächen kann unmittelbar nach deren Benetzung einsetzen. Demgegenüber ordnen BLÖSCHL & SIVAPALAN (1995) dem Sättigungsoberflächenabfluss eine tendenziell um die Phase der Aufsättigung des Oberbodens verzögerte Reaktion zu, insofern die gesättigten Verhältnisse nicht bereits vor Beginn des Niederschlagsereignisses bestanden haben. Während allerdings HORTONScher Oberflächenabfluss prinzipiell auch lokal auf einem Bodenmonolith beobachtet werden kann, ist DUNNEScher Oberflächenabfluss an konvergierende Fließverhältnisse im Untergrund und damit an einen unterirdischen *Einzugsbereich* in der Hangskala gebunden. Verglichen mit den Abflussbildungsprozessen auf der Landoberfläche erstrecken sich die Reaktionszeiten von *ereigniswirksam* reagierendem unterirdischem Abfluss über ein wesentlich größeres Intervall der *logarithmischen* Zeitskala in Abb. 2.2, S. 6. Die Größe dieses Zeitintervalls ist zum einen von den unterirdischen Fließprozessen selbst, zum anderen aber auch von der Größe des betrachteten Gebietes abhängig, da die Gebietsgröße bei gegebener Niederschlagsdauer darüber entscheidet, welcher Anteil des aus vorwiegend unterirdischen Abflussbildungsprozessen freigesetzten Wasservolumens noch zum Hochwasserereignis beiträgt und welcher bereits dem Basisabfluss zuzurechnen ist.

2.2.4 Prozesse in der Einzugsgebietskala

Als wesentliche neue Faktoren für den Hochwassererlauf treten im Einzugsgebietsmaßstab ausgedehntere *Grundwasserleiter* sowie das *Gewässernetz* hinzu. Eine Beschreibung dafür, wie sich beim *Übergang* vom *mikro-* zum *makroskaligen* Einzugsgebiet der Einfluss der flächenhaften Gebietseigenschaften gegenüber dem des Gewässernetzes verschiebt, gibt z.B. BEVEN (1991b):

Die Darstellung geht aus von einem aus vorwiegend konvergierenden Hangstücken zusammengesetzten (mikroskaligen) Gebiet, welches zur Tiefenlinie hin in den Anfang eines Gerinnes entwässert, also von den *Fließprozessen am Hang* dominiert wird. Im humiden Klimabereich sind dies (siehe *Kap. 2.2.3*) vorwiegend unterirdische Fließprozesse sowie deren Auswirkung auf das Entstehen von Oberflächenabfluss. Während in der Mikroskala jedoch der Niederschlag als annähernd räumlich konstant angesehen werden kann, wird die Dynamik der Fließprozesse von der kleinräumigen *Heterogenität* von Boden und Vegetation beeinflusst. Mit zunehmender Einzugsgebietsgröße gewinnt die *zeitliche und räumliche Variabilität* des Niederschlages an Bedeutung. Gleichzeitig nimmt die Heterogenität der Vegetation, der Bodencharakteristika und der Hangformen bzw. der Topographie allgemein zu. Außerdem wächst, wie bereits erwähnt, der Einfluss des Gewässernetzes auf den Verlauf der Hochwasserganglinie, wohingegen der Einfluss der flächenhaften Gebietseigenschaften bzw. der Abflussbildungsprozesse am Hang immer mehr in den Hintergrund tritt. KIRKBY (zitiert in BEVEN, 1991b) macht hierfür vor allem das Verhältnis der *Zeitskalen* von Fließprozessen am Hang zu Fließprozessen im Gerinne verantwortlich, da mit zunehmender Einzugsgebietsgröße die *Aufenthaltszeiten im Gewässernetz* deutlich steigen,

die Fließzeiten am Hang sich jedoch häufig nur unwesentlich erhöhen.

Gründe für die steigenden Aufenthaltszeiten im Gewässernetz wiederum sind einerseits das Anwachsen des Gewässernetzes insgesamt. Andererseits wächst mit zunehmender Gebietsgröße in der Regel aber auch der Anteil an Bereichen mit geringerem Gefälle, was nicht nur geringere Fließgeschwindigkeiten im Gerinne mit sich bringt, sondern auch Verzögerungen des Gerinneabflusses durch Uferspeicherung und Vorlandüberflutungen ermöglicht. Verstärkend kommt hinzu, dass die vorwiegend geraden Hänge tieferer Einzugsgebietslagen meist auch weniger zur Bildung schneller Abflusskomponenten neigen als die im Englischen als *headwater areas* angesprochenen konvergierenden Hänge höherer Bereiche. BEVEN (1991b) erklärt dies mit der Tendenz konvergierender Hänge zur Ausbildung von Zonen hoher Bodenfeuchte am Hangfuß, welche sowohl schnelles unterirdisches Fließen als auch die Entstehung von Sättigungsflächenabfluss begünstigen. Dieser Zusammenhang äußert sich auch in einer tendenziellen Abnahme der Hochwasserabflussspende flussabwärts (BURT, 1989).

Außerdem wird mit zunehmender Einzugsgebietsgröße die oben beschriebene *zeitliche* Differenzierung der verschiedenen Abflussbildungsprozesse an den Hängen höherer Einzugsgebietsbereiche immer unwichtiger (HEWLETT, 1982).

2.3 METEOROLOGISCHE RANDBEDINGUNGEN

2.3.1 Skalen der Witterung

Großen Einfluss auf das Entstehen von Hochwasser haben die *charakteristischen Skalen* der Niederschlagstypen. Wie *Abb. 2.2*, S. 6 zeigt, sind *konvektive* Niederschläge an sowohl zeitlich als auch räumlich andere Skalenbereiche gebunden als *zyklonale/advektive* Niederschläge. Der räumliche Bezug hat zur Folge, dass konvektive Starkniederschläge, deren Auftreten meist auf eine Fläche von wenigen Quadratkilometern beschränkt ist, auch nur in kleinen Einzugsgebieten zu größeren Hochwassern führen können (KLEEBERG & ROTHER, 1996; VERWORN & HARMS,

1984). Umgekehrt müssen großflächige zyklonale Niederschläge, die in großen Flussgebieten zu Hochwasser führen, nicht auch in kleineren stromaufwärts gelegenen Nebenflüssen extreme Abflussverhältnisse hervorrufen. Dies sollte bei der Übertragung von Erkenntnissen zur Hochwasserabflussbildung aus kleinen Gebieten auf den Hochwasserverlauf in größeren Gebieten unbedingt beachtet werden.

Die *saisonalen/mittelfristigen* Schwankungen der hydroklimatischen Einflüsse sind dafür verantwortlich, dass sich im Jahresverlauf die Randbedingungen für die Hochwasserentstehung deutlich voneinander unterscheiden.

Außerdem kann auch die Größe eines Niederschlagsereignisses, ausgedrückt als *Jährlichkeit* oder *Überschreitungswahrscheinlichkeit* und bezogen auf eine bestimmte Niederschlagsdauer, als Zeitskala interpretiert werden (BLÖSCHL & SIVAPALAN, 1995). Die Skalendefinition bezieht sich hierbei auf das mittlere Zeitintervall zwischen zwei Ereignissen gleicher Größe.

2.3.2 Einfluss der Witterung auf die Hochwasserentstehung

Intensität und *Dauer* eines Niederschlagsereignisses haben einen starken Einfluss darauf, welche Gebieteigenschaften und wie sehr die Gebieteigenschaften den Hochwasserverlauf prägen. Ein Maß hierfür ist die *Jährlichkeit* des Niederschlags. Dieser Einfluss wird zum einen davon bestimmt, in welchem Verhältnis Niederschlagsintensität und -menge zur Aufnahmefähigkeit der

Speichermechanismen im Gebiet stehen. Zum anderen führen Ereignisse höherer *Jährlichkeit* auch zur Aktivierung zusätzlichen Speicherraums v.a. im und am Gewässernetz, wobei prinzipiell jegliches Ansteigen des Wasserspiegels im Gewässer eine Speicherung (*channel storage*) darstellt, deren Wirksamkeit wesentlich vom Gerinnesquerschnitt abhängt. Einen sprunghaften Zuwachs an Speichervolumen mit steigender Niederschlagsmenge bzw. -jährlichkeit bewirken z.B. Ausuferungen und Vorlandüberflutungen.

Zu den klimatischen Randbedingungen im weiteren Sinne gehören neben dem Vorherrschen bestimmter Niederschlagstypen und -formen auch der Entwicklungszustand der Vegetation (*Phänologie*) sowie der tendenzielle *Feuchtezustand des Bodens* zu einer bestimmten Jahreszeit. Konsequenz hieraus ist, dass auch die Speichereigenschaften eines Einzugsgebiets tendenziell einem jahreszeitlichen Gang unterworfen sind.

2.4 EINFLUSS DER LANDBEDECKUNG AUF DIE ABFLUSSBILDUNG

Landnutzung ist nach VELDKAMP & FRESCO (1996) eine menschliche Aktivität, die direkt Einfluss auf das Land ausübt, seine Ressourcen nutzt oder durch Eingreifen in ökologische Prozesse das Funktionieren der Landbedeckung beeinflusst.

In der Regel wird Landnutzung in Europa in die folgenden drei Hauptkategorien unterteilt (VEENEKLAAS et al., 1994; BMELF, 1996a):

- (1) Siedlungs-, Verkehrs- und Industrieflächen.
- (2) Landwirtschaftlich genutzte Flächen.
- (3) Forstwirtschaftlich genutzte und naturnahe Flächen.

Landbedeckung beschreibt im Gegensatz dazu die Erscheinungsform der Landoberfläche, die sich aus der *Landnutzung* und deren *Bewirtschaftungsweise* ergibt. Die Landbedeckung unterliegt der jahreszeitlichen Dynamik der *Phänologie* und damit dem aktuellen Zustand von Vegetation und Boden. Häufig wird der Begriff Landnutzung jedoch auch als Überbegriff für Landbedeckung und Landnutzung im engeren Sinne verwandt.

In der hydrologischen Mesoskala stellen sich die *Landnutzungskategorien* nicht als homogene Einheiten, sondern durch maßstabsbedingte Generalisierung als Gemisch aus verschiedenen Formen der *Landbedeckung* dar. So enthalten Siedlungsflächen Gärten, Grünstreifen, Parks und Baumbestände. Landwirtschaftlich genutzte Flächen und Waldflächen schließen umgekehrt Wege, Straßen und einzelne Gebäude mit ein.

Der Einfluss der Landbedeckung auf die Abflussbildung erstreckt sich im Wesentlichen auf drei Bereiche:

- (1) *Bedeckung der Oberfläche* und deren Einfluss auf die oberirdische Speicherung von Wasser durch Interzeption, Streuspeicherung und Benetzung der Bodenoberfläche.
- (2) *Beschaffenheit der Bodenoberfläche* und deren Einfluss auf die Infiltration.
- (3) *Bodeneigenschaften* und deren Einfluss auf Infiltration und Bodenwasserbewegung.

Die folgende Beschreibung der Landnutzungskategorien konzentriert sich deshalb auf diese drei

Parameter der einzelnen Landbedeckungen und deren Interpretation im Rahmen der vorliegenden Fragestellung. Im Weiteren werden aber auch Einflüsse auf die Abflussbildung genannt, die sich aus charakteristischen Mustern der Landnutzung wie z. B. der Feldgröße oder dem landwirtschaftlichen Wegenetz ergeben.

Auf eine systematische Auflistung von Parameterwerten für die abflussbildungsrelevanten Eigenschaften der Landnutzung und -bedeckung wird in dieser Arbeit aus Platzgründen verzichtet. Eine umfangreiche Zusammenstellung von Werten aus der hier zitierten Literatur ist jedoch in BRONSTERT et al. (2001) enthalten.

2.4.1 Siedlungen

In der Siedlungswasserwirtschaft gilt nach DIN 4045 (DEUTSCHES INSTITUT FÜR NORMUNG, 1985) lediglich der befestigte und undurchlässige Teil des an die Kanalisation angeschlossenen Entwässerungsgebietes als versiegelte Fläche. Im folgenden wird *Versiegelung* allgemeiner als Überbegriff für eine Abdichtung der Bodenoberfläche aufgrund von Baumaßnahmen wie Straßen, Gehwegen, Parkplätzen und Häusern verwendet. Der Anschluss an eine *Kanalisation* verstärkt jedoch den unstrittig hochwasserverschärfenden Einfluss dieser Abdichtung, welcher in modernen Entwässerungssystemen teilweise durch unterirdische Rückhaltebecken abgemildert wird.

HARMS (1986) fasst die Auswirkungen der Versiegelung, der Bodenoberfläche und des Ausbaus der Entwässerungssysteme als *Urbanisierungseffekte* zusammen. Potenzielle Auswirkungen von Versiegelung auf das Hochwassergeschehen sind nach HARMS (1986):

- (1) *Erhöhung der Scheitelabflüsse* insbesondere von Hochwassern kleiner bis mittlerer Jährlichkeiten infolge der geringen Verzögerung und Speicherung auf versiegelten Oberflächen.
- (2) *Vergrößerung der Hochwasserfülle* aufgrund der geringen Speicherkapazität versiegelter Oberflächen.
- (3) *Zeitliche Vorverlagerung der Wellenscheitel* aufgrund (a) schneller oberirdischer Fließprozesse auf Flächen mit oft geringer Oberflächenrauigkeit und (b) rascher Ableitung des anfal-

lenden Niederschlagswassers bei gutem Anschluss an die Kanalisation oder einen Vorfluter.

Das Ausmaß dieser möglichen Auswirkungen ist nach VERWORN & HARMS (1984) auf Einzugsgebietsebene abhängig von (1) dem Anteil versiegelter Flächen im Gebiet, (2) der Lage der versiegelten Flächen im Gebiet, (3) der Abflussbereitschaft der versiegelten Böden vor deren Versiegelung, (4) den Feuchtebedingungen zu Beginn des Ereignisses, (5) der Größe und dem Typ des Niederschlagsereignisses sowie (6) der Einzugsgebietsgröße.

Untersuchungen zeigen, dass mit zunehmender Ereignisjährlichkeit der Einfluss der Versiegelung zurück geht, weil dann auch das Speichervermögen unversiegelter Bereiche erschöpft wird (BAYERISCHES LANDESAMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT, 1998; KOEHLER, 1996; MEIJERING, 1995). Weitere Beispiele für den Einfluss von Versiegelung auf die Hochwasserentstehung finden sich bei MENDEL et al. (1997) und MENDEL (2000).

Auf die *Bedeutung der Lage* anthropogen beeinflusster Teilflächen im Einzugsgebiet wurde bereits hingewiesen. Ein Beispiel dafür, dass Versiegelung auf einer Teilfläche eines Einzugsgebiets nicht zwingend zu einer Erhöhung der Scheitelabflüsse am Gebietsauslass führen muss, gibt VISCHER (1993). Er geht in seiner Studie davon aus, dass sich Einflüsse von Versiegelung im unteren Teil und Waldzunahme im oberen Teil seines Einzugsgebiets ungefähr kompensiert haben müssen, da keine signifikante Änderung der Hochwasserabflüsse festgestellt werden konnte. Für dieses Phänomen wurde in bester Ingenieurstradition der Euphemismus ›Vorentlastung‹ geschaffen.

Versiegelungsgrad

In ländlichen Siedlungen und städtischen Vororten kann der Anteil abgedichteter Flächen an der Siedlungsfläche mit bis zu 30 %, in den Kernstädten mit bis zu 90 % veranschlagt werden (KOEHLER, 1993). Industriegebiete weisen in der Regel hohe Versiegelungsgrade zwischen 75 und 90 % auf (SENATSVERWALTUNG FÜR STADTENTWICKLUNG, UMWELTSCHUTZ UND TECHNOLOGIE, 1997).

Im Zeitraum von 1945 bis 1989 hat sich in der BRD der Anteil der Siedlungs- und Verkehrsflächen an der Gesamtfläche von 6% auf 12,5% mehr als verdoppelt (BACHMANN-ERDT, 1994). Durch die Wiedervereinigung mit den neuen Bundesländern ist der Bundesdurchschnitt der Siedlungs- und Verkehrsfläche auf 11,5% gesunken (Stand 1993), weil das Gebiet der ehemaligen DDR mit durchschnittlich 7,9% deutlich weniger stark überbaut ist (BISMUTH et al., 1998).

Vegetationsbedeckungsgrad

Nach einer für Berlin durchgeführten Untersuchung reicht der Vegetationsbedeckungsgrad von etwa 30% in Bereichen mit geschlossener Bebauung bis zu 95% in der äußeren Randzone (SUKKOP & WITTIG, 1998). Im Kernbereich anderer Städte liegt der Vegetationsbedeckungsgrad jedoch noch deutlich unter 30%.

Bodeneigenschaften

Bedingt durch Umlagerung, Vermengung mit technogenen Materialien und Kontaminationen weisen städtische Böden häufig eine nur geringe biologische Aktivität und schlechtere Infiltrationsbedingungen auf als vergleichbare Böden im Umland.

2.4.2 Ackerland

In der BRD werden nach BMELF (1996b) mehr als die Hälfte (53,5%, Stand 1993) der Fläche landwirtschaftlich genutzt. Dennoch ist der Einfluss der Landwirtschaft auf die Hochwasserentstehung bisher aufgrund der Vielschichtigkeit der Einflussfaktoren nur unzureichend untersucht (BRONSTERT et al., 1995). Noch mehr als für die Forschungsarbeiten zu den Einflüssen von Versiegelung gilt hier die Beschränkung der Arbeiten auf Hangparzellen und *kleine Einzugsgebiete*. Gerade die im Rahmen der Erosionsforschung gewonnenen Erkenntnisse über den Oberflächenabfluss auf landwirtschaftlichen Flächen bei Starkregen stützen sich häufig auf *Beregnungsversuche*, die auf kleinen Parzellen von selten mehr als 100 m² Grundfläche durchgeführt werden. Rückschlüsse auf unterirdische Fließprozesse lassen diese Untersuchungen meist nicht zu. Das Hauptaugenmerk bodenphysikalischer Untersu-

chungen im landwirtschaftlichen Bereich liegt dahingegen eher auf dem für das Pflanzenwachstum wichtigen längerfristigen Wasserhaushalt der Böden. Aussagen über laterale Fließprozesse im Boden sind deshalb auch anhand dieser Untersuchungen kaum möglich. Eine Übersicht zu Studien der Abflussbildung auf landwirtschaftlich genutzten Flächen bieten FELDWISCH (1999), MENDEL et al. (1997) und MENDEL (2000).

2.4.2.1 Einflüsse in der lokalen Skala

Interzeption

Zur Interzeption in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen hat HOYNINGEN-HUENE (1983) detaillierte Untersuchungen durchgeführt. Er beziffert neben der maximalen Speicherkapazität auch die maximale Niederschlagshöhe, die noch zur Auffüllung des Interzeptionsspeichers führt. Überschreitet die Niederschlagsmenge 15 mm, so wird die Wirkung der Interzeption bezogen auf die Gesamtniederschlagsmenge immer unerheblicher.

Angaben zur Interzeptionsspeicherkapazität landwirtschaftlicher Pflanzenbestände werden häufig aus dem Blattflächenindex abgeleitet, der sich aus Quadratmetern Blattoberfläche bezogen auf 1 m² Bodenoberfläche ergibt (DYCK & PESCHKE, 1995). Angaben zum Blattflächenindex verschiedener Ackerfrüchte finden sich unter anderem bei HOUGH (1990), HOYNINGEN-HUENE (1983), MENZEL (1997), MEUSER et al. (1990) und SCHRÖDTER (1985). Aus dem *Blattflächenindex* und dem *Vegetationsbedeckungsgrad* (PEAFF, 1984) ergeben sich Speicherkapazitäten für Niederschlag zwischen 1 und 3 mm, jedoch selten mehr als 5 mm. Dem Entwicklungszustand des Pflanzenbestandes entsprechend unterliegt die Interzeptionsspeicherkapazität starken jahreszeitlichen Schwankungen.

Bodeneigenschaften

Die Porengrößenverteilung, ihr Volumen und ihre Kontinuität haben entscheidenden Einfluss auf die Abflussbildung infolge von Starkniederschlägen. Die Porengrößenverteilung der Primärporen steht in einem engen Zusammenhang zur Korngrößenzusammensetzung der Bodenmatrix (SCHACHTSCHABEL et al., 1992).

Während die *Primärporen* jedoch vorwiegend von der Substratzusammensetzung vorgegeben sind, hängt die Entstehung von *Sekundärporen* wie Schrumpfrissen, Wurzel- und Tiergängen stark von der Landnutzung und deren Bewirtschaftungsweise ab (siehe hierzu die Abschnitte zu Makroporen in *Kap. 2.2.2* und *Kap. 2.2.3.2*).

Das *aktuelle* Speichervermögen eines Bodens ist stark von den Feuchtebedingungen zu Beginn des Niederschlagsereignisses abhängig. Da der Bereich der Feinporen im humiden Klimabereich nur sehr selten entleert wird, kann jedoch bereits das Volumen der Mittelporen als *maximal speicherbare Niederschlagsmenge* angesehen werden. Nach SCHACHTSCHABEL et al. (1992) liegt dieses für Böden mit geringen Anteilen an organischer Substanz bei einer angenommenen Mächtigkeit von 1 m in etwa zwischen 50 und 150 mm. Die INTERNATIONALE KOMMISSION ZUM SCHUTZE DES RHEINS (1999) gibt als Größenordnung einen Bereich von 100 bis 300 mm an.

Nach einer Zusammenstellung verschiedener Untersuchungen in SCHIFFLER (1992) und Werten von BRONSTERT (1994) kann der Anteil von Sekundärporen/Makroporen am Gesamtbodenvolumen bis zu 3 Vol.-% ausmachen. Nach TEIWES (1988) ist jedoch die Kontinuität der Poren für die Wasserleitung oft wichtiger als deren Gesamtvolumen. Ein weiteres Kriterium für den Beitrag von Makroporen zum Infiltrationsprozess ist deren Anschluss an die Bodenoberfläche.

Die Infiltrationsbedingungen werden außerdem entscheidend vom *Bodengefüge* an der *Bodenoberfläche* geprägt. Die Stabilität der einzelnen Bodenaggregate ist an die Korngrößenzusammensetzung des Bodens gebunden und sinkt mit steigendem Schluff- und sinkendem Tongehalt (HELMING et al., 1995). Insbesondere Böden mit hohem Schluffgehalt, wie sie an lössbeeinflussten Standorten vorherrschen, zeigen nach AUERSWALD (1993) eine hohe *Verschlämmungsneigung*. Aufgrund der guten Speichereigenschaften befinden sich diese Böden dennoch häufig in landwirtschaftlicher Nutzung. Im Rahmen der Erosionsforschung wurden zahlreiche Untersuchungen zur zeitlichen Variabilität und den Auswirkungen von Verschlämmung auf die Entstehung von Infiltrationsüberschuss durchge-

führt (AUERSWALD, 1993; BEISECKER, 1994; BERKENHAGEN, 1998; BURT & SLATTERY, 1996; RÖMKENS et al., 1995; ROTH et al., 1995; SCHRÖDER, 2000).

Bewirtschaftung

Eine Befahrung mit hohen Achslasten und zu ungünstigen Zeitpunkten kann bei geringer Gefügestabilität zur *Verdichtung* des Bodens und damit zur Abnahme des Porenvolumens führen. Das Ausmaß langjähriger Verdichtung beschreibt beispielsweise FENNER (1997) für einen Ackerstandort auf Löss. Als Folge von 20jähriger Befahrung und Bodenbearbeitung ging das Grobporenvolumen an diesem Standort in 40 cm Tiefe von ursprünglich über 20 Vol.-% um zwischen 45% und 60% zurück. Die Verdichtungserscheinungen ließen sich in bis zu 70 cm Bodentiefe nachweisen.

Das Belassen von Ernterückständen auf dem Feld und dessen Bedeckung mit Stroh oder Fremdmaterialien wird in der landwirtschaftlichen Praxis als *Mulchung* bezeichnet (LEICHTFUSS & KIVUMBI, 1995). Dieses Verfahren stellt nach HELMING et al. (1995) einerseits einen wirksamen Schutz gegen Erosion und Oberflächenverschlämmung dar. Andererseits nehmen Vegetationsrückstände und organische Düngung auch Einfluss auf das Bodengefüge, da sie den mikrobiellen Abbau fördern und als Nahrungsgrundlage für Bodenorganismen dienen, die durch ihre Aktivität zur Lockerung des Bodens beitragen. Mehrere Studien belegen den positiven Einfluss von organischer Düngung und Mulchsaat auf den Regenwurmbesatz und damit die Entstehung von Makroporen (FREDE et al., 1992; JOSCHKO & BRUNOTTE, 1992; ROTH & JOSCHKO, 1989; SIEGRIST et al., 1998).

Untersuchungen über den Einfluss von *konventioneller Bewirtschaftung* auf das Porenvolumen werden häufig im Vergleich zu *konservierender Bodenbearbeitung* oder dem *Direktsaatverfahren* angestellt. Konservierende Bodenbearbeitung verzichtet auf den Pflugeinsatz. Die Bodenbearbeitung erfolgt dabei in der Regel nur mit einem Grubber, der den Boden zwischen 5 und 8 cm anhebt und dabei nicht wendet. Beim Direktsaatverfahren wird bis auf die Anlage von Sähschlitzen keine Bodenbearbeitung durchgeführt. Un-

tersuchungen von BEISECKER (1994), FREDE et al. (1994) und SEMMEL & HORN (1995) zeigen, dass bei Pflugbearbeitung die Porosität oberhalb der Pflugsohle in der Regel höher, darunter jedoch meist geringer ist als bei konservierender Bodenbearbeitung bzw. dem Direktsaatverfahren, da diese Verfahren die Ansiedlung von Bodenorganismen begünstigen. Ist die Pflugsohle durch langjährige Pflügen stark verdichtet, so kann sie als sperrende Schicht wirken. Negative Auswirkungen konservierender Bodenbearbeitung können bei strukturschwachen Sand-, Feinsand- und Schluffböden entstehen, die zur Verdichtung neigen.

2.4.2.2 Einflüsse in der Hangskala

Im Hangmaßstab treten weitere Einflussgrößen hinzu, die in landwirtschaftlich genutzten Gebieten zu einer anthropogen veränderten Abflussbildungssituation führen. Im wesentlichen sind dies *linienhafte Elemente* wie Straßen, Wege, Feldraine, Hecken, Fahrspuren oder Gräben. Auch *Drainagen* zählen zu diesen linienhaften Elementen. Die tiefgreifendsten Veränderungen in der Hangskala sind in Deutschland das Ergebnis der seit 1953 systematisch durchgeführten *Flurbereinigung*.

Eine systematische Quantifizierung der Einflüsse agrarischer Nutzung auf die Abflussbildung in der *Hangskala* ist bisher nicht gelungen. Dementsprechend können auch keine *Parameter* für die einzelnen Einflussgrößen formuliert werden. Die folgenden Ausführungen beschränken sich deshalb auf die Beschreibung der Wirkungsmechanismen und exemplarischer quantitativer Studien.

Linienhafte Landschaftsstrukturelemente

Je nach ihrer Ausdehnung, Kontinuität und Ausrichtung zur Falllinie können linienhafte Landschaftsstrukturelemente entweder *Leitbahnen* oder *Barrieren* für Wasser darstellen.

Insbesondere wirksam für die Entstehung und Konzentration von Oberflächenabfluss sind geringdurchlässige Oberflächen in Gefällerrichtung (BURT & SLATTERY, 1996). Hierzu zählen:

(1) *Wege und Straßen*.

(2) *Erodierte und verschlammte Talweg-Rillen* auf Ackerflächen.

(3) *Fahrspuren* von landwirtschaftlichen Fahrzeugen.

Mit dem Zusammenhang von *Talwegerosion* und Oberflächenabfluss beschäftigt sich beispielsweise BAADE (1994), der davon ausgeht, dass Oberflächenabfluss entlang des Talweges bis zu 50% zum Austrag von Bodenmaterial aus dem von ihm untersuchten Lössgebiet beiträgt. SOUCHERE et al. (1998) untersuchten den Effekt der Pflügerichtung auf die Richtung des Abflusses. Dafür wurde in einem lehmigen Gebiet die Hangneigungsintensität und die Abweichung der Pflügerichtung vom steilsten Gefälle betrachtet. Ihren Beobachtungen nach folgte der Oberflächenabfluss auf über 50% der Beispielflächen der Bearbeitungsrichtung.

Die genannten linienhaften Landschaftselemente stellen außerdem effektive Leitbahnen von Oberflächenabfluss zum Gerinne dar (LUFT & MORGENSCHWEIS, 1984). Wirksame Hindernisse für die Konzentration von Oberflächenabfluss sind hingegen hangparallel angelegte Grünstreifen, Raine und Hecken (HACH & HÖTL, 1989).

Drainagen

Den Einfluss von *Drainagemassnahmen* auf die Abflussbildung bei Hochwasser beschreibt ROBINSON (1990). Haupteinflussfaktoren sind danach im Hangmaßstab:

(1) Die Bodenart.

(2) Die Art der Drainage (Entwässerungsgräben oder unterirdische Drainagen).

(3) Die Art der Vernässung (Staunässe oder Grundwasserbeeinflussung).

Während der Einfluss von Drainagen auf das *Abflussvolumen* von ROBINSON (1990) als gering eingestuft wird, führen Drainagemassnahmen bei gut durchlässigen Böden zu einer *beschleunigten Abflussreaktion* mit erhöhten Scheitelwerten. Diese Abflussverschärfung ist für offene Gräben höher als für unterirdische Drainagen. Bei Tonböden ohne Trockenrisse führen Drainagemassnahmen hingegen eher zu einer Reduzierung der Hochwasserscheitelabflüsse.

Flurbereinigung

Eine umfassende Literaturstudie zu den Auswirkungen von Flurbereinigungsmaßnahmen auf das Abflussverhalten ländlicher Einzugsgebiete haben BRONSTERT et al. (1993, 1995) vorgelegt. Die für die Abflussbildung bei Hochwasser wichtigsten Maßnahmen der Flurbereinigung lassen sich danach für den *Hangmaßstab* wie folgt zusammenfassen:

- (1) *Neugestaltung der Grundstücke* durch Vergrößerung der Schläge, Beseitigung von Kleinstrukturen, Auffüllung von Mulden und Änderung der Bewirtschaftungsrichtung.
- (2) *Umnutzung der Grundstücke* durch Rodung bzw. Aufforstung von Wald oder Umwandlung von Grünland zu Äckern.
- (3) *Landwirtschaftlicher Wegebau* und Gestaltung der Wegseitengräben.
- (4) *Meliorationen* durch Anlage von Entwässerungsgräben, Einbau von Drainagerohren und Tieflockerung.

Beispielsweise von DIKAU (1983) im Kraichgau durchgeführte Parzellenversuche zeigen, dass die Zunahme der Hanglänge, die eine Vergrößerung der Schläge mit sich bringt, auf brachliegenden Flächen zu größeren Volumina an Oberflächenabfluss führt. Bewirtschaftung in der Falllinie führt nach BAADE (1994) ebenfalls zu verstärktem Oberflächenabfluss. Zu den negativen Folgen, die sich aus der *Beseitigung hanggliedernder Elemente* wie Hecken, Feldrainen, begrünten Feldzwischenräumen, Terrassenmauern oder Wegen für die Abflussbildung bei Hochwasser ergeben haben, gibt es, wie BRONSTERT et al. (1993) vermerken, bisher nahezu keine gezielten Untersuchungen.

Nach BACHMANN-ERDT (1994) kommen auf 100 ha Ackerfläche ungefähr 4,9 km oder 1,5 ha Wirtschaftswege. Bei bundesweit etwa 20 Mio. ha landwirtschaftlicher Fläche ergibt dies eine Fläche von 0,3 Mio. ha Wirtschaftswegen, was der Versiegelungswirkung von ca. 50% aller Straßen Deutschlands entspricht. Abflussverschärfend wirken sich landwirtschaftliche Wege vor allem dann aus, wenn sie in der Falllinie verlaufen und tiefer als das angrenzende Gelände angelegt sind.

Die wahrscheinlich umfangreichsten Studien zum Vergleich benachbarter Gebiete mit und ohne Flurbereinigungsmaßnahmen wurden in Süddeutschland in zwei kleinen hydrologischen Testgebieten mit Weinbaunutzung durchgeführt. Dabei treten im rebflurbereinigten Gebiet als Folge sommerlicher Starkniederschläge Scheitelabflussspenden auf, welche z.T. um mehr als das 20fache über denen eines vergleichbaren unbereinigten Gebiets liegen. Von LUFT & MORGENSCHWEIS (1984) werden hierfür vor allem (1) die Bodenverdichtung bedingt durch Planierung der Terrassenflächen und Umlagerung des Lössmaterials, (2) die flächenhafte Drainage und (3) das asphaltierte Wegenetz verantwortlich gemacht. Doch auch wenn die beiden Testgebiete während der 1970er Jahre als Repräsentativgebiete eingerichtet wurden, sind die dort gewonnenen Erkenntnisse aufgrund der besonderen physiographischen Gegebenheiten nur bedingt auf andere Gebiete übertragbar.

2.4.3 Grünland

Grünland ist einerseits eine landwirtschaftliche Nutzungsform, deren Entwicklungszustand einem Zyklus von Mahd oder Beweidung unterliegt. Andererseits kann es als heterogener Vegetationsbestand je nach Nutzungsintensität im Gleichgewicht mit natürlichen Einflüssen stehen. Im Gegensatz zu Ackerkulturen ist eine Wiese ein Gemisch aus verschiedenen Gräsern und Kräutern, die unterschiedliche Entwicklungsverläufe nehmen können.

Interzeption

Bedingt durch unterschiedliche Bewirtschaftungsweisen und Standorteigenschaften zeigen Angaben zum Blattflächenindex von Grünland eine große Schwankungsbreite (FENNESSY & XUE, 1997; FINCH, 1998; GEYGER, 1977; MÜNCH, 1993; ULABY et al., 1984). Hinzu kommt, dass Grünland in fast allen Höhenstufen vertreten ist, die in Deutschland vorkommen (GEYGER, 1977). Nach den genannten Studien kann die Interzeptions-speicherkapazität von Grünland mit 1–3 mm veranschlagt werden. Die LÄNDERARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER (1995) gibt als Richtwert bis zu 2 mm an.

Bodeneigenschaften

Die Bodenverhältnisse unter Grünland können sehr unterschiedlich sein. In der kollinen Höhenstufe werden meist nur Flächen für Grünland genutzt, die entweder zu feucht und schwer oder zu trocken und unfruchtbar für landwirtschaftliche Nutzung sind. Durch Beweidung kann es zu Verdichtung des Bodens und Trittschäden an der Grasnarbe kommen, die eine schnelle Infiltration verhindern.

2.4.4 Sonderkulturen, Kleingärten und Büsche

Unter Sonderkulturen versteht man landwirtschaftliche Spezialkulturen, die meist mehrjährig und unter großen Investitionskosten außerhalb der üblichen Fruchtfolge angebaut werden. Dazu gehören Obstplantagen, Baumschulen, Rebland, Hopfen, Tabak oder Heil- und Gewürzpflanzen. Diese stark anthropogen geprägten Landnutzungen treten in der Regel nur kleinflächig auf. Da Sonderkulturen von ihrer Struktur her Ähnlichkeit mit Büschen und Sträuchern haben, werden sie im folgenden gemeinsam betrachtet. Gleiches gilt für Kleingärten, die bei intensiver Bewirtschaftung häufig ebenfalls einen hohen Strauchanteil aufweisen. Großflächige Buschlandschaften sind in Mitteleuropa als potenzielle natürliche Vegetation nicht vorhanden. Ihre Verbreitung beschränkt sich auf temporäre Sukzessionsstadien im Übergang zu Wald, dessen Unterwuchs und auf Lichtungen (ELLENBERG, 1996).

Interzeption

Aufgrund der Heterogenität des Vegetationsbestandes von Sonderkulturen, Kleingärten und buschbestandenen Flächen verbieten sich pauschale Aussagen zu deren Interzeptionskapazität. Nach Angaben von MENZEL (1997) und MÜNCH (1993) dürfte die Speicherleistung jedoch 2 mm kaum übersteigen.

Bodeneigenschaften

Böden von Sonderkulturen sind in der Regel stark mit organischer Substanz, Dünger und Pestiziden angereichert. Oftmals werden diese Flächen bewässert und häufig umgebrochen. Beson-

ders in Kleingärten kommt es zur Anreicherung von humosem Oberboden.

2.4.5 Wald

Bewaldeten Flächen wird in der Regel eine abflussdämpfende Wirkung zugesprochen. Die wichtigsten Eigenschaften von Wald, die diese positive Konnotation forstlicher Nutzung stützen, sind nach HEWLETT (1982) folgende:

- (1) Durch die gegenüber anderen Nutzungen erhöhte *Interzeption* und die starke *Transpiration* von Waldbeständen ist die Bodenfeuchte unter Waldbeständen im Sommer und Herbst in der Regel geringer als im Umland, was in diesem Zeitraum ein erhöhtes Aufnahmevermögen des Bodens für Wasser zur Folge hat.
- (2) Die *Infiltrationskapazität* von Waldböden ist meist höher als die von Ackerland. Begründet ist dies in einer verringerten Bearbeitungintensität, stärkerer Durchwurzelung, oft höherer Bioaktivität, aber auch in einem gegenüber Ackerstandorten häufig größerem Ausgangssubstrat.
- (3) Zusammenhängende Bodengefrorenis ist unter Waldbeständen selten, so dass auch im Winter die Aufnahmefähigkeit des Bodens für Wasser weitestgehend erhalten bleibt.

Interzeption

Die Interzeptionsspeicherung von flüssigem Niederschlag beträgt nach LÄNDERARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER (1995) für Wald bis zu 5 mm. Detailliertere Angaben finden sich unter anderem bei DYCK & PESCHKE (1995), MENZEL (1997) und MÜNCH (1993). Zur abflussdämpfenden Wirkung trägt außerdem die Oberflächenabfluss hemmende Streu bei (UHLENBROOK & LEIBUNDGUT, 1997).

Die INTERNATIONALE KOMMISSION ZUM SCHUTZE DES RHEINS (1999) weist außerdem auf die *kumulative Wirkung* der Interzeption hin, die im Jahresmittel ungefähr 25% des Freilandniederschlages ausmacht (Nadelwald, 30–50%; Laubwald, 15–20%; Landwirtschaft, 10%). Unter Beständen mit hoher Interzeptionsspeicherkapazität wird die Auffüllung des sommerlichen Bodenwasserdefizits gegenüber niederwüchsigen

Beständen um bis zu zwei Monate hinausgezögert. Die Aufnahmefähigkeit des Bodens für Wasser bleibt somit länger erhalten.

Bodeneigenschaften

Bei der Parameterisierung von Waldböden ist das Ausgangssubstrat sehr wichtig, weil es Einfluss auf die Zusammensetzung des Waldes hat. Meist sind Waldböden ausreichend mit organischer Substanz versorgt. Besonders in Nadelwäldern zeigen sich starke Versauerungserscheinungen.

Durch die starke Durchwurzelung kommt es zu starker Sekundärporenbildung. Nach RICHTER (1986) können Makroporen bis zu 35% des Porenvolumens eines Waldbodens einnehmen.

Bewirtschaftungsweise

CALDER (1992) geht davon aus, dass die Art der Bewirtschaftung des Waldes einen potenziell größeren Einfluss auf das Abflussverhalten von Waldflächen hat als die An- oder Abwesenheit des Waldes an sich. Zu den Einflussfaktoren der forstwirtschaftlichen Nutzung auf den Hochwasserabfluss zählen vor allem:

- (1) Weitgehende Bodenversiegelung durch Wegbau zur Abfuhr des Holzes.
- (2) Anlage von Entwässerungsgräben.
- (3) Verdichtung des Bodens durch Befahrung mit hohen Achslasten.
- (4) Erhöhte Anfälligkeit für Waldschäden in ökologisch labilen forstlichen Monokulturen.

Die möglichen Folgen solcher Eingriffe wurden bereits im Zusammenhang mit der Bewirtschaftung von Ackerflächen (*Kap. 2.4.2*) besprochen.

Einfluss der geomorphologischen Verhältnisse

In der Vergangenheit wurde die hochwasserdämpfende Wirkung von Wald häufig sehr undifferenziert gepriesen. Dass diese Wirkung nicht zwangsläufig zum Tragen kommt, betont wiederum HEWLETT (1982), der den immensen Einfluss von *Bodenmächtigkeit*, *-textur* und *-lagerung* auf die Hochwasserentstehung hervorhebt. Stockt der Wald auf geringmächtigen Böden mit grobem Substrat, so können *unterirdische Fließprozesse* auch auf Waldflächen eine rasche Abflussreaktion hervorrufen.

Wie sehr der Einfluss des Waldes gegenüber den *geomorphologischen* Rahmenbedingungen eines Gebietes in den Hintergrund treten kann, wird auch durch aktuelle empirische Untersuchungen belegt:

Bei BESCHTA et al. (2000) beispielsweise findet sich eine statistische Analyse von Hochwassermaxima verschiedener bewaldeter Einzugsgebiete in Oregon. Die langjährigen Abflussmessreihen, die hierfür verwendet wurden, decken jeweils Zeiträume vor und nach Kahlschlägen ab. Für kleine Einzugsgebiete zwischen 60 und 100 ha konnte auf diese Weise ein hochwasserverschärfender Einfluss des Kahlschlages auf die Hochwassersituation nachgewiesen werden. Dieser Einfluss lag für Ereignisse mit einer Jährlichkeit zwischen 1 und 5 Jahren bei 6 bis 9% Anstieg des Abflussmaximums, war jedoch bereits für Ereignisse mit einer Jährlichkeit von mehr als 5 Jahren statistisch nicht mehr signifikant. In mesoskaligen Einzugsgebieten mit einer Größe von 60 bis 640 km² war ein Einfluss von Kahlschlägen auf die Hochwasserentstehung selbst für kleine Hochwasserereignisse statistisch nicht mehr zweifelsfrei nachweisbar.

2.4.6 Schlussfolgerungen für den Einfluss der Landbedeckung

2.4.6.1 Einfluss der Landnutzung auf die natürlichen Prozesse

Interzeption

In Wäldern werden tendenziell die höchsten Werte für die Interzeptionsspeicherung erreicht. Allerdings liegen die *jahreszeitlichen Schwankungen* der Speicherkapazität insbesondere bei Laubwald in derselben Größenordnung wie die Unterschiede zwischen den einzelnen Landnutzungen. Im Verhältnis zum Volumen hochwasserauslösender Niederschläge ist der absolute Betrag der *Interzeptionsspeicherkapazität* eher klein.

Für die Entwicklung der Bodenfeuchte ist die kumulative Wirkung der Interzeption bedeutsam (siehe *Kap. 2.4.5*).

Infiltration und unterirdische Fließprozesse

Die Infiltrationseigenschaften eines Bodens sind bei grobkörnigen Böden mit hohem Sandanteil

Einfluss der Landbedeckung auf die Abflussbildung

bereits weitgehend durch deren Korngrößenzusammensetzung vorgegeben. Gerade bei Böden mit hohem Schluff- und/oder Tongehalt nimmt die Landbedeckung aber erheblichen Einfluss so-

wohl auf die *Beschaffenheit der Bodenoberfläche* als auch die *Bodenstruktur*. Die besten Infiltrationsbedingungen finden sich in grobkörnigen Böden und in gut strukturierten feinkörnigen Böden.

Dämpfende Einflüsse	Siedlung Acker Wiese Wald	Prozesse	Siedlung Acker Wiese Wald	Verschärfende Einflüsse
Vegetationsbedeckung	■ ■ ■ ■	Interzeption	■ ■ ■ ■ □ □ □ □ □ □ □ ■	Versiegelung Brache Kahlschlag
Vegetationsbedeckung Biologische Aktivität Durchwurzelung	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	Infiltration	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ □ □ □ □	Versiegelung Verdichtung Verschlammung
Biologische Aktivität Durchwurzelung	■ ■ ■ ■ ■ ■ ■ ■	Unterirdische Fließprozesse	■ ■ ■ ■	Verdichtung
Grünstreifen Gewässerrandstreifen Hecken Feldraine	■ ■ ■ ■ □ ■ ■ □ □ ■ ■ □ □ ■ □ □	Abflusskonzentration	■ □ □ □ □ ■ ■ ■ □ ■ ■ ■ □ ■ □ □	Kanalisation Wegenetz Entwässerungsgräben Drainagerohre

Abb. 2.4 Einflüsse der Landnutzung auf Interzeption, Abflussbildung und Abflusskonzentration

Letztere können sich vor allem in weitgehend ungestörten Bereichen mit hohem *Vegetationsbedeckungsgrad* und hoher *biologischer Aktivität* wie natürlichen Mischwäldern oder Wiesen entwickeln.

2.4.6.2 Beeinträchtigungen der natürlichen Situation

Versiegelung

Eine *Versiegelung* der Bodenoberfläche stellt im Hinblick auf die Abflussbildung den größten Eingriff in die natürlichen Prozesse dar. Deren Einfluss auf die Hochwasserentstehung ist jedoch nicht allein vom *Versiegelungsgrad*, sondern bei Anschluss an ein Entwässerungssystem auch von der Dynamik bzw. vom Speicherverhalten der *Kanalisation* abhängig (siehe Kap. 2.4.1).

Verschlammung und Verkrustung

Je nach Bewirtschaftungsweise entstehen bei landwirtschaftlicher Nutzung zeitweise Bereiche mit geringer Vegetationsbedeckung. Diese Bereiche sind bei entsprechender Disposition des Bo-

dens verschlammungsgefährdet. *Verschlammung* führt durch *Krustenbildung* an der Bodenoberfläche zu einer Verschlechterung des Infiltrationsvermögens (siehe Kap. 2.4.2).

Verdichtung

Eine *Verdichtung* des Bodens entsteht durch *Befahrung* mit schweren Maschinen oder durch *Zerstörung* der Bodenstruktur infolge von *Umlagerungen*. Beide Vorgänge sind Symptome einer intensiven Nutzung und vermindern das Infiltrations- und Speichervermögen eines Bodens.

Wegebau und Entwässerung

Die *Flurbereinigung* hat zu einer Ausräumung von abflusshemmenden Landschaftselementen wie Hecken oder Feldrainen geführt. Gleichzeitig wurden durch den *Wegeausbau* und *Meliorationsmaßnahmen* Leitbahnen für eine rasche Abflussreaktion geschaffen (siehe Kap. 2.4.2.2).

Eine Übersicht über die Prozesse und Beeinträchtigungen des natürlichen Rückhaltes durch Landnutzungseinflüsse bietet Abb. 2.4, S. 21.

2.5 LANDNUTZUNGSSZENARIEN

Unter einem Szenario versteht man die »hypothetische Aufeinanderfolge von Ereignissen, die zur Betrachtung kausaler Zusammenhänge konstruiert wird« (WISSENSCHAFTLICHER RAT DER DUDENREDAKTION, 1990). Die Erstellung von Szenarien ist in der Unternehmensführung und Politikberatung ein häufig praktizierter Ansatz, weil er die Möglichkeit bietet, die Folgen denkbarer *Entwicklungen abzuschätzen* und *unerwünschte Entwicklungstendenzen* durch korrigierendes Eingreifen zu unterbinden (BORK et al., 1995).

Ein Szenario stellt eine *mögliche* Zukunft dar, die sich aus den Gesetzmäßigkeiten und Einflussgrößen eines Systems ableiten lässt. Szenarien werden als *Projektion* verstanden, weil sie keine Rechenschaft über die Entwicklung bis zu dieser Situation ablegen. Im Gegensatz zur *Prognose* muss ein Szenario keine Aussage zu Eintrittszeitpunkt oder -wahrscheinlichkeit enthalten. Die Simulation von unwahrscheinlichen und *extremen Szenarien* ermöglicht die Abgrenzung einer Systembeschreibung hinsichtlich ihrer Anwendbarkeit. Der zukunftsorientierte und flexible Charakter von Szenarien macht diese auch für die Umweltwissenschaften interessant.

In der vorliegenden Arbeit werden *Landnutzungsszenarien* zur Abschätzung des Einflusses der Landbedeckung auf die Hochwasserentstehung eingesetzt. Dieser Einfluss lässt sich am besten anhand der Auswirkungen von *Änderungen* der bestehenden Landnutzung und -bedeckung untersuchen.

Die hierfür verwendeten Szenarien wurden von UTA FRITSCH erstellt, die parallel zu dieser Arbeit das Landnutzungsmodell LUCK entwickelt hat. Ausführliche Darstellungen des Modells sind in FRITSCH et al. (2000) und BRONSTERT et al. (2001) enthalten. Im folgenden werden lediglich Ausgangspunkt und Grundprinzipien des Modells beschrieben, soweit es für das Verständnis der verwendeten Szenarien erforderlich ist.

Ausgangspunkt für LUCK

In der Vergangenheit wurden bei Landnutzungsszenarien für hydrologische Studien meist die *Nachbarschaftsbeziehungen* zwischen verschiede-

nen Landnutzungen und deren *Lage im Raum* vernachlässigt. Stattdessen wurden im einfachsten Fall prozentuale Flächenanteile der verschiedenen Landnutzungen gegeneinander verschoben (WITTENBERG, 1974; BULTOT et al., 1990; LIEBSCHER et al., 1995; GRABS, 1997). Da Abflussbildungsprozesse aber nicht homogen im Raum verteilt ablaufen (siehe *Kap. 2.2*), ist die *Topologie* einer Landschaft jedoch von entscheidender Bedeutung für den Einfluss der Landbedeckung auf die Hochwasserentstehung.

Grundprinzipien von LUCK

Der Bedeutung der *Topologie* wird LUCK gerecht, weil es sowohl die *Nachbarschaftsbeziehungen* einer Landnutzung als auch deren *Lage* innerhalb eines Gebietes berücksichtigt.

Grundlage für die Erstellung von Landnutzungsszenarien mit LUCK sind räumliche Daten zu *Topographie, Landnutzung* und *Böden* eines Gebietes. Diese Daten müssen als gerasterte digitale Karten (*Grids*) vorliegen, wie sie auch für das in dieser Arbeit verwendete hydrologische Modell WASIM-ETH benötigt werden (siehe *Kap. 4.2.1*). Dies hat den Vorteil, dass auch eine *veränderte Landnutzung* direkt als digitale Karte in die hydrologische Modellierung einfließen kann. Die Szenarienerstellung gliedert sich in zwei Teilschritte:

- (1) Ableitung des Betrages der Landnutzungsänderung anhand von bereits bestehenden Untersuchungen (*Szenarioziel*).
- (2) Umsetzung des Szenarioziels auf die Fläche.

Die räumlich explizite Umsetzung des Szenarioziels bewerkstelligt LUCK anhand einer *Analyse der Nachbarschaft* rund um eine Rasterzelle der digitalen Landnutzungskarte sowie einer *Bewertung der Standorteigenschaften* einer jeweiligen Zelle. Aus diesen beiden Kriterien ergibt sich die *Eignung* einer Rasterzelle für die bestehende Landnutzung bzw. deren *Änderungsneigung*. Bei der räumlichen Umsetzung der Änderungen werden in einer iterativen Prozedur jeweils die Zellen mit der höchsten Änderungsneigung umgewandelt, bis das Szenarioziel erreicht ist.

2.6 HYDROLOGISCHE MODELLIERUNG DER EINFLÜSSE

2.6.1 Allgemeine Auswahlkriterien für hydrologische Modelle

Die Aussagekraft hydrologischer Modellierungsergebnisse hängt vor allem von der Güte der verwendeten *Daten* sowie von einer an die *Fragestellung* angepassten Repräsentation der beteiligten hydrologischen Prozesse ab (DE VRIES & HROMADKA, 1992; KLEMEŠ, 1986). Wichtige Kriterien, die sich hieraus für die Auswahl eines geeigneten Modells ergeben, sind:

- (1) *Zweck* der Modellanwendung (z.B. Hochwasservorhersage, Prognose der Auswirkung von Klimaveränderungen auf die Abflussbildung bei Hochwasser, Bestimmung der Grundwasserneubildung).
- (2) *Größe des betrachteten Gebiets* (z.B. Hangparzelle, meso- oder makroskaliges Einzugsgebiet).
- (3) *Zeitraum*, der für die Fragestellung relevant ist (z.B. Wasserhaushaltsjahr, Hochwasserereignis, Niedrigwasserperiode).
- (4) *Hydrologische Prozesse*, die für die zu lösende Problemstellung von Bedeutung sind (z.B. Verdunstung, Makroporenfluss, Schneeschmelze).
- (5) *Datenmaterial*, das für die Modellierung zur Verfügung steht.
- (6) *Arbeitsaufwand*, welcher der Fragestellung angemessen ist.

2.6.2 Bedeutung des Zeit- und Längenmaßstabes für die Modellierung

Die Erkenntnisse, die bisher über die Wechselwirkung der einzelnen *Abflussbildungsprozesse* bei Hochwasser gewonnen wurden, sind im wesentlichen eine Errungenschaft der Hydrologie im Hangmaßstab (hillslope hydrology) sowie von Studien in kleinen Einzugsgebieten (siehe Kap. 2.4). Aufgrund der *Skalenabhängigkeit* der beteiligten *Prozesse* und deren *Beobachtung* gelten diese Erkenntnisse aber streng genommen auch nur für den Maßstab in dem sie beobachtet werden, also für die *Mikroskala* nach BECKER (1992).

Für die Ermittlung des Einflusses von Landnutzungsänderungen auf das Hochwassergeschehen eines Einzugsgebietes werden jedoch Daten zum Einfluss der einzelnen Prozesse in der Meso- bzw. Makroskala benötigt.

Die wichtigsten Faktoren der *Skalenabhängigkeit* hydrologischer Prozesse für die Einzugsgebietsmodellierung sind nach BURT (1989), BEVEN (1991), BLÖSCHL (1996) und BLÖSCHL & SIVAPALAN (1995):

- (1) Die räumliche *Heterogenität* der Gebietseigenschaften (z.B. hydraulische Leitfähigkeit der ungesättigten Zone).
- (2) Die räumliche und zeitliche *Variabilität* der hydrologischen Prozesse (z.B. Sättigungsflächenabfluss) und Zustandsvariablen (z.B. Bodenfeuchtegehalt).
- (3) Der sich mit dem Skalenbereich verschiebende *relative Einfluss* der *Abflussbildungsprozesse am Hang* sowie der *Fließprozesse im Gerinne* auf den Abfluss aus einem Einzugsgebiet.
- (4) Die räumliche und zeitliche *Variabilität* des Niederschlages sowie die sich mit dem Skalenbereich verschiebende Relevanz der Niederschlagstypen (siehe Kap. 2.3.1).

Ebenso sind auch die *Modellvorstellungen*, die zur Beschreibung der hydrologischen Prozesse entwickelt werden, skalenabhängig, da sich die mathematische Beschreibung der Prozesse zwangsläufig an dem Skalenbereich orientieren muss, in dem die Prozesse *beobachtet/gemessen* werden können.

BLÖSCHL (1996) und O'CONNELL & TODINI (1996) weisen in diesem Zusammenhang darauf hin, dass prozessnahe Gleichungen zur Beschreibung von Infiltration und Wasserbewegung in der Bodenzone bislang weder im Hangmaßstab noch auf Einzugsgebietsebene zur Verfügung stehen (siehe Tab. 2.1, S. 24).

Angesichts der gegenseitigen Abhängigkeit von *Modellierungs-* und *Beobachtungsmaßstab* gehen BEVEN (1996) und REFSGAARD et al. (1996) davon aus, dass die Entwicklung prozessnaher Gleichungen im Hang- bzw. Einzugsgebietsmaßstab an die Entwicklung neuer, *größerskaliger Messtechniken* gebunden ist. Diese Ansicht wird

Tab. 2.1 Prozessnahe Gleichungen für die Niederschlag-Abfluss-Modellierung auf verschiedenen Maßstabsebenen bzw. Fehlen entsprechender Gleichungen auf größerer Maßstabsebene (gekennzeichnet durch Fragezeichen; nach Blöschl, 1996)

	Bodensäule	Hang	Einzugsgebiet
Evapotranspiration	Penman-Monteith	?	?
Infiltration und Bodenwasserbewegung	Richards, Green-Ampt	?	—
Oberflächenabfluss	—	St. Venant	—
Wasserbewegung in der gesättigten Zone	—	Darcy	Darcy
Gerinneströmung	—	—	St. Venant

vor allem von der Hoffnung getragen, dass sich der mittlere Einfluss der kleinräumigen Heterogenität der Gebieteigenschaften und der Variabilität der beteiligten Prozesse auf die Abflussbildung mit größerskaligen Messungen besser erfassen ließe als durch die *Aggregation* vieler kleinskaliger Messungen, wie dies bis heute geschieht. Die Fähigkeit zur *integralen Erfassung* von Gebieteigenschaften und Prozessen wird in neueren Publikationen am ehesten einer Kombination aus *Tracer- und Fernerkundungsmethoden* zugesprochen (z.B. BECKER et al., 1999; BONELL, 1998).

2.6.3 Anforderungen an die hydrologische Modellierung

Hydrologische Modelle, mittels derer der Einfluss der *Landnutzung* bzw. von *Landnutzungsänderungen* auf die *Hochwasserentstehung* quantifiziert werden soll, müssen im Sinne von GUTKNECHT (1996) *prozessorientiert* sein. Sie müssen zum einen die Prozesse bzw. allgemeiner die kausalen Zusammenhänge berücksichtigen, die für die *Hochwasserentstehung* insgesamt relevant sind. Zum anderen muss sich der Einfluss der *Landnutzung* auf die Abflussbildung sowohl in den Modellparametern als auch der Prozessbeschreibung niederschlagen. Dabei sind insbesondere folgende Faktoren wichtig:

(1) *Bodenzone*: Aufgrund der Schlüsselstellung der Bodenzone für die Abflussbildung bei Hochwasser ist die Güte der Simulation eng

an eine geeignete Repräsentation der Bodenoberfläche sowie der ungesättigten Zone im Modell geknüpft (siehe Kap. 2.2).

- (2) *Landnutzung*: Eigenschaften der Landnutzung, die einen Einfluss auf die Beschaffenheit der Bodenoberfläche sowie des Bodens selbst ausüben, müssen sich im Modell wiederfinden. Außerdem müssen die Speichereigenschaften der Vegetation wie Interzeption und Streuspeicherung im Modell repräsentiert sein (siehe Kap. 2.4).
- (3) *Anfangsbedingungen*: Von großer Bedeutung für die Modellierung der Hochwasserentstehung ist neben den Bedingungen während des Ereignisses der Feuchtezustand des Einzugsgebietes vor Einsetzen des Niederschlages, weswegen die Güte der Modellierung entscheidend von der korrekten Erfassung der Anfangs- und Randbedingungen abhängt (siehe Kap. 2.3).
- (4) *Räumliche Verteilung*: Aufgrund des Einflusses der Lage von Landnutzungsänderungen im Einzugsgebiet muss deren Verteilung bei der Modellierung berücksichtigt werden (siehe Kap. 2.4).
- (5) *Niederschlagseigenschaften*: Da Intensität, Dauer und Ausdehnung eines Niederschlagsereignisses entscheidend für das Simulationsergebnis sind, muss das Modell außerdem deren raumzeitliche Dynamik widerspiegeln (siehe Kap. 2.3). Außerdem ist die Niederschlagsform (Regen oder Schnee) von Bedeutung.

2.6.4 Eignung existierender hydrologischer Modelle

Auf die Diskussion von Modellierungsansätzen für andere Fragestellungen wird im Rahmen dieser Arbeit verzichtet. Doch auch für die Anforderungen, die in Kap. 2.6.3 für die vorliegende Fragestellung aufgelistet sind, wurden in der Vergangenheit verschiedene Lösungsansätze erprobt. Dabei werden in der Regel zwei grundsätzlich verschiedene Wege beschrrieben (beispielsweise BEVEN, 1991):

- (1) Die *konzeptionelle* Beschreibung der *Abflussdynamik* eines Einzugsgebietes mit Hilfe von unterschiedlich rasch auf ein Niederschlagsereignis reagierenden Speichern, deren Parameter eng an die Modellstruktur gebunden sind und nur zum Teil mit messbaren Werten verknüpft werden können.
- (2) Die *physikalisch begründete* Beschreibung der *Fließprozesse* im Einzugsgebiet mit Hilfe *mikroskaliger* Gleichungen, die im Labor für die Wasserbewegung in einer Bodensäule ermittelt wurden und eine Vielzahl von Messwerten erfordern, die ebenfalls mikroskalig ermittelt werden.

Das Attribut physikalisch begründet (*physically based*) bezieht sich nach SMITH et al. (1994) streng genommen nur auf Modelle, die die Wasserbewegung in der Bodenzone explizit anhand von Gleichungen beschreiben, welche aus den physikalischen Grundgesetzen der Hydromechanik abgeleitet sind, wie z.B. der *Diffusionswellenansatz*, das Darcy-Gesetz oder die RICHARDS-Gleichung. Daneben wurde der Begriff »physikalisch begründet« aber auch als vermeintliches Qualitätssiegel missbraucht, mit dem Entwickler und Anwender ihrem Glauben an die Nähe des Modells zur Wirklichkeit Ausdruck verleihen.

In Kap. 2.6.3 wurde die Schlüsselrolle der Bodenoberfläche und der Wasserbewegung in der Bodenzone für die Abflussbildung bei Hochwasser betont. Aus diesem Grund sind *physikalisch begründete* Modelle, die die Bodenwasserbewegung explizit und mittels messbarer Werte beschreiben, für die vorliegende Fragestellung prinzipiell im Vorteil gegenüber konzeptionellen

speicherbasierten Modellen. In der Vergangenheit hat sich jedoch gezeigt, dass dieser Vorteil in der Praxis nur bedingt zum Tragen kommt, da sich die Fließprozesse im Boden erheblich von denen einer *homogenen Bodenmatrix* unterscheiden, was aber die Voraussetzung für die Anwendbarkeit der in diesen Modellen verwendeten Fließgleichungen ist. Dieses Dilemma physikalisch begründeter Modelle bildet den Kern einer insbesondere durch die Entwicklung des Systems Hydrologique Européen SHE (ABBOTT et al., 1986a/b) angestoßenen Diskussion um deren Leistungsfähigkeit (BATHURST & O'CONNELL, 1992; BEVEN, 1989a, 1993, 1996, 2001; BLÖSCHL, 1996; GRAYSON et al., 1992; KUCHMENT, 1989; O'CONNELL & TODINI, 1996; REFSGAARD et al., 1996). Inzwischen sind sämtliche Argumente in dieser Debatte so oft ausgetauscht worden, dass sie hier nicht wiederholt werden müssen. Der bisherige Gipfel an Redundanz ist in ABBOTT & REFSGAARD (1996) enthalten, wo die Diskussion in einen grotesken Schlagabtausch von BEVEN (1996a/b) und REFSGAARD et al. (1996) mündet.

Das Für und Wider *konzeptioneller* Modelle wird in Kap. 4.3.3.4 im Zusammenhang mit dem für diese Arbeit ausgewählten hydrologischen Modell WASIM-ETH (SCHULLA, 1997) angesprochen, dessen Bodenmodell sowohl in einer konzeptionellen als auch einer physikalisch begründeten Variante zur Verfügung steht (SCHULLA & JASPER, 1999).

Im weitesten Sinn prozessorientierte *konzeptionelle* Modelle sind z. B. AKWA-M (MÜNCH, 1993), ARC/EGMO (BECKER, 1975; KLÖCKING, 1999), ARNO (TODINI, 1996), HBV (BERGSTRÖM, 1972; BERGSTRÖM, 1995; LINDSTRÖM et al., 1997), PRMS (LEAVESLEY et al., 1983; LEAVESLEY & STANNARD, 1995), TOPMODEL (BEVEN & KIRKBY, 1979; BEVEN et al., 1995) oder WASIM-ETH mit TOPMODEL-Ansatz (SCHULLA, 1997).

Vertreter zumindest teilweise *physikalisch begründeter* Modelle sind beispielsweise SHE (ABBOTT et al., 1986a/b; BATHURST et al., 1995), IHDM (MORRIS, 1980; BEVEN et al., 1987; CALVER & WOOD, 1995), THALES (MOORE et al., 1988; GRAYSON et al., 1995) oder WASIM-ETH mit RICHARDS-Gleichung (SCHULLA & JASPER, 1999).

Die Quellenangaben zu den einzelnen Modellen beziehen sich, soweit bekannt, auf deren erst-

malige Dokumentation sowie ergänzend auf aktuellere Modellbeschreibungen.

Eine Übersicht über verschiedenste hydrologische Modelle bietet SINGH (1995). Ein aktueller Vergleich verschiedener Modelle im Hinblick auf die Simulation des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung findet sich beispielsweise bei FELDWISCH (1999).

Neben Modellen zur physikalisch begründeten Beschreibung der Bodenwasserbewegung auf Einzugsgebietsebene gibt es eine Reihe von Modellen zur Simulation der *Abflussbildung am Hang*. Stärker, als dies im Einzugsgebietsmaßstab möglich ist, wird mit diesen Modellen eine physikalische Beschreibung einzelner Abflussbildungsprozesse wie Makroporenfluss (vorwiegend vertikal) oder pipe flow (vorwiegend lateral) versucht. Vertreter dieses Modelltyps sind z. B. QSOIL (FAEH, 1997), HILLFLOW (BRONSTERT, 1994) oder SWMS-2D (SIMUNEK et al., 1992).

2.6.5 Bewertung von Modellergebnissen

Hauptmerkmal der Berechnung von Simulationen zur Wirkung fiktiver *Veränderungen* im Einzugsgebiet auf das Abflussgeschehen bei Hochwasser ist das Fehlen von Messwerten des Abflusses zur Kalibrierung des Modells bzw. zur Bewertung der Modellergebnisse. Dennoch gibt es verschiedene Möglichkeiten, die *Verlässlichkeit* der Berechnungen abzuschätzen – vorausgesetzt, dass die hierfür notwendigen Daten zur Verfügung stehen.

2.6.5.1 Validierung an gemessenen Hochwasserganglinien

Für die Modellierung von Landnutzungsänderungen schlägt KLEMEŠ (1986) den *differential split-sample test* vor. Voraussetzung für diesen Test ist, dass in der Vergangenheit des Einzugsgebietes bereits aufgetretene Landnutzungsänderungen durch Niederschlags- und Abflussdaten dokumentiert sind. In diesem Fall können zwei Zeiträume ausgewählt werden, die sich bei sonst glei-

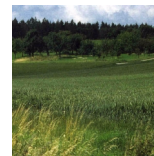
chen Bedingungen in ihrer Landnutzung unterscheiden. Zunächst wird dann das Modell an einem der beiden Zeiträume kalibriert. Anschließend wird versucht, die Landnutzung des anderen Zeitraumes in ihren Auswirkungen auf den Niederschlag-Abfluss-Prozess zu simulieren. Der Vergleich mit den Abflussdaten dieses Zeitraumes ermöglicht dann eine Bewertung der simulierten Abflussganglinie.

2.6.5.2 Validierung an zusätzlichen Informationsquellen

Das Simulationsergebnis prozessorientierter Modelle beinhaltet neben Hochwasserganglinien meist auch räumliche Informationen wie z. B. das Verteilungsmuster einer Schneedecke (BLÖSCHL, 1996), von Bodenfeuchtwerten, Grundwasserständen (KUCZERA & MROCZKOWSKI, 1998; O'CONNELL & TODINI, 1996; SEIBERT et al., 1997) oder von Zonen erhöhter Abflussbildung wie Sättigungsflächen (FRANKS et al., 1998; AMBROISE et al., 1996; GÜNTNER et al., 1999) zu einem bestimmten *Zeitpunkt* sowie beispielsweise die räumliche Verteilung der Interzeption oder der Verdunstung für einen bestimmten *Zeitraum*. Diese können für eine Bewertung der Simulationsergebnisse im *Ist-Zustand* herangezogen werden, sind aber gleichzeitig aber auch ein Indikator für die *Verlässlichkeit* eines Modells unter *veränderten Bedingungen*. Werden neben dem Gebietsabfluss auch andere hydrologische Größen vom Modell richtig wiedergegeben, so erhöht dies die Wahrscheinlichkeit, dass auch die zugrundeliegenden hydrologischen Prozesse im Modell in geeigneter Weise repräsentiert sind. Ein solches Vorgehen wird auch als *multi-response validation* bezeichnet (MROCZKOWSKI et al., 1997).

Gemessene *Isotopenkonzentrationen* bzw. *hydrochemische Parameter* wie z. B. Silikat- Nitrat-, oder Chloridkonzentrationen sowie daraus abgeleitete Informationen zu den Anteilen einzelner Abflusskomponenten am Abflussgeschehen können ebenfalls als Informationsquelle dienen (BECKER et al., 1999; UHLENBROOK, 1999; MROCZKOWSKI et al., 1997).

Die Untersuchungsgebiete



3.1 ÜBERBLICK ÜBER DIE AUSGEWÄHLTEN EINZUGSGEBIETE

Hauptziel der vorliegenden Arbeit ist es, anhand von verschiedenen Einzugsgebieten exemplarisch den Einfluss der Landnutzung auf die Abflussbildung bei Hochwasser darzustellen. Hierfür wurden drei mesoskalige Einzugsgebiete im deutschen Teil des Rhein-Einzugsgebietes ausgewählt, die sich markant in ihrer Landnutzung unterscheiden. Dementsprechend ist eines der Gebiete dicht besiedelt, eines vorwiegend bewaldet und eines landwirtschaftlich geprägt.

Die *Mesoskala* – die nach BECKER (1992) Gebiete bis zu einer Größe von etwa 1000 km² umfasst – bietet sich für eine derartige Studie an, da in größeren Gebieten der Einfluss des Gewässernetzes den Einfluss der flächenhaften Gebietseigenschaften auf den Hochwasserverlauf zunehmend überprägt und damit Aussagen zu den Abflussbildungsprozessen erschwert (BEVEN, 1991).

Karte 3.1, S. 28 bietet eine Einordnung der drei im folgenden genannten Untersuchungsgebiete innerhalb des Rhein-Einzugsgebietes:

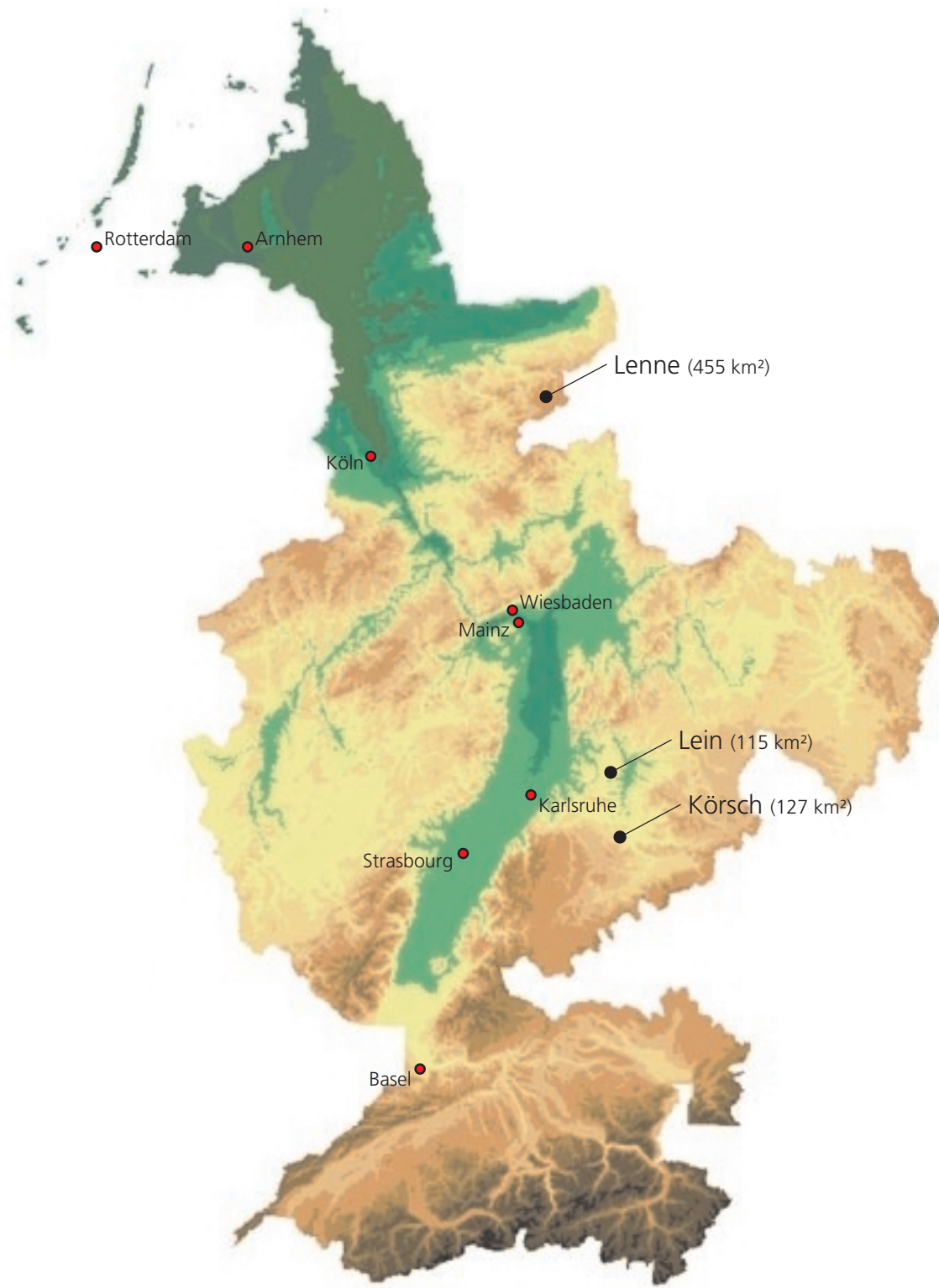
(1) Das überwiegend landwirtschaftlich genutzte Einzugsgebiet der *Lein* liegt südwestlich von

Heilbronn und nimmt eine Fläche von 115 km² ein. Es ist sanft gewellt und fällt von Südwesten nach Nordosten flach ab (Kap. 3.2).

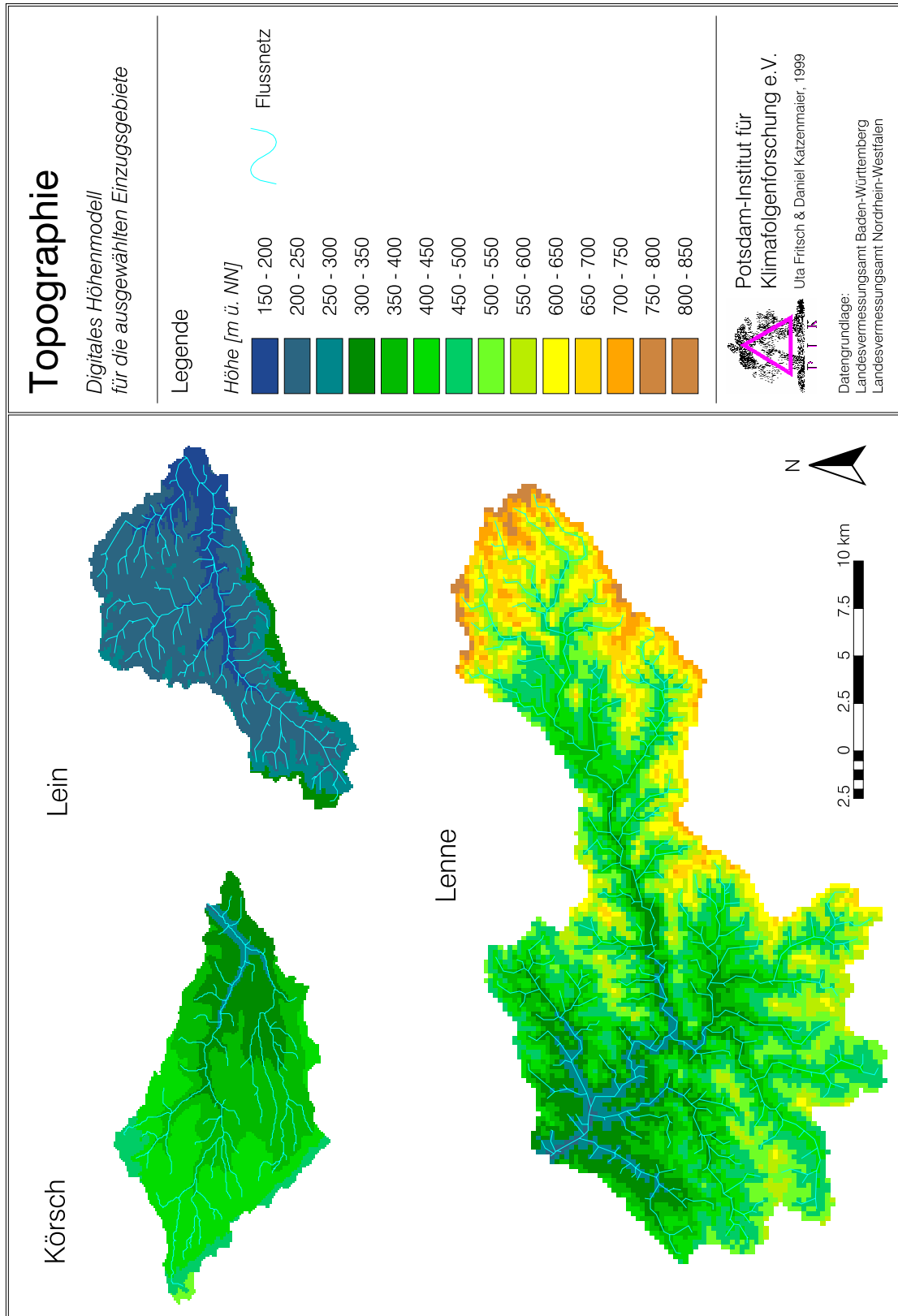
(2) Das urban geprägte Einzugsgebiet der *Körsch* befindet sich im Süden von Stuttgart. Das Gebiet bedeckt eine Fläche von 127 km², die sanft von Westen nach Osten hin abfällt. Der Flusslauf der Körsch hat sich im Laufe der Zeit tief in die ansonsten flache Hochebene eingeschnitten (Kap. 3.3).

(3) Die *Lenne* ist ein Zufluss der Ruhr und entspringt im Rothaargebirge. Das ausgewählte Untersuchungsgebiet beschränkt sich auf den Oberlauf bis zum Pegel Bamenohl. Dieses Gebiet ist 455 km² groß und stark reliefiert (Kap. 3.4).

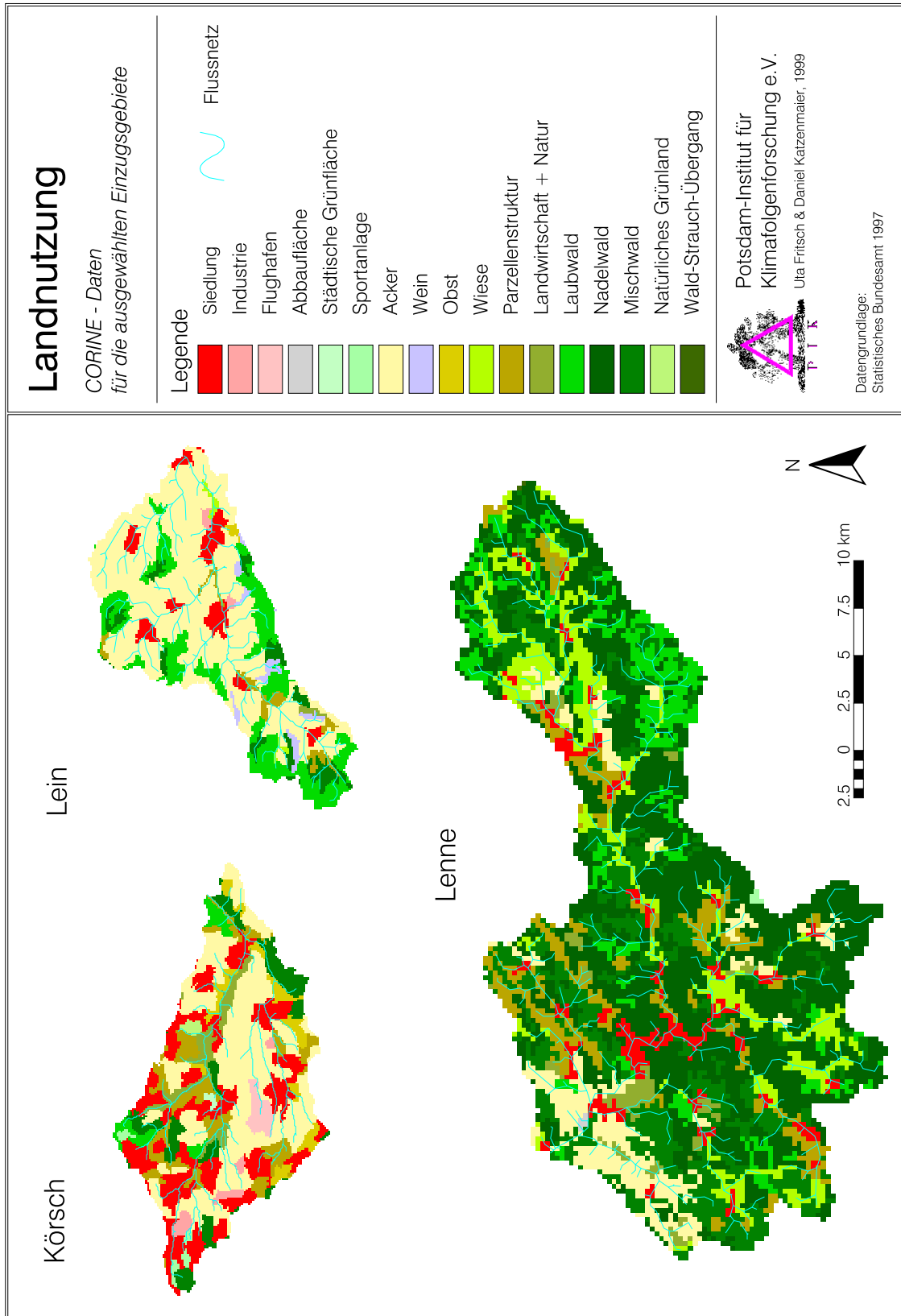
Die darauffolgenden Karten geben einen Überblick über Topographie, Landnutzung, dominante Bodentypen sowie die Lage der Messstationen in den drei Untersuchungsgebieten. Der Vergleichbarkeit wegen sind alle drei Gebiete im selben Maßstab und mit einheitlicher Höhenskala dargestellt.



Karte 3.1 Lage der drei Untersuchungsgebiete im Einzugsgebiet des Rheins



Karte 3.2 Topographie der drei Untersuchungsgebiete



Körsch

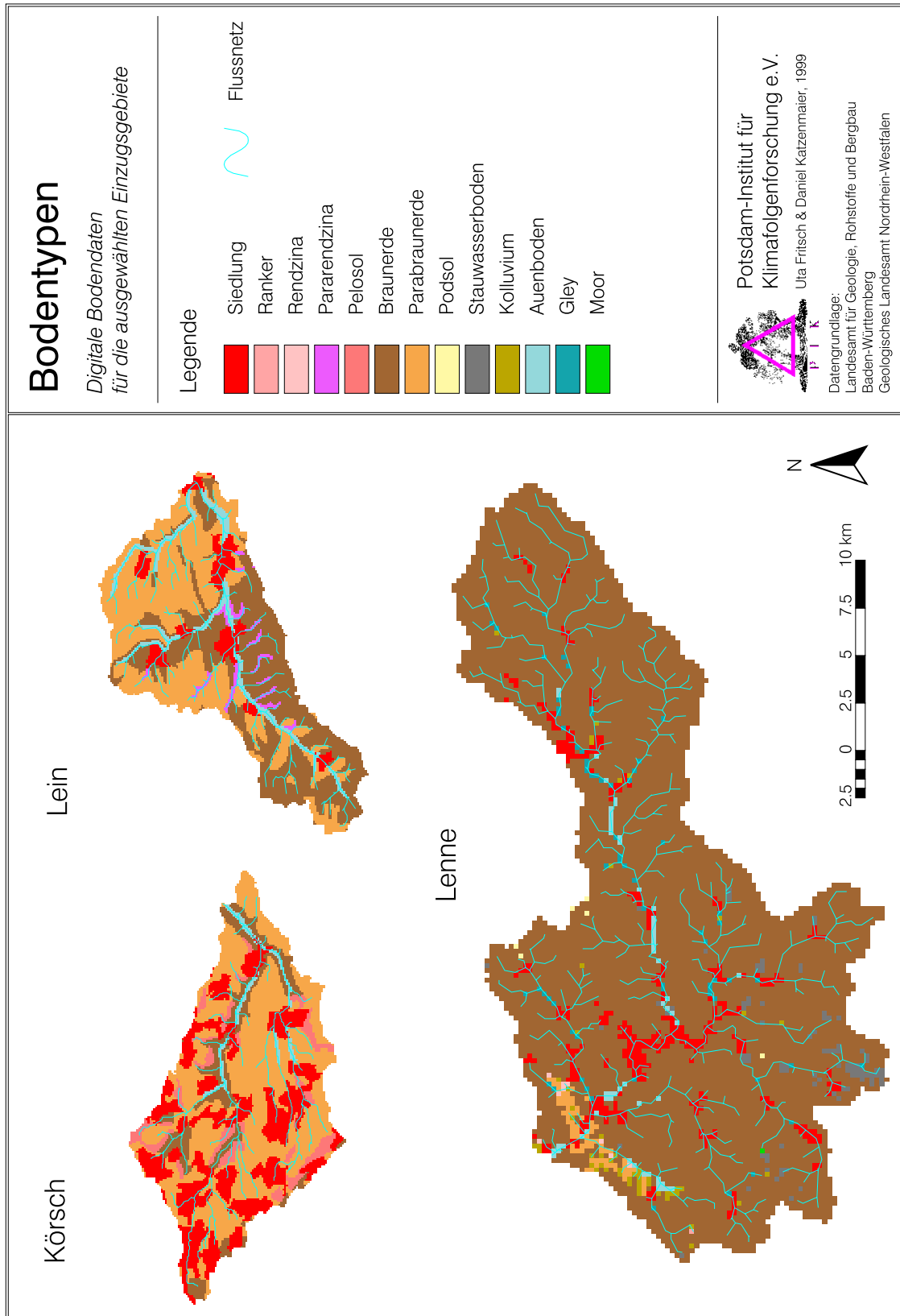
Lein

Lenne

N

2.5 0 2.5 5 7.5 10 km

Karte 3.3 Landnutzung in den drei Untersuchungsgebieten



Körsch



Lein



Lenne



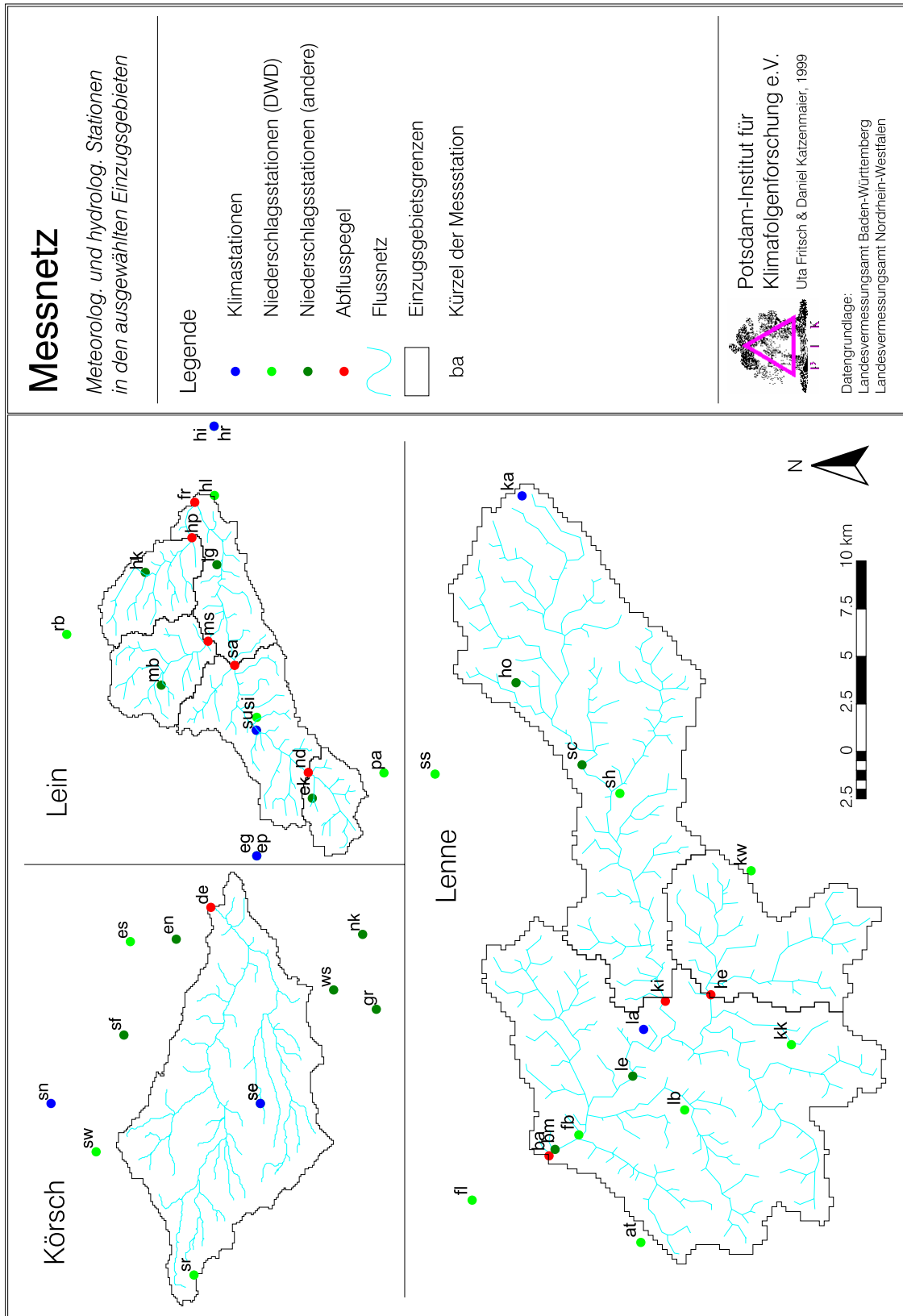
N 



 2.5 0 2.5 5 7.5 10 km

Karte 3.4 Vorherrschende Bodentypen in den drei Untersuchungsgebieten

Die Untersuchungsgebiete



Körsch



Lein



Lenne





Karte 3.5 Messnetz in den drei Untersuchungsgebieten (Stationskürzel siehe Anhang)

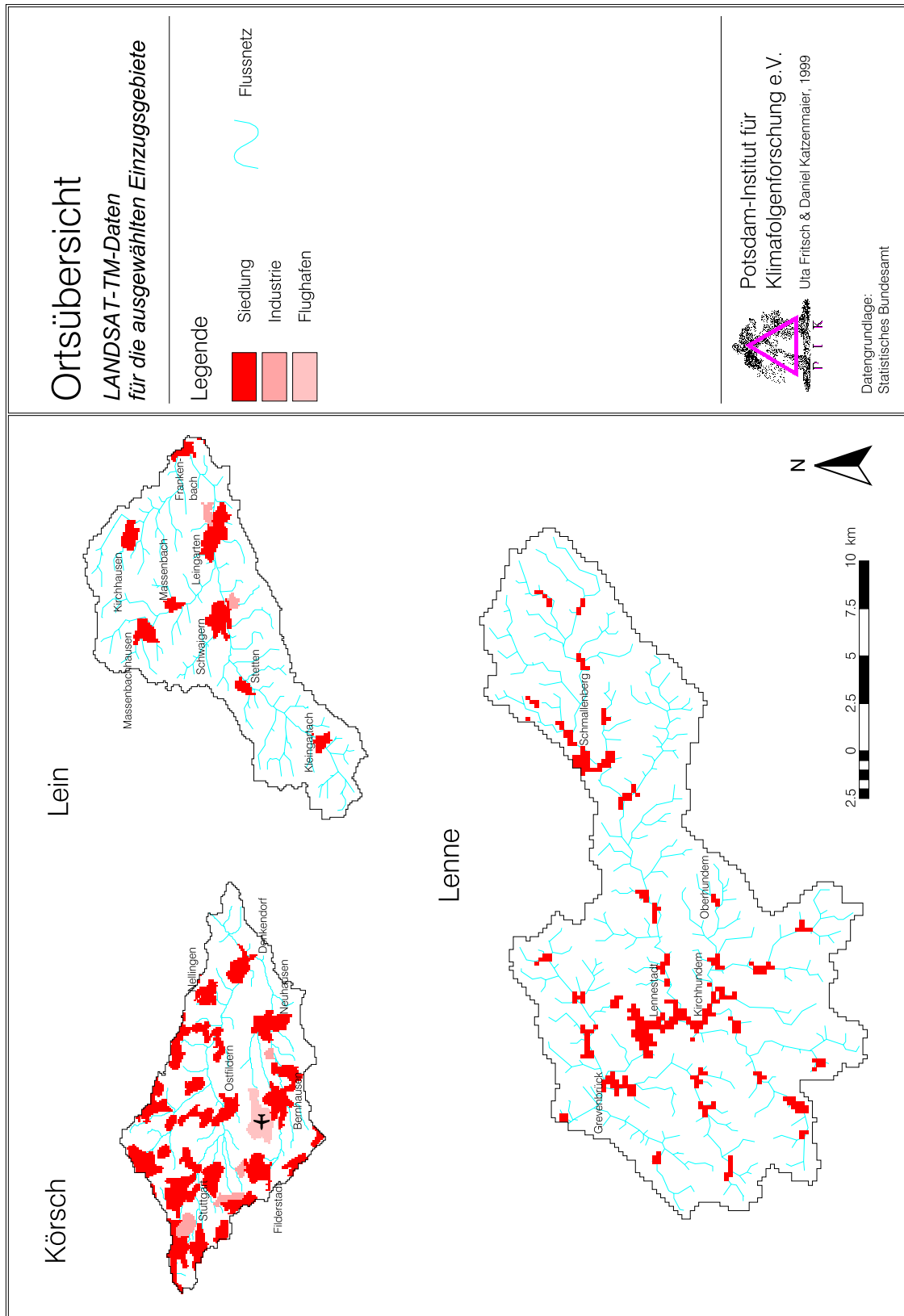


Abb. 3.1 Orte in den drei Untersuchungsgebieten

3.2 LEIN

3.2.1 Klimatische Verhältnisse

Das Klima des Einzugsgebiets der Lein unterliegt, wie ganz Mitteleuropa, den Schwankungen der *außertropischen Zirkulation*, die sich in unterschiedlichen Großwetterlagen von jeweils mehrtägiger Dauer auswirken (HENDL, 1995). Der normale mitteleuropäische Winter ist hier bei wechselhaften Zirkulationsverhältnissen auffallend *stark ozeanisch* geprägt. Die Großwetterlage *West zyklonal* ist daran überdurchschnittlich beteiligt und bringt häufig Frontalniederschläge mit sich. Im Frühjahr überwiegt die Großwetterlage *Nord zyklonal*, die kühles und schauerreiches Wetter nach Mitteleuropa führt. Der Sommer ist wiederum *stark ozeanisch* orientiert und bewirkt ein Sommermaximum der Niederschläge durch bewölkungsreiche und oft von Frontalniederschlägen begleitete Südwest- bis Nordwest-Großwetterlagen. Die warmen Sommer werden durch eine gesteigerte Häufigkeit *kontinentaler Ostwetterlagen* bestimmt. Im Frühherbst können *antizyklonale* Großwetterlagen mit niederschlagsfreien Strahlungswetterperioden dominieren. Im November verschieben sich die vorherrschenden Großwetterlagen wieder in Richtung West mit niederschlagsbegleitenden Zyklonen.

Die Kraichgausecke stellt ein *thermisch sehr begünstigtes Gebiet* dar und zählt zu den wärmsten Regionen Baden-Württembergs. Die räumliche Variation der Lufttemperatur ist aufgrund der schwachen Reliefierung des Schichtstufenlands relativ klein. Die starke ozeanische Beeinflussung bewirkt vor allem erhöhte Wintertemperaturen und einen im Vergleich zu den anderen Stufenlandbereichen *geringen Lufttemperaturjahresgang* von nur 17,9 K (HENDL, 1995). Die mittlere Anzahl von durchschnittlich 80 Frosttagen und nur 30 Schneedeckentagen verdeutlicht die thermische Gunstlage des Gebiets. Der durchschnittliche Jahresniederschlag beträgt rund 770 mm. Der überwiegende Teil dieser Summe entstammt zyklonalen Niederschlägen. Die Hauptwindrichtung ist West-Südwest. Sie erfährt eine Beeinflussung durch das Relief. Die Windgeschwindigkeiten liegen im Durchschnitt um 3–4 m/s (REGIONALVERBAND FRANKEN, 1988).

3.2.2 Geologie und Böden

Der Naturraum *Kraichgau*, dem das Einzugsgebiet der Lein zuzurechnen ist, wird im Süden vom Schwarzwald bzw. von Strom- und Heuchelberg, im Norden vom Kleinen Odenwald, im Westen vom Oberrheingraben und im Osten vom Neckartal begrenzt. Ebenso wie in der Umgebung von Stuttgart sind die mesozoischen Schichten im Kraichgau zu großen Teilen von *Löss* überdeckt, der in der Kaltzeit des Pleistozäns durch den Westwind aus den trockenliegenden Schotterflächen des Oberrheingrabens (Periglazialbereich) ausgeblasen wurde. Entsprechend der Transportrichtung des Gesteinsstaubs nimmt die Mächtigkeit der Lössdecke von Westen nach Osten hin ab, erreicht aber im Lein-Einzugsgebiet immer noch Beträge von bis zu 20 m. An den Talflanken des Leintals, west(wind)exponierten Hängen sowie an den Hängen des Heuchelberges im Südosten des Leingebietes treten an mehreren Stellen mergelige Schichten des Unteren Keupers (*Lettenkeuper*) sowie Gips Horizonte des Mittleren Keupers (*Gipskeuper*) zutage. Bei Massenbach wird auch der darunterliegende Obere *Hauptmuschelkalk* angeschnitten. Der Rücken des Heuchelberges, der die südöstliche Einzugsgebietsgrenze der Lein bildet, wird vom *Schilfsandstein* (ebenfalls Mittlerer Keuper) im Hangenden des Gipskeupers eingenommen. Dieser kann als Sandstein oder Mergel ausgeprägt sein. Die Talsohle des Leintals bilden quartäre Auelehme und Kiese mit hohem Schluff- und Tongehalt. Im Unterlauf der Lein und des Rotbachs treten auch pleistozäne *Hochterrassenschotter* an die Oberfläche, die sich aus z.T. nagelfluhartig verfestigten Kiesen zusammensetzen (GEYER & GWINNER, 1991; RAUSCH et al., 1995).

Ebenso wie im Einzugsgebiet der Körsch herrschen im Leingebiet *Parabraunerden* auf Löss vor. Auf den verschiedenen anstehenden Schichten des Keupers haben sich vornehmlich *Braunerden* gebildet. Braunerden finden sich aber auch in lössbedeckten Bereichen als Folgeprodukte von Parabraunerden an Stellen, wo die Entkalkung des Löss und die daraus resultierende Verlehmung und Verbraunung des Bodens bereits wei-

ter fortgeschritten sind. In den Talauen einiger kleinerer Zuflüsse zur Lein sind vereinzelt geringer entwickelte Vorstufen zu Parabraunerden, sogenannte *Pararendzinen*, entstanden. *Auenböden* sind auf das Leintal selbst sowie auf die beiden größten Zuflüsse zur Lein, Massenbach und Rotbach, beschränkt.

3.2.3 Gewässer und Grundwasser

Die Lein entspringt oberhalb der Ortschaft Kleingartach in *mehreren kleinen Quellen*. Sie wird auf ihrer 18 km langen Fließstrecke beidseitig von mehreren kleineren Zuflüssen gespeist. Die bedeutenderen wie Dachbach, Lohgraben, Massenbach und Rotbach treffen sie linksseitig (RAUSCH et al., 1995). Die Lein hat sich im Laufe der Jahre in die sanftwellige, fruchtbare Landschaft der *Gäuflächen* eingetieft und einen Auenbereich geschaffen.

Das Leintal gehört zur *Grundwasserlandschaft des Unterkeupergebiets*, dessen Schichten den bedeutendsten Aquifer darstellen. Die Lein gilt als Vorflut seines abfließenden Grundwassers. Sein lithologischer Aufbau von ca. 22–30 m mächtigem Tonstein, der mit bis zu 1 m mächtigen Dolomiten und bis zu 8 m mächtigen Sandsteinen durchsetzt ist, begründet sein *ergiebiges Dargebot* (RAUSCH et al., 1995). Bei Frankenbach ist dadurch eine Trinkwasserförderung von 150 l/s möglich. Diese Ergiebigkeit wird einerseits durch *Einsickerung* auf den Unterkeuperflächen und andererseits durch *Speisung durch andere Grundwasserleiter* erklärt. Entlang des Leinbachtals liegt die Grundwasserdruckfläche des Oberen Muschelkalks höher als die des Unteren Keupers, so dass aus dem Muschelkalk Grundwasser in diesen Leiter aufsteigen kann. Vorfluterferne Bachläufe, die nur periodisch Wasser führen und meist als *trockene Muldentäler* erscheinen, bezeugen die Speisung des Grundwassers von der Oberfläche durch Versickerung (RAUSCH et al., 1995).

3.2.4 Landnutzung

Als potenziell natürliche Vegetation wird diejenige Vegetation bezeichnet, die sich bei einem plötzlichen Aufhören des menschlichen Einflusses auf die Pflanzendecke aufgrund der derzeitigen

Standortbedingungen einstellen würde. Im Einzugsgebiet der Lein herrschen potenziell *subkontinentale Eichen-Hainbuchenwälder* auf mittelmäßigen bis nährstoffreichen Bodenverhältnissen vor (KLINK, 1995).

Durch die hohe Bodenfruchtbarkeit des Leintals wurde der Wald schon früh von den lössbedeckten Flächen verdrängt und führt heute zu einer überwiegend *agrarisch intensiven Nutzung*. Diese nimmt, wie in *Karte 3.3*, S. 30 zu sehen ist, ungefähr zwei Drittel der Einzugsgebietsfläche in Anspruch. Die Klassifizierung der verschiedenen Landnutzungen wurde von der Datenbasis CORINE übernommen.

Der allgemeine Trend des Rückgangs landwirtschaftlicher Produktion seit den 1960er Jahren hat sich aufgrund der fruchtbaren Lössböden im Einzugsgebiet der Lein bisher kaum bemerkbar gemacht. Als Feldfrüchte dominieren Getreidearten. Die Nähe zu einer Weiterverarbeitungsanlage im nahe gelegenen Eppingen bedingt einen relativ hohen Anbauanteil von *Kartoffeln und Zwiebeln*. Diese Früchte erreichen einen höheren Marktwert als Getreide. Dort wo es die Bodengüte zulässt, werden die anspruchsvollen Ackerfrüchte *Zuckerrüben* und *Zichorie* angebaut, weil diese den höchsten Gewinn bringen. An steileren Lagen im Süden des Untersuchungsgebietes wird die Fläche für *Wein- und Obstanbau* genutzt. Nach mündlicher Auskunft von LEMPE (Landwirtschaftsamt Heilbronn) wurde in den letzten Jahren viel Grünland umgebrochen, um am Stichtag für die EU-Bewertung als Ackerland aufgenommen zu werden. Deshalb ist der Anteil an Wiesen im Gebiet kleiner als 1%. Wald ist wegen der hohen Bodenfruchtbarkeit auf etwa 25% der Fläche beschränkt und nur auf Braunerden zu finden. Der überwiegende Teil davon ist Laubwald, lediglich 25% der Waldfläche ist mit Nadelholz durchmischt. Die Besiedlung hat in den letzten Jahren immer mehr zugenommen und liegt bei einem Flächenanteil von etwa 7%. Der *Siedlungszuwachs* gingen mehrheitlich zu Lasten von Ackerflächen. Besonders in den Gemeinden Massenbachhausen und Schwaigern gibt es große Neubausiedlungen. Innerhalb der Ortslagen beträgt der Versiegelungsgrad des Bodens bis zu 80%, in Randlagen durch Hausgärten ungefähr 40% (REGIONALVERBAND FRANKEN, 1988).

Die Untersuchungsgebiete

3.2.5 Hochwasserereignisse

Hochwasser sind im Zeitraum von 1980 bis 1997 in der Lein sowohl als Folge von langanhaltenden *advektiven/zyklonalen* Niederschlägen geringer Intensität als auch infolge von sommerlichen

konvektiven Starkregenereignissen aufgetreten. Die größten Hochwasser mit einer Jährlichkeit von mehr als 5 Jahren sind jedoch ausnahmslos auf ergiebige zyklonale Niederschläge zurückzuführen (siehe *Tab. 3.1*, S. 36). Die Maxima wurden als stündliche Mittelwerte ermittelt.

Tab. 3.1 Hochwassermaxima am Pegel Frankenbach/Lein zwischen 1980 und 1997

Wiederkehrintervall [a]	Zeitpunkt des Auftretens	Scheitel [m³/s]	Abflussbeiwert
5 - 10 a	21.12.1993, 12 Uhr	15,6	0,17
	26.02.1997, 13 Uhr	14,9	0,17
2 - 5 a	26.05.1983, 12 Uhr	11,6	0,18
	28.06.1994, 3 Uhr	10,3	0,08
	16.02.1990, 2 Uhr	10,0	0,12
< 2 a	23.07.1995, 6 Uhr	9,2	0,06
	09.06.1996, 15 Uhr	7,4	0,08
	04.06.1992, 6 Uhr	5,9	0,04
	13.04.1994, 21 Uhr	5,3	0,09
vor 1990	14.03.1988, 12 Uhr	10,2	
	31.01.1982, 3 Uhr	10,2	
	05.09.1987, 2 Uhr	8,7	
	17.12.1982, 22 Uhr	7,7	
	01.12.1981, 17 Uhr	7,6	
	01.04.1988, 10 Uhr	7,2	
	08.07.1989, 11 Uhr	5,9	

Anhaltswerte für die Größenordnung von Hochwasserereignissen in der Lein gibt *Tab. 3.2*, S. 36 für den Pegel Frankenbach. Insbesondere die An-

gaben im Extrapolationsbereich großer Hochwasser sind jedoch mit großen Unsicherheiten behaftet.

Tab. 3.2 Jährlichkeiten von Hochwassermaxima am Pegel Frankenbach/Lein anhand des Zeitraums von 1968 bis 1998 (Landesanstalt für Umweltschutz, 1999)

Überschreitungswahrscheinlichkeit $p_{\bar{u}}$ [-] (entsprechendes Wiederkehrintervall T_n [a])	0,5 (2)	0,2 (5)	0,1 (10)	0,05 (20)	0,02 (50)	0,01 (100)
Hochwasserscheiteldurchfluss [m³/s]	9,33	13,92	17,07	20,13	24,18	27,33

3.2.6 Datenlage

3.2.6.1 Räumliche Daten

Zur Charakterisierung der *Topographie* sowie dar-

aus abgeleiteter Größen wie Hangneigung, Exposition, Einzugsgebietsgrenzen oder Fließzeiten wurde das Digitale Höhenmodell des Landesvermessungsamtes Baden-Württemberg verwendet, welches in Form von Rasterdaten mit einer Git-

terweite von 50×50 m bereitgestellt wird (Karte 3.2, S. 29).

Für die *Landnutzung* standen die »Daten zur Bodenbedeckung« des STATISTISCHEN BUNDESAMTES zur Verfügung, welche als Vektordaten mit einer Informationsdichte bereitgestellt werden, die in etwa dem Maßstab 1:100000 entspricht. Erfasst wurden Landnutzungseinheiten mit mehr als 25 ha Fläche und einer Breite von mehr als 100 m. Diese aus LANDSAT-TM-Satellitenaufnahmen, Luftbildern und topographischen Karten visuell interpretierten Daten aus dem Jahr 1992 enthalten keine linienhaften Strukturen. Da sie flächendeckend und einheitlich für das ganze Bundesgebiet zur Verfügung stehen, wurden sie als Datengrundlage für alle drei Einzugsgebiete verwendet (Karte 3.3, S. 30). Dennoch birgt diese Datengrundlage einige Schwachstellen: Die verwendete Einteilung in Landnutzungsklassen ist vielen Bereichen nicht eindeutig. Besonders die landwirtschaftlichen Flächen gliedern sich in wenige Unterklassen, so dass keine Aussagen über ihre Nutzungsintensität möglich sind. Um Folgefehler zu vermeiden, wurde diese Datengrundlage jedoch einschließlich ihrer Klasseneinteilung unverändert übernommen.

Als Datengrundlage für die *Böden* im Einzugsgebiet dient die Digitale Bodenübersichtskarte 1:200000 des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden-Württemberg. Diese enthält Informationen zu vorherrschenden Bodentypen (siehe Karte 3.4, S. 31), Bodenarten sowie verschiedenen hydrologischen Parametern wie hydraulische Leitfähigkeit, nutzbare Feldkapazität, Grobporenvolumen oder Verschlammungsneigung.

Einen Überblick über die in den drei Untersuchungsgebieten jeweils verwendeten digitalen räumlichen Daten gibt Tab. A.1, S. 137. Szenariobildung und Modellierung erfolgten für das

Leingebiet mit einer einheitlichen Rasterweite aller Informationsschichten von 100×100 m.

3.2.6.2 Meteorologische und hydrologische Daten

Im Bereich des Leingebietes befinden sich sechs Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes, an denen tägliche Werte abgelesen werden. Zusätzlich hierzu wurde 1978 speziell für das Leingebiet ein kommunaler Messverband mit fünf kontinuierlich aufzeichnenden Regenschreibern eingerichtet, der vom Tiefbauamt in Heilbronn verwaltet wird. Dies geschah als Reaktion auf große Hochwasserereignisse in den Jahren 1968, 1970 und 1978 mit der Absicht, auf diese Weise die Datenbasis für ein Hochwasserschutzkonzept für das gesamte Leintal zu schaffen (siehe Kap. 3.2.5). Die Standorte der Regenschreiber wurden nach Empfehlungen des Instituts für Hydrologie und Wasserwirtschaft der Universität Karlsruhe ausgewählt. Auch die Abdeckung des Gebietes mit Klimastationen (drei DWD-Stationen) ist überdurchschnittlich gut.

Zur Validierung der hydrologischen Simulationen wurden zwei Pegel der Landesanstalt für Umweltschutz verwendet. Die Daten des Pegels Frankbach sind nach LUFT (Landesanstalt für Umweltschutz, mündl. Auskunft) gerade im Hochwasserbereich ungenau, da das Bett der Lein am Pegel lediglich $8 \text{ m}^3/\text{s}$ (RENSCHLER, Gewässerdirektion Besigheim, schriftl. Auskunft) fasst. Der Pegel Schwaigern ist mit einem bordvollen Abfluss von ca. $25 \text{ m}^3/\text{s}$ wesentlich großzügiger ausgelegt, so dass diese Daten als Kontrolle dienen können. Außerdem wurden im Rahmen des obengenannten kommunalen Messverbandes drei weitere Pegel eingerichtet, die ebenfalls zur Validierung der hydrologischen Modellierung herangezogen werden (siehe Tab. B.1, S. 138).

3.3 KÖRSCH

3.3.1 Klimatische Verhältnisse

Die Region Stuttgart unterliegt durch die räumliche Nähe zum Leintal klimatisch vergleichbaren

Verhältnissen und erfährt einen ähnlichen Einfluss durch Großwetterlagen. Auch diese Region gehört mit einer Jahresmitteltemperatur von $10 \text{ }^\circ\text{C}$ zu den *thermisch begünstigten Gebieten*, die

sich für den Anbau von anspruchsvollen Sonderkulturen eignen. Die Durchschnittstemperatur im Januar beträgt $-0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, im Juli $17,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (DIERCKE WELTATLAS, 1991). Die jährliche Amplitude der Lufttemperatur von $18,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ und die durchschnittliche jährliche Frosthäufigkeit von ungefähr 100 Tagen unterstreichen den gemäßigten Temperaturverlauf in dieser Gegend. Die durchschnittliche Jahresniederschlagssumme für die Region Stuttgart liegt bei 675 mm , mit einem deutlichen *Sommermaximum* (HENDL, 1995).

3.3.2 Geologie und Böden

Das beherrschende tektonische Element im Raum Stuttgart ist der *Fildergraben*, der auf einer Breite von ca. 10 km leicht von Nordwesten nach Südosten abfällt. Entwässert wird der Fildergraben größtenteils von der Körsch, deren Einzugsgebiet im Südwesten markant durch das höhergelegene Gebiet des Schönbuchs begrenzt wird, welcher in diesem Bereich auch den südlichen Rand des Fildergrabens bildet. Der größte Teil des Einzugsgebietes ist von einer mächtigen *Lösslehmdecke* (im Mittel $4\text{ bis }5\text{ m}$) bedeckt, die im Quartär während der Riss- und Würmkaltzeit, als die Region Stuttgart im Periglazialbereich lag, als äolisches Sediment abgelagert wurde. Entlang des tief eingeschnittenen Flusslaufs der Körsch sowie an den Einzugsgebietsrändern sind verschiedene Schichten des Mesozoikums angeschnitten. Zuunterst sind dies Stubensandstein (mit Mergellagen), Knollenmergel und Rät aus dem *Keuper* (Trias). Diese werden vom *Lias α* (Schwarzer Jura) überdeckt, der als Tonmergel, Sandkalk oder als Sandsteinkörper an die Oberfläche tritt. Am Schönbuchrand sind stellenweise auch die Schichten des *Lias β* bis ϵ aufgeschlossen. Den unmittelbaren Bereich der Talau nehmen fluviale quartäre Sedimente ein (GEYER & GWINNER, 1991).

Aus der Lösslehmdecke sind in weiten Teilen des Einzugsgebietes tiefgründige *Parabraunerden* hervorgegangen (siehe *Karte 3.4*, S. 31). In Bereichen, in denen tonreicher *Lias α* ansteht, finden sich stellenweise *Pelosoile*. Im Mittel- und Unterlauf der Körsch ist die Talsohle von *Auenböden* geprägt. Die entlang des Flusslaufes und an den Hängen des Schönbuchs freiliegenden Keuper-

schichten haben in erster Linie *Braunerden* hervorgebracht.

3.3.3 Gewässer und Grundwasser

Die Struktur des Gewässernetzes der Körsch ist stark von der Fallrichtung des Fildergrabens von Nordwesten nach Südosten geprägt. Das Abknicken von Körsch und Sulzbach nach Nordosten im unteren Einzugsgebietsteil zeugt davon, dass die Körsch, die ehemals ins danubische System entwässerte, durch rückschreitende Erosion vom Neckar angezapft wurde.

Da der im Körschgebiet vorherrschende *Lias α* aufgrund seines äußerst geringen nutzbaaren Porenvolumens, seiner geringen Matrixleitfähigkeit und seiner geringen Klüftigkeit keinen relevanten Grundwasserleiter darstellt, ist die Bedeutung der Filderfläche für die Neubildung und Gewinnung von Grundwasser gering.

3.3.4 Landnutzung

Das Körschtal wäre wie die Lein bei potenziell natürlichen Verhältnissen von subkontinentalen Eichen-Hainbuchenwäldern bewachsen (KLINK, 1995). Wegen der vorwiegend hohen Bodenfruchtbarkeit wurde dieses Gebiet jedoch schon früh landwirtschaftlich genutzt und *anthropogen* überprägt.

Ebenso wie auf Landesebene hat auch in dieser Region der *Getreideanbau* das größte Gewicht, gefolgt von Futtermais und Feldfrüchten. Trotz günstigen Anbaubedingung hat der Strukturwandel der letzten 30 Jahre die Landwirtschaft zurückgedrängt. Der Rückgang der Haupterwerbsbetriebe deutet auf die Verschlechterung der wirtschaftlichen Situation der Landwirtschaft hin. Lediglich Betriebe mit einer Fläche von mehr als 20 ha haben zugenommen (REGIONALVERBAND MITTLERER NECKAR, 1986). Die Spezialisierung auf *Sonderkulturen* ermöglicht auch Betrieben unter 10 ha die Bewirtschaftung als Nebenerwerb. Der Obstanbau stellt wegen der günstigen klimatischen Bedingungen mit 5% Flächenanteil einen festen Bestandteil an der landwirtschaftlichen Produktion dar. Dieser erstreckt sich über die stärker geneigten Flächen des Schönbuchrandes und die Talhänge der Körsch.

Dort befinden sich auch Parzellenstrukturen, die hauptsächlich aus Kleingärten bestehen. Deren Anteil von über 10% ist durch die Stadtnähe bedingt und liegt über dem Landesdurchschnitt (REGIONALVERBAND MITTLERER NECKAR, 1986). Der Waldanteil ist auf rund 12% Flächenanteil geschrumpft und besteht überwiegend aus Mischwald. Waldbestände sind auf die von Nordwesten nach Südosten ziehenden Keuperhöhen beschränkt.

Das Einzugsgebiet der Körsch steht unter dem *Siedlungsdruck* und Einfluss der Stadt Stuttgart. Die räumliche Nähe bindet das Gebiet an die Großstadt, obwohl die Siedlungsstruktur, bestehend aus vielen kleinen Ortslagen, einen dörflichen Charakter vermittelt. Alte Dorfkerne stellen bis heute die Zentren der Siedlungen dar, deren Flächenanteil gemessen an der gesamten überbauten Fläche gering ist. Die Siedlungen haben in den letzten Jahrzehnten ein *gewaltiges Flächenwachstum* zu Lasten der landwirtschaftlichen Nutzfläche erfahren und nehmen heute etwa ein Viertel der Gebietsfläche ein. Die als reine Industriegebiete ausgewiesenen Flächen und der

Flughafen haben bis jetzt nur einen geringen Anteil von rund 2%, der durch die Verflechtungen innerhalb des wirtschaftlich starken Großraums Stuttgart weiter wachsen wird.

3.3.5 Hochwasserereignisse

Die Abflussverhältnisse im Einzugsgebiet der Körsch sind sehr stark anthropogen geprägt. Im Basisabfluss beispielsweise sind am Pegel Denkendorf Tagesgänge der Abgabe von Wasser aus der Kläranlage bei Plieningen erkennbar. Der Basisabfluss aus dem Einzugsgebiet der Körsch wird außerdem durch die Fremdwasserzufuhr aus der Bodenseewasserversorgung Sipplingen beeinflusst. Daneben verfügt der Stuttgarter Flughafen über mehrere Rückhaltebecken für Niederschlags- und Enteisungswasser, die Einfluss auf die Wasserführung der Körsch nehmen.

Hochwasser mit einem erwarteten Wiederkehrintervall von mehr als fünf Jahren sind seit 1980 im Gebiet nicht aufgetreten (siehe Tab. 3.3, S. 39). Diese Tatsache ist umso erstaunlicher, als dass CASPARY & BÁRDOSSY (1995) nachweisen

Tab. 3.3 Hochwassermaxima am Pegel Denkendorf/Körsch zwischen 1983 und 1997

Wiederkehrintervall [a]	Zeitpunkt des Auftretens	Scheitel [m³/s]	Abflussbeiwert
10 - 20 a	–	–	
5 - 10 a	–	–	
2 - 5 a	14.06.1995, 20 Uhr	33,1	0,39
	vor 1990		
	25.05.1983, 5 Uhr	40,1	0,44
	29.04.1986, 23 Uhr	36,0	0,31
	15.06.1987, 13 Uhr	30,8	0,27
	08.07.1987, 16 Uhr	39,0	0,24
< 2 a	17.12.1982, 7 Uhr	21,7	0,47
	20.08.1983, 5 Uhr	25,4	0,11
	06.07.1985, 19 Uhr	26,6	0,13
	12.03.1988, 20 Uhr	27,4	0,58
	15.02.1990, 9 Uhr	22,0	0,26
	22.07.1992, 0 Uhr	25,0	0,14
	21.12.1993, 4 Uhr	19,2	0,33
	13.04.1994, 10 Uhr	26,2	0,39
	22.07.1995, 18 Uhr	26,2	0,15
08.07.1996, 10 Uhr	26,6	0,21	

Die Untersuchungsgebiete

Tab. 3.4 Jährlichkeiten von Hochwassermaxima am Pegel Denkendorf/Körsch anhand des Zeitraums von 1941 bis 1997 (Landesanstalt für Umweltschutz, 1999)

Überschreitungswahrscheinlichkeit p_{ij} [-] (entsprechendes Wiederkehrintervall T_n [a])	0,5 (2)	0,2 (5)	0,1 (10)	0,05 (20)	0,02 (50)	0,01 (100)
Hochwasserscheiteldurchfluss [m ³ /s]	29,78	46,79	56,26	72,20	89,64	104,0

konnten, dass die Zunahme der Großwetterlage *West zyklonal* insbesondere seit Mitte der 1970er Jahre in mehreren Einzugsgebieten Südwestdeutschlands zu einem erhöhten Hochwasserrisiko geführt hat. Als mögliche Ursache für das Ausbleiben von Hochwassern höherer Jährlichkeit kommen aber neben äußeren Einflüssen genauso auch Fehler in der Extremwertstatistik selbst (siehe *Tab. 3.4*, S. 40) in Frage.

Für die hydrologische Modellierung wurden in Ermangelung größerer Hochwasserereignisse auch Hochwasser mit einer Jährlichkeit von weniger als zwei Jahren hinzugezogen. Insbesondere wurden auch kleinere zyklonale Ereignisse berücksichtigt, die durch ihre große räumliche Ausdehnung auch in den anderen beiden Untersuchungsgebieten zu Hochwassern führten. Auffällig ist die im Vergleich zur Lein große Variationsbreite der Abflussbeiwerte. Diese Variationsbreite ist in der Verschiedenartigkeit der an der Körsch aufgetretenen Hochwasser begründet, wo im betrachteten Zeitraum auch sommerliche Frontenniederschläge zu Hochwassern führten.

3.3.6 Datenlage

3.3.6.1 Räumliche Daten

Die digitale Gebietsinformation für das Körschgebiet beruht auf denselben Grundlagen wie die der Lein (siehe *Tab. A.1*, S. 137 im Anhang).

Für die Szenarien und die hydrologische Modellierung wurde, ebenfalls wie für das Gebiet der

Lein, eine einheitliche horizontale Auflösung der Gebietsinformation von 100×100 m gewählt.

3.3.6.2 Meteorologische und hydrologische Daten

Tägliche Niederschlagshöhen werden vom Deutschen Wetterdienst (DWD) im Bereich des Körsch-Einzugsgebietes zur Zeit an fünf Stationen gemessen. Vier Stationen der Landesanstalt für Umweltschutz (LFU) mit zeitlich höher aufgelösten Daten wurden in der Zeit zwischen 1986 und 1992 aufgegeben, so dass zur Simulation von Hochwasserereignissen der 1990er Jahre hochaufgelöste Daten nur von der Versuchstation der Universität Stuttgart-Vaihingen und ab Ende 1996 von der Station Wolfschlugen des 1995 eingerichteten Verbundmessnetzes von LFU und DWD zur Verfügung stehen. DWD-Daten zu den Klimavariablen Temperatur, Relative Luftfeuchte, Sonnenscheindauer und Windgeschwindigkeit waren für zwei Klimastationen erhältlich. Zusätzlich wurden Daten der Globalstrahlung einer dritten Klimastation im Raum Stuttgart genutzt. Eine detaillierte Auflistung der verwendeten Niederschlags- und Klimastationen findet sich im Anhang in *Tab. B.2*, S. 139. Deren räumliche Verteilung ist in *Karte 3.5*, S. 32 dargestellt.

Der als Gebietsauslass genutzte Pegel Denkendorf/Körsch wird, wie die meisten Abflussmessstationen in Baden-Württemberg, von der Landesanstalt für Umweltschutz in Karlsruhe betreut.

3.4 LENNE

3.4.1 Klimatische Verhältnisse

Das Einzugsgebiet der Lenne gehört dem *nord-*

westdeutschen Klimabereich an. Es ist mit allgemein kühlen Sommern und milden, niederschlagsreichen Wintern überwiegend ozeanisch

geprägt. Trockenes sommerliches Wetter oder Kälteperioden im Winter sind durch vorübergehenden kontinentalen Einflüsse bedingt.

Die klimatischen Verhältnisse im Bereich der deutschen Mittelgebirgsschwelle werden stark vom ausgeprägten Relief beeinflusst. Dadurch bilden sich nicht nur *höhenabhängige Unterschiede* in der Temperatur, sondern auch *Luv- und Lee-effekte* aus. Auf dem Kahlen Asten, mit 841 m die höchste Erhebung im Lennegebiet, werden im Januar im Mittel $-3,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ und im Juli nur $12,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ erreicht (HENDL, 1995). Die Jahresmitteltemperatur beträgt etwa $5-7\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Auf dem Kahlen Asten fallen im Durchschnitt 1471 mm Niederschlag pro Jahr (HENDL, 1995). Das räumlich nahe, aber nur auf 420 m gelegene Kirchhündem erhält jährlich dagegen nur 1175 mm. Hier kommt die *Höhenabhängigkeit der Niederschläge* zum Ausdruck. Insgesamt sind die Niederschlagssummen des Lennetals im Vergleich mit dem übrigen Nordrhein-Westfalen sehr hoch (REGIERUNGSPRÄSIDENT ARNSBERG, 1989). Durchschnittlich erhält das Hochsauerland an 34 bis 39 Tagen im Jahr mehr als 10 mm Niederschlag. In den höheren Lagen entsteht im Winter häufig eine *geschlossene Schneedecke*. Das niedrige Kondensationsniveau begünstigt in diesen Bereichen auch die Nebelbildung. Der niederschlagsärmste Monat ist der März, da in diesem Monat statistisch Ostwetterlagen vorherrschen, die im Allgemeinen trocken sind. Am niederschlagsreichsten sind die Monate Juli und August, in denen jeweils mehr als 10% des Jahresniederschlags fallen. Ein relativ hoher Anteil davon wird durch *konvektive Prozesse* verursacht (REGIERUNGSPRÄSIDENT ARNSBERG, 1989).

3.4.2 Geologie und Böden

Das *Rheinische Schiefergebirge*, in dem das Einzugsgebiet der Lenne liegt, erscheint als ein 600 bis 800 m herausgehobenes Rumpfgewölbe, das randlich tief zerschluchtet ist. Dessen höchste Erhebung, der Kahle Asten (841 m ü. NN), ist zugleich der höchste Punkt des Lennegebietes. Die heute vorherrschenden devonischen *Tonschiefer* wurden als feinkörnige Sedimente in größeren Meerestiefen, die weniger weit verbreiteten Quarzite als gröbere Substrate in Flachmeeren

des *Unterdevons* abgelagert. Aus dem *Mitteldevon* stammen ebenfalls vorwiegend geschieferte Tonsteine sowie Grauwacken, Kalksteine, und vulkanische Gesteine wie Quarzkeratophyte und Tuffe, welche zum Teil mit Erzlagerstätten verbunden sind. Im unteren Teil des Einzugsgebietes zwischen Grevenbrück und Bamenohl finden sich außerdem z.T. verkarstete Massenkalk aus dem *Oberdevon* sowie Ton- und Sandsteine aus dem *Unterkarbon*. *Pleistozäne* Terrassenschotter treten nur sehr vereinzelt an den Rändern des Lennetals in Erscheinung. Vielerorts sind jedoch die devonischen Schiefer von *Hangschutt* überdeckt, der v.a. während des *Pleistozäns* als periglaziales Verwitterungsprodukt entstand und umgelagert wurde. Nennenswerte *pleistozäne* Talfüllungen sind auf den Lauf der Lenne beschränkt. Sie bestehen vorwiegend aus grobem Sand und Kies, in die linsenförmig feiner Sand, Schluff und Ton eingelagert sind. Die Mächtigkeit dieser Lockergesteine beträgt zwischen 4 und 10 m. Die Täler der Nebenbäche sind meist von verlehmtem Hangschutt mit 2–5 m Mächtigkeit ausgefüllt, welche von einer 0,5–4 m mächtigen Auenlehmschicht aus dem *Holozän* überdeckt ist (CLAUSEN et al., 1985).

Auf den Verwitterungsprodukten der devonischen Schiefer sind basenarme, sandige bis lehmige Gebirgsböden von geringer Mächtigkeit entstanden. In exponierten Lagen sind dies *Ranker*, ansonsten aber vorwiegend *Braunerden*, die aufgrund der Basenarmut des Ausgangsmaterials z.T. als *Podsol-Braunerden* bzw. vereinzelt als *Podsole* ausgeprägt sind. In den Talböden haben sich auf Auenlehm meist vergleyte *Braune Auenböden* oder *Auengleye* gebildet. An den Talanfängen und am Hangfuß der Haupttäler kommen auch Kolluvien vor, die aus umgelagertem Hanglehmen hervorgegangen sind. Die Talsohlen der Nebenbäche werden aufgrund des ganzjährig hohen Grundwasserspiegels (weniger als 0,8 m unter Flur) vorwiegend von *Gleyen* und *Nassgleyen* bis hin zu Anmoor- und Moorgleyen eingenommen. In abflussgehemmten Hohlformen des Geländes haben sich vereinzelt *Nieder- und Übergangsmoore* gebildet. *Parabraunerden* und *Rendzinen* sind im Bereich der teilweise mit Löss vermengten Massenkalken bzw. deren Verwitterungsprodukte im unteren Einzugsgebietsteil entstanden.

3.4.3 Gewässer und Grundwasser

Die Quelfassung der Lenne befindet sich direkt unterhalb des Gipfels des Kahlen Asten. Aufgrund der geringen hydraulischen Durchlässigkeit des Tonschiefers hat sich im Lennegebiet ein dichtes Gewässernetz ausgebildet. Der wichtigste Nebenfluss der Lenne bis Bamenohl ist die Hundem, die bei Altenhundem von Süden her in die Lenne mündet. In diesem Bereich liegt auch der Siedlungsschwerpunkt des Einzugsgebietes.

Grundwasserleiter von überörtlicher Bedeutung finden sich im Einzugsgebiet der Lenne bis Bamenohl nicht. Den ergiebigsten Grundwasserleiter bildet der im Oberdevon abgelagerte und verkarstete Massenkalk in der Attendorner Mulde, die nur im Bereich um Bamenohl in das Einzugsgebiet hineinreicht. Er wird im Wesentlichen von in Karstspalten oder Erdfällen versinkenden Bächen gespeist. Grundwasserführend sind außerdem die pleistozänen Talfüllungen entlang der Lenne, deren Überdeckung mit Auenlehm eine gute Filterwirkung auf versickerndes Wasser ausübt. Die Porendurchlässigkeit der dort 4–10 m mächtigen Lockergesteine wird von CLAUSEN et al. (1985) als gut bis sehr gut eingestuft.

Die devonischen Tonschiefer, die im Gebiet dominieren, besitzen fast kein nutzbares Porenvolumen. Deren Trennfugendurchlässigkeit ist in der Regel ebenfalls mäßig bis sehr gering. Erhöhte Trennfugendurchlässigkeiten sind an stärker geklüftete tektonischen Störungszonen gebunden, wie sie südlich von Kirchhundem in Verbindung mit Quarzkeratophyren und Tuffen als Zeugen der tektonischen Aktivität vorkommen.

3.4.4 Landnutzung

Das Untersuchungsgebiet liegt in einer typischen Mittelgebirgsregion, die überwiegend bewaldet ist (vgl. Karte 3.3, S. 30). Die ursprünglichen artenarmen Buchwaldgesellschaften wurden nach *Rodungen* im 19. Jahrhundert mit Fichten ersetzt (REGIERUNGSPRÄSIDENT ARNSBERG, 1989). Darum überwiegt der Nadelwald heute mit einem Flächenanteil von über 40% des Einzugsgebietes. Rund 25% sind mit Mischwald und gut 8% mit Laubwald bewachsen. Der Wald wird dabei zum Teil intensiv bewirtschaftet. Kleinere Schläge in

der Nähe von Kirchhundem werden für die Aufzucht von Christbäumen genutzt (Exkursion Oktober 1998).

Durch das raue Klima hat die Landwirtschaft in dieser Region eine geringe Bedeutung (REGIERUNGSPRÄSIDENT ARNSBERG, 1989). Der Ackerbau ist auf die Feldfrüchte Kartoffeln und Hafer in den tieferen Tallagen sowie auf flachere Hänge beschränkt. Ein *hoher Grünlandanteil* wird für die Milch- und Viehwirtschaft als Wiese beziehungsweise Weide genutzt. Diese befinden sich hauptsächlich in den Auen und bedecken rund 10% des Untersuchungsgebietes. Die damit verbundene Offenhaltung der Flächen ist auch aus landschaftspflegerischer Sicht wünschenswert. Aufgrund der ausgeprägten Topographie drängen sich die Siedlungen entlang der Täler bzw. liegen verstreut als Weiler und Einzelhöfe ohne erkennbaren Ortskern. Der Anteil an neu errichteten Ein- bis Zweifamilienhäusern lag im Zeitraum von 1980 bis 1986 in Finnentrop und Kirchhundem über 60% (REGIERUNGSPRÄSIDENT ARNSBERG, 1989). Eine sinnvolle Inanspruchnahme der Fläche soll eine Erweiterung von Streusiedlungen vermeiden.

3.4.5 Hochwasserereignisse

Größere Hochwasser sind im Lennegebiet im Zeitraum von 1981 bis 1997 ausschließlich im Winterhalbjahr als Folge langanhaltender advektiver Niederschläge und hoher Vorfeuchte aufgetreten (siehe Tab. 3.5, S. 43).

Bei den angegebenen Hochwassermaxima handelt es sich für den Zeitraum von 1981 bis 1987 um Momentanwerte und für 1988 bis 1997 um stündliche Durchflussmittelwerte.

Diese Hochwasserereignisse wurden teilweise von Schneeschmelze begleitet, was auch den extrem hohen Abflussbeiwert von 0,87 des Hochwassers vom März 1988 erklärt. Die Abflussbeiwerte der Ereignisse im Lenneinzugsgebiet sind jedoch mit meist mehr als 50% des gefallenen Niederschlags insgesamt sehr hoch. Dies ist zum einen eine Folge der vorherrschenden Ereignischarakteristika mit großen Niederschlagsmengen und hoher Vorfeuchte innerhalb des Winterhalbjahres. Ein Hauptgrund hierfür ist jedoch auch die geologische und geomorphologische Struktur

Tab. 3.5 Hochwassermaxima am Pegel Bamenohl/Lenne zwischen 1981 und 1997

Wiederkehrintervall [a]	Zeitpunkt des Auftretens	Scheitel [m³/s]	Abflussbeiwert
10 - 20 a vor 1988	23.01.1995, 8 Uhr	193,0	0,64
	Januar 1986	193,0	
	Dezember 1986	183,0	
	März 1981	179,0	
5 - 10 a vor 1988	31.12.1993, 12 Uhr	159,0	0,55
	Februar 1984	160,0	
2 - 5 a vor 1988	22.12.1991, 24 Uhr	126,0	0,62
	12.01.1993, 13 Uhr	117,0	0,56
	30.12.1990, 13 Uhr	103,0	0,63
	20.12.1988, 6 Uhr	98,2	0,63
	01.03.1990, 9 Uhr	96,5	0,43
	19.03.1994, 22 Uhr	91,2	0,48
	27.03.1988, 21 Uhr	90,9	0,87
Januar 1982	105,0		

des Gebietes. Das Lennegebiet wird dominiert von geringdurchlässigen Tongesteinen, die von meist deutlich durchlässigerem (peri-)glazialen

Hangschutt überdeckt sind. Diese Kombination aus gut durchlässigem Hangschutt und geringdurchlässigem Festgestein prädestiniert das Ge-

Tab. 3.6 Jährlichkeiten von Hochwassermaxima am Pegel Bamenohl/Lenne anhand des Zeitraums von 1973 bis 1996

Überschreitungswahrscheinlichkeit $p_{\ddot{u}}$ [-] (entsprechendes Wiederkehrintervall T_n [a])	0,5 (2)	0,2 (5)	0,1 (10)	0,05 (20)	0,02 (50)	0,01 (100)
Hochwasserscheiteldurchfluss [m³/s]	105	147	175	203	238	265
Unsicherheit [m³/s]	±23	±36	±47	±57	±71	±82
Unsicherheit [%]	±22	±24	±27	±28	±30	±31

biet für *subsurface stormflow* (rasche unterirdische Abflussreaktion in der Folge eines Starkregenerenignisses). Tab. 3.6, S. 43 gibt einen Überblick über die Auftretenswahrscheinlichkeiten für Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Lenne.

3.4.6 Datenlage

3.4.6.1 Räumliche Daten

Die *Topographie* des Einzugsgebiets wurde dem Digitalen Höhenmodell des Landesvermessungsamtes Nordrhein-Westfalen entnommen, wel-

ches wie das Höhenmodell Baden-Württembergs in einer Rasterweite von 50×50 m vorliegt (siehe Karte 3.2, S. 29 und Tab. A.1, S. 137).

Ebenso wie für Körsch und Lein konnten als Datengrundlage für die *Landnutzung* im Lennegebiet die Daten zur Bodenbedeckung des Statistischen Bundesamtes verwendet werden (siehe Karte 3.3, S. 30).

Als räumliche Datengrundlage für die *Böden* im Bereich des Lennegebietes wurde auf die Digitale Bodenkarte des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen im Maßstab 1:50000 zurückgegriffen. Diese wird in Form von Polygondaten mit angeschlossener Datentabelle vorgehal-

ten. Eine Darstellung der dominanten Bodentypen im Gebiet enthält *Karte 3.4*, S. 31.

Für Szenarienbildung und Modellierung wurden diese Daten in ein einheitliches Raster mit einer Maschenweite von 250×250 m überführt.

3.4.6.2 Meteorologische und hydrologische Daten

Der Deutsche Wetterdienst unterhält im Bereich des Lenne-Einzugsgebietes acht Niederschlagsstationen, deren tägliche Messwerte für die Hochwassersimulationen genutzt werden konnten. Im Gebiet werden zwei Klimastationen betrieben, eine davon am höchsten Punkt des Einzugsgebietes, dem Kahlen Asten (841 m ü. NN), welche ebenfalls Niederschlag aufzeichnen. Ne-

ben deren Klimadaten wurden zusätzlich Daten der Klimastation Lüdenscheid hinzugezogen, welche sich ca. 25 km westlich des Abflusspegels Bamenohl (Gebietsauslass) befindet. Tägliche Niederschlagsdaten wurden außerdem von vier Stationen des Ruhrverbandes in Essen zur Verfügung gestellt, teilweise auch als zeitlich hochaufgelöste Regenschreiberdaten. Aufgabe des Ruhrverbandes ist die Talsperrenbewirtschaftung für das gesamte Einzugsgebiet der Ruhr.

Der Abflusspegel, der das von Talsperren unbeeinflusste Teilgebiet der Lenne bis Bamenohl begrenzt, wurde ebenfalls vom Ruhrverband eingerichtet. Die Abflussdaten der zusätzlich für die Simulationen verwendeten Pegel Kickenbach/Lenne und Herrntrop/Hundem werden vom Staatlichen Umweltamt in Siegen verwaltet.

Hydrologisches Modell



4.1 MODELLKONZEPT

Für die vorliegende Arbeit wurde das deterministische flächendifferenzierte hydrologische Modell WASIM-ETH ausgewählt, welches eine ausgewogene Mischung aus physikalisch begründeten und konzeptionellen Ansätzen darstellt (siehe Kap. 2.6.4). Eine ausführliche Beschreibung des an der ETH Zürich entwickelten Modells ist in SCHULLA (1997) und SCHULLA & JASPER (1999) enthalten. Die Teilmodelle, die für die Abflusststehung bei Hochwasser relevant sind, werden jedoch im folgenden kurz dargestellt. Besonderes Augenmerk liegt dabei aus den in Kap. 2.6.3 genannten Gründen auf der Parametrisierung und mathematischen Behandlung von *Landnutzung* und *Bodenzone* sowie deren *räumlicher Diskretisierung* im Modell.

WASIM-ETH wurde ursprünglich dafür konzipiert, den Einfluss von Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt von Flussgebieten zu simulieren, weswegen große Sorgfalt auf die Interpolation der meteorologischen Eingangsgrößen sowie die Modellierung der Verdunstung verwendet wurde. Um den Einfluss der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung noch besser als bisher berücksichtigen zu können, wurde das Bodenmodell im Rahmen dieser Arbeit um verschiedene Aspekte wie die explizite Berücksichtigung von Makroporenfluss, Verschlammung, Versiegelung mit Anschluss an eine Kanalisation und von dezentralen Rückhalten ergänzt. Diese Modellerweiterungen werden in Kap. 4.4 vorgestellt.

Die räumliche Verteilung der *physiographischen Gebieteigenschaften* wird in WASIM-ETH durch Einteilung des Einzugsgebietes in ein regelmäßiges *Gitter* berücksichtigt. Außerdem kann das Einzugsgebiet in beliebig viele *Teileinzugsgebiete* gegliedert werden, deren Grenzen sich ebenfalls an diesem Gitter orientieren. Die *meteorologischen Daten* verschiedener Messstationen, die für die Simulation benötigt werden, werden während des Modelllaufs für jede einzelne Zelle des Gitters interpoliert, was in Kap. 4.3.1 näher erläutert wird. Für jede einzelne Gitterzelle werden außerdem die hydrologischen Prozesse der Schneedeckenentwicklung, der Interzeption, der Verdunstung, der Infiltration sowie der *vertikalen* Wasserbewegung in der Bodenzone simuliert (siehe Kap. 4.3). Der auf den einzelnen Gitterzellen gebildete Oberflächenabfluss wird anschließend anhand eines *Fließzeitschemas* (siehe Kap. 4.2.1) dem Gerinne zugeführt. Die *Abflusskonzentration* bis zum Teilgebietsauslass erfolgt anhand von *Einzellinearspeichern* getrennt für die Abflusskomponenten Direktabfluss, Interflow und Basisabfluss. Der weitere Weg des Abflusses im Gewässernetz vom Pegel des Teileinzugsgebietes bis zum Auslass des Gesamteinzugsgebietes wird durch ein *Abflussrouting* beschrieben. Die Berechnung der *Translation* erfolgt dabei anhand einer kinematischen Welle, *Retention* im Gerinne wird getrennt für Hauptbett und Vorland durch zwei *Einzellinearspeicher* wiedergegeben.

4.2 DATENGRUNDLAGE

4.2.1 Räumliche Daten

Alle räumlichen Daten werden für die Modellierung mit WASIM-ETH als Rasterdaten (Grids) in einheitlicher Größe und Auflösung benötigt. Als Datenformat dient das ASCII-Export-Format für Grids des Geographischen Informationssystems ARC/INFO. Die räumliche Auflösung des Rasters ist von der Größe des Einzugsgebietes abhängig. Eine Untersuchung von SCHULLA (1997) ergab, dass für das Einzugsgebiet der Thur (1 700 km²) die Güte der hydrologischen Simulation oberhalb einer Gitterweite von 1 000 × 1 000 m stark

abnahm. Umgekehrt ergab sich unterhalb einer Gitterweite von 500 × 500 m keine weitere Zunahme der Simulationsgüte. Für kleinere Gebiete mit räumlich höher aufgelöster Gebietsinformation sind jedoch kleinere Gitterweiten sinnvoll. Für das Einzugsgebiet des Wernersbachs (4,6 km²) verwendete SCHULLA (1997) beispielsweise ein Raster von 50 × 50 m.

Notwendige räumliche Daten für Simulationen mit WASIM-ETH sind, wie in Abb. 4.1, S. 46 dargestellt, digitale Daten zu Topographie, Landnutzung und Bodenarten im Einzugsgebiet. Aus dem Höhenmodell können entweder mit Hilfe

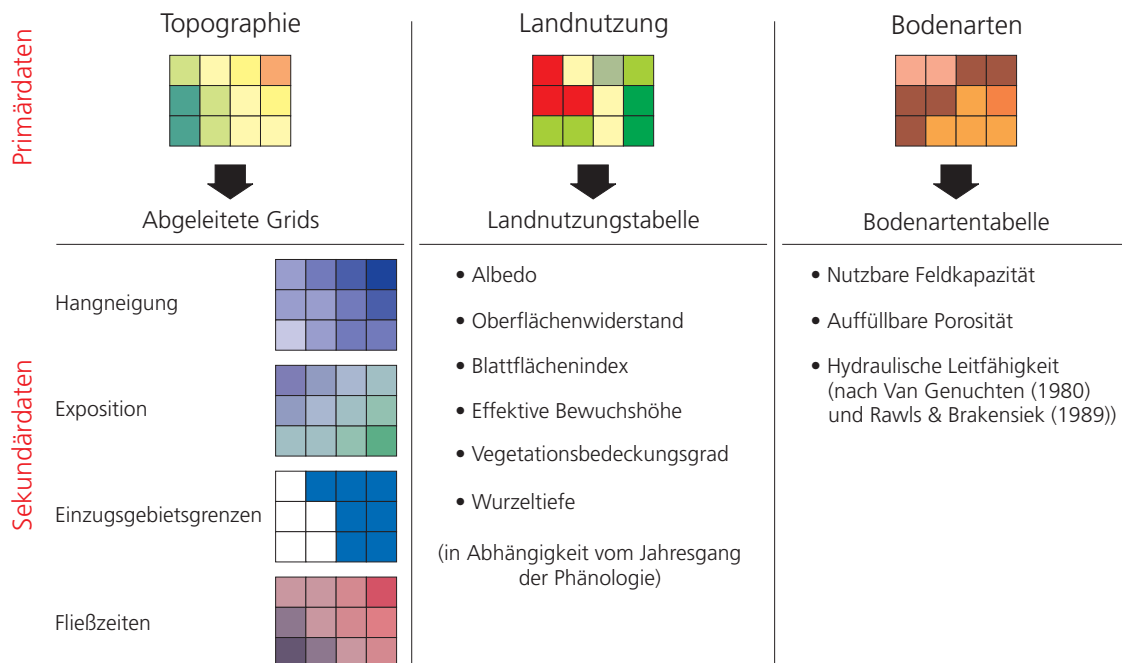


Abb. 4.1 Für die hydrologische Modellierung in WaSIM-ETH notwendige räumliche Daten

eines Geographischen Informationssystems oder der zu WASIM-ETH gehörenden Zusatzsoftware weitere für die Modellierung benötigte topographische Informationen abgeleitet werden. Die Daten zur Landnutzung und zu den Bodenarten werden zu Beginn des Modelllaufs mit Tabellenwerten zu jeder Landnutzungs- bzw. Bodenart verknüpft. Hierbei können entweder die vorgege-

benen Werte und Nutzungs- bzw. Bodenartenklassen verwendet oder eigene Daten in die beliebig erweiterbaren Tabellen eingefügt werden. Liegen beispielsweise detaillierte digitale Daten zur räumlichen Verteilung der nutzbaren Feldkapazität vor, so können diese auch direkt als Grid eingelesen werden. Die Tabellenwerte werden dann ignoriert.

4.2.2 Meteorologische und hydrologische Daten

Für die hydrologische Modellierung mit den in Kap. 4.3 beschriebenen Berechnungsansätzen werden Zeitreihen folgender meteorologischer Größen benötigt. Teilweise können jedoch auch einfachere Ansätze mit geringerem Datenbedarf verwendet werden:

- (1) Niederschlag [mm]
- (2) Lufttemperatur [°C]
- (3) Relative Luftfeuchte [-]
oder Wasserdampfdruck [hPa]
- (4) Windgeschwindigkeit [m/s]
- (5) Globalstrahlung [Wh/m²]
oder Relative Sonnenscheindauer [-]

Die notwendige zeitliche Auflösung der meteorologischen Daten hängt von der Fragestellung und

der Gebietsgröße ab. Um der hohen *Abflussbildungsdynamik* bei Starkregeneignissen Rechnung zu tragen, werden die Simulationen in der vorliegenden Arbeit mit *stündlichen* Werten durchgeführt. Wenn die Ereignisse nicht durch Schneeschmelze beeinflusst sind, ist für die Hochwassermodellierung v.a. die *räumliche und zeitliche Verteilung des Niederschlages* von entscheidend, weswegen eine ausreichende Anzahl kontinuierlich aufzeichnender Niederschlagsmessstationen wichtig für das Ergebnis ist. Die zur Berechnung der Verdunstung und/oder Schneeschmelze benötigten meteorologischen Größen sind während solcher Hochwasserereignisse von untergeordneter Bedeutung.

Zur *Kalibrierung* und *Validierung* des Modells sind außerdem Pegeldata des Abflusses aus den Teileinzugsgebieten sowie aus dem Gesamteinzugsgebiet in der zeitlichen Auflösung der durchgeführten Simulationen vonnöten.

4.3 RELEVANTE TEILMODELLE

4.3.1 Interpolation und Korrektur der meteorologischen Daten

Während der Simulation werden die gemessenen meteorologischen (Punkt-)daten der einzelnen Messstationen auf die Gitterzellen des Einzugsgebietes interpoliert. Hierfür stehen zwei Methoden zur Verfügung: (1) Abstandsgewichtete Interpolation (IDW, Inverse Distance Weighting) sowie (2) höhenabhängige Regression. Diese Verfahren können auch kombiniert werden.

Das Ergebnis dieser Interpolation ist ein für jeden Modellierungszeitschritt errechnetes Grid mit den interpolierten Werten für jede Gitterzelle. Diese Grids werden modellintern erzeugt und nach Gebrauch wieder gelöscht, können aber auch für einzelne Zeitschritte gespeichert und mit Hilfe eines Geographischen Informationssystems visualisiert werden. Außerdem erzeugt das Modell auf Wunsch Grids mit Mittelwerten oder Summen meteorologischer Größen (z.B. Niederschlagssumme eines Starkregeneignisses).

Für die meteorologischen Daten stehen verschiedene Korrekturverfahren zur Verfügung, die

bei SCHULLA (1997) näher beschrieben sind. Da Niederschlagsmessungen grundsätzlich mit einem systematischen Fehler behaftet sind, empfiehlt sich eine Niederschlagskorrektur in fast allen Fällen. Das im Modell enthaltene Korrekturverfahren für Niederschlag unterscheidet zwischen festem und flüssigem Niederschlag und berücksichtigt den Einfluss des Windes auf die Niederschlagsmessung.

4.3.2 Interzeption

Die Speicherung von Niederschlagswasser auf Blättern und vegetationslosen Oberflächen wird in WASIM-ETH wie folgt berechnet (SCHULLA, 1997):

$$SI_{max} = v \cdot LAI \cdot h_{SI} + (1 - v) \cdot h_{SI} \quad (4.1)$$

SI_{max}	Maximale Interzeptionsspeicherkapazität	[mm]
v	Vegetationsbedeckungsgrad	[-]
LAI	Blattflächenindex	[m ² /m ²]
h_{SI}	Maximale Schichtdicke des Wassers auf der Oberfläche (nach SCHULLA (1997) 0,1–0,4 mm)	[mm]

Niederschlagswasser gelangt im Modell erst dann auf die Bodenoberfläche, wenn der Interzeptionspeicher gefüllt ist. Die Entleerung des Interzeptionspeichers erfolgt durch Verdunstung mit der potenziell möglichen Rate.

Detailliertere Ansätze zur Interzeptionsmodellierung finden sich beispielsweise bei RUTTER (1970) und MENZEL (1997). Diese benötigen je-

doch zusätzliche Angaben zur Vegetation, die in der Mesoskala meist nicht zur Verfügung stehen.

Landnutzungsabhängige Parameter

In der Steuerdatei des Modells sind für jede Landnutzungsart Werte für *Blattflächenindex* und *Vegetationsbedeckungsgrad* tabelliert, die in *Tab. 4.1*, S. 48 aufgeführt sind, so wie sie in der

Tab. 4.1 Landnutzungsabhängige Parameter zur Berechnung der Interzeption im hydrologischen Modell WaSiM-ETH am Beispiel der Parameterisierung für das Leingebiet

Landnutzung	Phänolog. Stützpunkte d_i [Julianische Tage]				Blattflächenindex LA_i [m^2/m^2]				Bedeckungsgrad v [-]			
	d_1	d_2	d_3	d_4	1	2	3	4	1	2	3	4
Siedlung	110	150	250	280	1,5	1,5	1,5	1,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Industrie	110	150	250	280	1	1	1	1	0,4	0,4	0,4	0,4
Flughafen	110	150	250	280	1	1	1	1	0,5	0,5	0,5	0,5
Abbaufläche	110	150	250	280	1	1	1	1	0,3	0,3	0,3	0,3
Grünfläche	110	150	250	280	3	5	5	3	0,9	0,95	0,95	0,9
Sportanlage	110	150	250	280	1,5	2	2	1,5	0,7	0,75	0,75	0,7
Wintergetreide	110	150	220	225	1	5	4	1	0,3	0,85	0,8	0,3
Brache	90	165	280	285	0,5	2	4	0,5	0,05	0,75	0,75	0,05
Blattfrüchte	90	165	280	285	0,5	2	4	0,5	0,05	0,9	0,9	0,05
Sommergetreide	90	165	265	270	0,5	4	3	0,5	0,1	0,8	0,75	0,1
Wein	110	150	250	280	0,5	5	5	0,5	0,7	0,75	0,75	0,7
Obst	110	150	250	280	0,5	5	5	0,5	0,75	0,8	0,8	0,75
Wiese/Weide	110	150	250	280	2	4	4	2	0,9	0,95	0,95	0,9
Parzellen	110	150	250	280	0,5	5	5	0,5	0,7	0,8	0,8	0,7
Landw./Natur	110	150	250	260	1	4	4	1	0,6	0,9	0,8	0,6
Laubwald	110	150	250	280	0,5	8	8	0,5	0,7	0,95	0,95	0,7
Nadelwald	110	150	250	280	9	13	13	9	0,9	0,9	0,9	0,9
Mischwald	110	150	250	280	4	10	10	4	0,8	0,93	0,93	0,8
Natürl. Grünland	110	150	250	280	2	4	4	2	0,9	0,95	0,95	0,9
Wald/Sträucher	110	150	250	280	3	5	5	3	0,8	0,9	0,9	0,8
Wasser/Feuchtfl.	110	150	250	280	1	1	1	1	0,1	0,1	0,1	0,1

vorliegenden Arbeit verwendet werden. Dabei wird auch den Siedlungsflächen ein effektiver Blattflächenindex bzw. Bedeckungsgrad zugeordnet.

Die vier Stützpunkte (in *Tab. 4.1*, S. 48: 20. April, 30. Mai, 7. September, 7. Oktober) stellen markante Tage im phänologischen Jahres-

gang dar, die für die Nordwestschweiz in einer Höhe von 400 m ü. NN ermittelt wurden und entsprechend der tatsächlichen Höhe einer jeweiligen Gitterzelle korrigiert werden. Für die übrigen Tage des Jahres werden die tabellierten Werte linear zwischen den einzelnen Stützpunkten interpoliert.

4.3.3 Bodenmodell

In WASIM-ETH kann zwischen zwei grundsätzlich verschiedenen Modulen zur Berechnung der (vertikalen) Abflussbildung auf und unter der Landoberfläche gewählt werden (SCHULLA, 1997, SCHULLA & JASPER, 1999):

(1) *Topmodel-Ansatz* (WASIM-ETH I)

Infiltration nach einem auf GREEN & AMPT (1911) basierenden Verfahren von PESCHKE (DYCK & PESCHKE, 1995); Bildung von Sättigungsoberflächenabfluss nach einem auf TOPMODEL (BEVEN et al., 1995) beruhenden Verfahren; Aufteilung der ungesättigten Zone in einen pflanzenverfügbaren Mittelporenbereich (Wurzelzone), einen nicht pflanzenverfügbaren Mittelporenbereich (unterhalb der Wurzelzone), einen Grobporenbereich sowie einen Zwischenabflussspeicher; Beschreibung der gesättigten Zone durch einen Basisabflussspeicher.

(2) *Richards-Gleichung* (WASIM-ETH II)

Berechnung der eindimensional vertikalen Bewegung des Wassers in der ungesättigten Zone anhand der RICHARDS-Gleichung; Beschreibung der gesättigten Zone wahlweise durch einen Basisabflussspeicher oder ein zweidimensionales Grundwassermodell.

Da sowohl das Bodenmodell mit *Richards-Gleichung* als auch das mit *Topmodel-Ansatz* auf deren Eignung zur Bearbeitung der Fragestellung hin überprüft wurden, werden im folgenden auch beide Versionen in ihren Grundzügen erläutert und deren jeweilige Vor- und Nachteile diskutiert. Praktische Erwägungen führten im weiteren zur Anwendung von WASIM-ETH I.

4.3.3.1 Version mit Topmodel-Ansatz

Im Unterschied zur Version II wird im Bodenmodell von WASIM-ETH I keine *Bodenwasserbewegung* berechnet, sondern die Entwicklung der Bodenfeuchte durch ein System von *Speichern* nachgebildet, die sich durch eine charakteristische Füllungs- und Entleerungsdynamik auszeichnen. Dem Bodenmodell ist ein Infiltrationsmodell vorgeschaltet.

Infiltration

Zur Beschreibung des Eindringens von Niederschlagswasser in den Boden wird ein auf dem weit verbreiteten Infiltrationsmodell von GREEN & AMPT (1911) aufbauendes sogenanntes »Zweistufenmodell für homogene Böden« von PESCHKE (DYCK & PESCHKE, 1995) eingesetzt. Das Verfahren von PESCHKE unterscheidet sich vom ursprünglichen Ansatz im wesentlichen durch die Möglichkeit, *diskontinuierliche* Niederschläge verarbeiten zu können.

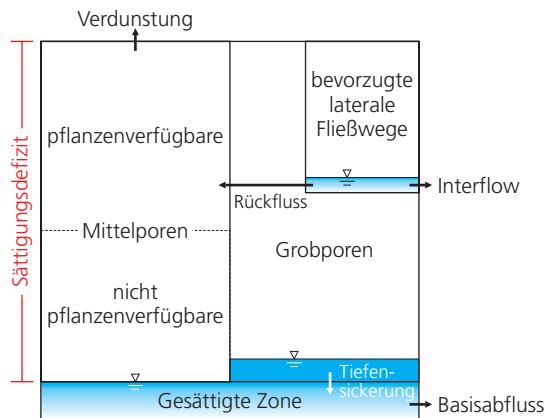
Der Begriff *»Zweistufenmodell«* leitet sich aus der Unterteilung des Infiltrationsvorgangs in eine *Sättigungsphase* – bei ungesättigten Verhältnissen – und eine *Rückgangphase* – bei gesättigten Verhältnissen – ab. Das eindringende Niederschlagswasser wird in der Modellvorstellung als sprunghaft vorrückende *Feuchtefront* idealisiert. Deren Vorrücken wird vom Sättigungsdefizit sowie den bodenphysikalischen Kenngrößen hydraulische Leitfähigkeit des Bodens und Saugspannung an der Feuchtefront bestimmt, die in der Bodentabelle des Modells (siehe *Tab. 4.2*, S. 52) aufgelistet sind.

Das Ergebnis der Berechnungen des Infiltrationsmodells ist eine Aufteilung des Niederschlages in *Infiltrationsüberschuss*, der zu Direktabfluss wird und *infiltrierendes Wasser*, das an das Bodenmodell übergeben wird.

Unterirdische Fließvorgänge

Eine Übersicht über das Speicherkonzept des Bodenmodells gibt *Abb. 4.2*, S. 50. Infiltrierender Niederschlag wird zunächst an die pflanzenverfügbaren *Mittelporen* der Wurzelzone sowie an die nicht pflanzenverfügbaren Mittelporen unterhalb der Wurzelzone abgegeben. Sind die Mittelporen gesättigt, so füllen sich die *Grobporen*, die den Sickerwasserbereich der Bodenmatrix darstellen. Abhängig von der *Leitfähigkeit* des Grobporenbereichs kann vom Grobporenspeicher aus Wasser in die gesättigte Zone perkolieren und auf diese Weise den *Basisabflussspeicher* füllen. Außerdem kann – abhängig vom *Sättigungsdefizit* des Grobporenbereichs – ein Teil des dort gespeicherten Wassers über bevorzugte laterale Fließwege (preferential pathways) als *Interflow* rasch zum Abfluss kommen, ohne die gesättigte Zone zu speisen.

(a) großes Sättigungsdefizit



(b) geringes Sättigungsdefizit

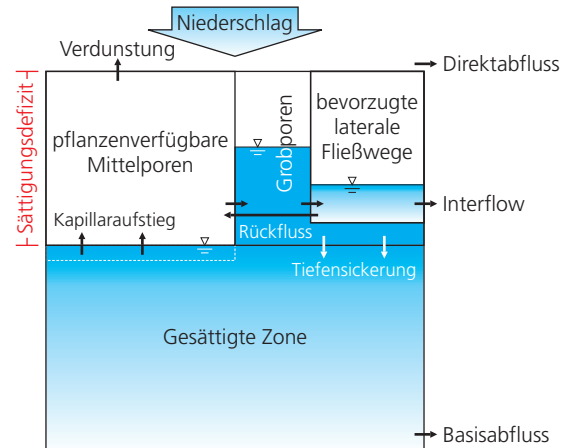


Abb. 4.2 Speicherkonzept des Bodenmodells

Verdunstung findet innerhalb des Bodenmodells nur aus dem pflanzenverfügbaren Mittelporenspeichers heraus statt. Ein Teil des Sättigungsdefizits der Mittelporen wird als *Kapillaraufstieg* aus der gesättigten Zone ausgeglichen.

Das Sättigungsdefizit des Bodenspeichers einer Gitterzelle insgesamt errechnet sich anhand eines Ansatzes, der auf dem Konzept des hydrologischen Modells TOPMODEL (BEVEN ET AL., 1995) beruht. In TOPMODEL wird die Tendenz einer Gitterzelle zur Bildung von *Sättigungsflächenabfluss* durch einen sogenannten *topographischen Index* beschrieben, der sich mit Hilfe eines digitalen Höhenmodells bestimmen lässt. Der topographische Index errechnet sich aus dem lokalen Einzugsgebiet einer betrachteten Gitterzelle und deren Hangneigung:

$$c_t = \ln\left(\frac{a}{\tan\beta}\right) \quad (4.2)$$

c_t	Topographischer Index einer Gitterzelle	[-]
a	Spezifische Einzugsgebietsfläche dieser Gitterzelle bezogen auf deren Kantenlänge	[m ² /m]
β	Hangneigung dieser Zelle	[m/m]

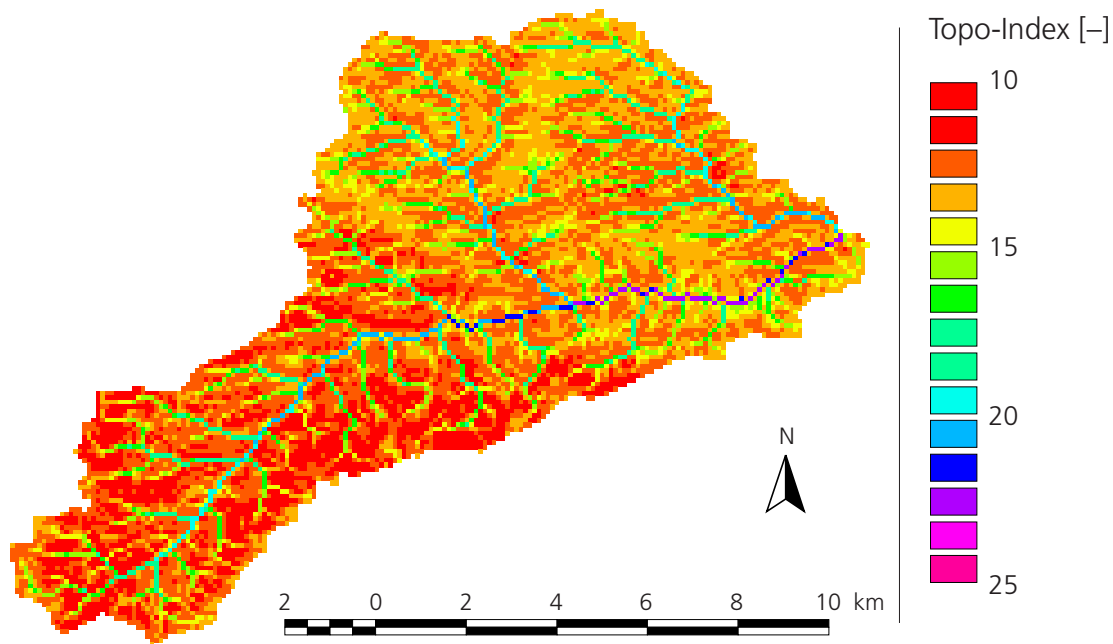
Je größer das lokale Einzugsgebiet einer Zelle und je kleiner deren Hangneigung, desto größer ist der topographische Index und damit die Tendenz zur Sättigung der Zelle. Am Beispiel des Lein-

Einzugsgebietes (siehe Karte 4.1, S. 51) wird deutlich, dass der topographische Index dementsprechend im Talboden hohe, an steilen Hängen und auf Kuppen hingegen niedrige Werte annimmt.

Der topographische Index basiert auf der Annahme, dass der hydraulische Gradient der gesättigten Zone näherungsweise dem Gefälle der Geländeoberfläche entspricht, was in vielen Fällen nicht zutrifft. Hierauf weisen beispielsweise FREER et al. (1997) hin.

In TOPMODEL selbst werden die Bodenfeuchteverhältnisse anhand eines mittleren Sättigungsdefizits für das gesamte Einzugsgebiet charakterisiert. Der topographische Index einer jeden Gitterzelle fließt dabei lediglich als *Häufigkeitsverteilung* in die hydrologische Modellierung ein. Anhand dieser Häufigkeitsverteilung wird bestimmt, welcher Anteil des Einzugsgebietes bei einem bestimmten mittleren Sättigungsdefizit gesättigt ist und damit Sättigungsflächenabfluss bildet.

Auch in WASIM-ETH wird am Ende eines jeden Zeitschritts das mittlere Sättigungsdefizit eines Teileinzugsgebietes berechnet. Im Gegensatz zu TOPMODEL wird jedoch das Sättigungsdefizit zu Beginn des nächsten Zeitschritts entsprechend des jeweiligen topographischen Index wieder auf die einzelnen Gitterzellen verteilt, um eine zellenweise Berechnung der Abflussbildung zu ermöglichen.



Karte 4.1 Verteilung des topographischen Index am Beispiel des Einzugsgebietes der Lein

4.3.3.2 Version mit Richards-Gleichung

Die RICHARDS-Gleichung hat für die Beschreibung der eindimensional vertikalen Wasserbewegung in der ungesättigten Zone folgende Form:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(-k(\Theta) \cdot \frac{\psi_b(\Theta)}{\partial z} \right) \quad (4.3)$$

Θ	Volumetrischer Wassergehalt	[m ³ /m ³]
t	Zeit	[s]
q	Spezifischer Fluss	[m/s]
z	Vertikalachse	[m]
k	Hydraulische Leitfähigkeit als Funktion des Wassergehaltes	[m/s]
ψ_b	Hydraulisches Potenzial als Funktion des Wassergehaltes (Hydraulisches Potenzial ψ_b [m] = Matrixpot. ψ_m [m] + Gravitationspot. ψ_z [m])	[m]

Zur Beschreibung der Wasserbewegung in der ungesättigten Zone wird der Boden aus numerischen Gründen in zahlreiche Schichten unterteilt, die im Fall von WASIM-ETH alle mit den gleichen Bodeneigenschaften und der gleichen Mächtigkeit ausgestattet sind.

Ist der Boden gesättigt, so vereinfacht sich die RICHARDS-Gleichung und nimmt die Form des DARCY-Gesetzes an. Zur Bestimmung der Saugspannungs-Wassergehalts-Funktion sowie der Leitfähigkeits-Wassergehalts-Funktion wird in WASIM-ETH II der Ansatz von VAN GENUCHTEN (1980) eingesetzt. Die hierfür notwendigen BROOKS-COREY-Parameter werden anhand der Pedotransferfunktionen von RAWLS & BRAKEN-SIEK (1989) abgeschätzt.

4.3.3.3 Bodenparameter beider Versionen

Wie in Abb. 4.1, S. 46 illustriert wird das Grid, das die Verteilung der *Bodenarten* im Einzugsgebiet enthält, während der Simulation mit den in der Steuerdatei vorgegebenen *Bodenkennwerten* verknüpft. Einige dieser Kennwerte sind in Tab. 4.2, S. 52 aufgeführt.

Weitere Bodenparameter dienen in WASIM-ETH II zur Berechnung der hydraulischen Leitfähigkeit bei nicht gesättigten Verhältnissen, zur Beschreibung der Abnahme der hydraulischen Leitfähigkeit mit der Tiefe, zur konzeptionellen Berücksichtigung von bevorzugten Fließwegen sowie zur Anpassung der Berechnungsergebnisse

Tab. 4.2 Ausgewählte Bodenparameter des Bodenmoduls im hydrologischen Modell WaSiM-ETH

Bodenart	Gesättigte hydraul. Leitfähigkeit [m/s]	Wassergehalt [Vol.-%]		Saugspannung an der Feuchtefront [mm]
		oberhalb des Permanenten Feldkapazität	bei gesättigtem Boden	
Sand	$8 \cdot 10^{-5}$	6	39	385
Lehmiger Sand	$4 \cdot 10^{-5}$	11	37	375
Sandiger Lehm	$1 \cdot 10^{-5}$	12	35	345
Sandig toniger Lehm	$4 \cdot 10^{-6}$	13	29	290
Lehm	$3 \cdot 10^{-6}$	13	35	350
Schluffiger Lehm	$1 \cdot 10^{-6}$	23	39	380
Toniger Lehm	$5 \cdot 10^{-7}$	21	32	315
Schluff	$7 \cdot 10^{-7}$	28	43	340
Sandiger Ton	$3 \cdot 10^{-7}$	19	28	280
Schluffig toniger Lehm	$2 \cdot 10^{-7}$	28	34	340
Ton	$6 \cdot 10^{-8}$	29	31	310
Schluffiger Ton	$6 \cdot 10^{-7}$	28	29	290
Moor	$8 \cdot 10^{-5}$	47	70	750

von Simulationen mit großen Zeitschritten an die Ergebnisse von mit kleinen Zeitschritten durchgeführten Modellrechnungen. Außerdem enthält die Bodentabelle die Anzahl der zu durchlaufenden Bodenschichten sowie deren Mächtigkeit.

Der Einfluss der Landnutzung auf die Bodeneigenschaften bzw. die Abflussbildung bei Hochwasser kann – falls Daten hierzu vorliegen – durch Veränderung der Bodenkennwerte in der Steuerdatei berücksichtigt werden. Zusätzlich können in der Steuerdatei neue Bodenarten vereinbart werden.

4.3.3.4 Diskussion der beiden Versionen

Der Argumentation in *Kap. 2.6.4* folgend wurde zunächst der Modellversion II der Vorzug gegeben. Dabei erwies es sich jedoch als Manko, dass die Wasserbewegung in der ungesättigten Zone in WASIM-ETH II als laminare Fließbewegung in einer monoporösen homogenen Bodenmatrix aufgefasst wird, was die tatsächlichen Verhältnisse nicht angemessen widerspiegelt. Um den Einfluss *bevorzugter Fließwege* wie Makroporen oder hochdurchlässiger Bereiche auf die Abflussbil-

dung mit dem Modell nachvollziehen zu können, war es nötig, die hydraulische Leitfähigkeit der Bodenmatrix stark zu erhöhen. Folge davon ist eine insgesamt raschere Perkolation des Bodenwassers, die der Realität nicht entspricht. Dieser Missstand von Modellen, die die Fließbewegung in der ungesättigten Zone ausschließlich mit der RICHARDS-Gleichung beschreiben, wurde bereits 1986 von den Urhebern von SHE erkannt (BATHURST, 1986), aber auch in der Nachfolge nicht behoben. Stattdessen kommen nach wie vor sogenannte *effektive* hydraulische Leitfähigkeiten zum Einsatz, die nur geringen Bezug zur *messbaren* hydraulischen Leitfähigkeit der Bodenmatrix besitzen. Durch diese Praxis wird auch der prinzipielle Vorteil derartiger Modelle, die Bodenwasserbewegung explizit zu simulieren, geschmälert. Eine Erweiterung des Bodenmodells mit RICHARDS-Gleichung um eine ebenfalls mikroskalige Simulation der Fließbewegung in bevorzugten Fließwegen, wie bereits in Hangmodellen geschehen, ist jedoch für mesoskalige Einzugsgebiete fragwürdig.

Die Modellversion I verzichtet mit ihrem Speicherkonzept auf eine explizite Modellierung der Bodenwasserbewegung, was ihre Aussagekraft

bezüglich der Bodenfeuchteentwicklung eingeschränkt. Die Dynamik der Speicher wird außerdem von hochsensitiven Parametern ohne direkte physikalische Entsprechung bestimmt, die sich lediglich aus gemessenen Abflussganglinien ableiten lassen. Dieser Mangel wird jedoch teilweise dadurch ausgeglichen, dass die einzelnen Speicher mit bodenphysikalischen Kenngrößen ver-

knüpft sind. Ein Vorzug des Speicherkonzeptes ist es, dass wichtige Abflussbildungsmechanismen in einer den Unsicherheiten der Mesoskala angemessenen Weise repräsentiert werden. Dies erleichtert auch die Erweiterung des konzeptionellen Bodenmodells um weitere Abflussbildungsmechanismen, die als bedeutsam angesehen werden.

4.4 ERWEITERUNGEN DES MODELLS

Aus den in *Kap. 4.3.3.4* angestellten Überlegungen heraus wurden die Erweiterungen in das Bodenmodell der *Topmodelversion* von WASIM-ETH eingebettet. Um sicherzustellen, dass WASIM-ETH auch wie bisher betrieben werden kann, wurde die Struktur des in *Kap. 4.3.3.1* beschriebenen Bodenmodells nicht angetastet. Dementsprechend wurden sämtliche Neuerungen so in das bestehende Bodenmodell eingefügt, dass sie durch entsprechende Angaben in der Steuerdatei des Modells aktiviert beziehungsweise deaktiviert werden können. Die den Neuerungen zugrundeliegenden Ideen sind nicht auf WASIM-ETH beschränkt, sondern lassen sich auch in andere Modelle integrieren.

4.4.1 Makroporenfluss

Bisher wird in WASIM-ETH der Boden als homogenes, monoporöses und meist isotropes Medium behandelt. Dementsprechend kann der Einfluss von Makroporen im Modell nur anhand erhöhter sogenannter *effektiver hydraulischer Leitfähigkeiten* der Bodenmatrix wiedergegeben werden. Der Nachteil hieran ist, dass anstelle der Umgehung der Bodenmatrix auf bevorzugten Fließwegen eine unabhängig von der Bodenfeuchte insgesamt raschere vertikale Fließbewegung des Wassers simuliert wird. In der Topmodelversion gibt es daneben die Möglichkeit, einen bestimmten Prozentsatz des Infiltrations- bzw. Sättigungsüberschusses wieder infiltrieren zu lassen sowie oberhalb einer bestimmten Grenzniederschlagsintensität sämtliches Niederschlagswasser direkt in den Grobporenspeicher einzuleiten. Beide Möglichkeiten, den Einfluss von Makroporen

nachzubilden, haben den Nachteil, dass die zugehörigen Parameter weder mit belegbaren Werten versehen werden können noch eine Differenzierung verschiedener Landnutzungen erlauben.

In der neuen Berechnungsroutine werden Makroporen als zusätzlicher *Speicherraum* aufgefasst, der sowohl zur *Bodenoberfläche* als auch zur *Bodenmatrix* Kontakt hat. Das Fassungsvermögen der Makroporen errechnet sich aus der *Makroporosität* des Bodens sowie der *Tiefe*, bis zu der sich die nach der Modellvorstellung vertikalen Makroporen erstrecken. Diese beiden Größen sind in der Landnutzungstabelle des Modells getrennt für jede Landnutzung festzulegen. Dabei ist zu beachten, dass Makroporosität und Tiefe neben der Landnutzung auch von den Bodeneigenschaften abhängen. Deshalb müssen unter Umständen in der Landnutzungstabelle Landnutzungs-/Bodenkombinationen voneinander unterschieden werden.

Die *Füllung* des Makroporenraums erfolgt auf zwei Wegen: (1) durch *Infiltrationsüberschuss*, den das Infiltrationsmodell vorgibt sowie (2) durch *Sättigungsüberschuss* der Bodenmatrix, der im Bodenmodell anhand des Topmodel-Ansatzes berechnet wird. Ist die Bodenmatrix noch nicht gesättigt, so ist eine kurzfristige Füllung der Makroporen mit Infiltrationsüberschuss über das Makroporenvolumen hinaus möglich. Voraussetzung dafür ist, dass diese zusätzliche Wassermenge innerhalb des Zeitschritts von der Bodenmatrix aufgenommen werden kann, was vom Entleerungsverhalten des Makroporenspeichers abhängt. Dieses Konzept stellt eine Vereinfachung des von BRONSTERT (1999) für die Hangskala vorgestellten Ansatzes dar.

Verschlämmung (siehe Kap. 4.4.2) sorgt dafür, dass der Zugang zu den Makroporen von der Bodenoberfläche her teilweise verschlossen wird. Dies hat zur Folge, dass entstehender *Infiltrationsüberschuss* nur noch bedingt in die Makroporen eindringen kann (BERKENHAGEN, 1998). Auf die Aufnahme von Sättigungsüberschuss über die Bodenmatrix hat die Verschlämmung hingegen keinen Einfluss.

Die *Entleerung* des Wassers aus den Makroporen in die Bodenmatrix erfolgt ausschließlich in den *Grobporenspeicher* des Bodenmodells, da dieser sowohl Anschluss an den Interflowspeicher als auch an den Basisabflussspeicher hat. Dieses Vorgehen wird der Modellvorstellung gerecht, dass Makroporen (1) eine schnelle Tiefsickerung und Umgehung der Bodenmatrix ermöglichen sowie (2) bei Vorhandensein bevorzugter Fließwege in lateraler Richtung eine rasche unterirdi-

sche Reaktion auf Starkniederschläge begünstigen. Die Abgabe von Wasser an den Grobporenspeicher erfolgt abhängig vom *Bodenfeuchtedefizit* und der *Speicherkonstante* des Makroporenspeichers, die in der Steuerdatei des Modells teilgebietsbezogen definiert wird:

$$q_{pot} = SM \cdot \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{k_{SM}}} \right) \cdot c_{\Theta} \quad (4.4)$$

SM	Speicherinhalt des Makroporenspeichers	[mm]
k_{SM}	Auslaufkonstante des Makroporenspeichers	[h]
Δt	Länge eines Zeitschritts	[h]
c_{Θ}	Sättigungsdefizit des Bodenspeichers	[0 bis 1]
q_{pot}	Wassermenge, die innerhalb eines Zeitschritts maximal von den Makroporen an die Bodenmatrix abgegeben werden kann, wenn das Sättigungsdefizit des Grobporenspeichers dies zulässt	[mm/h]

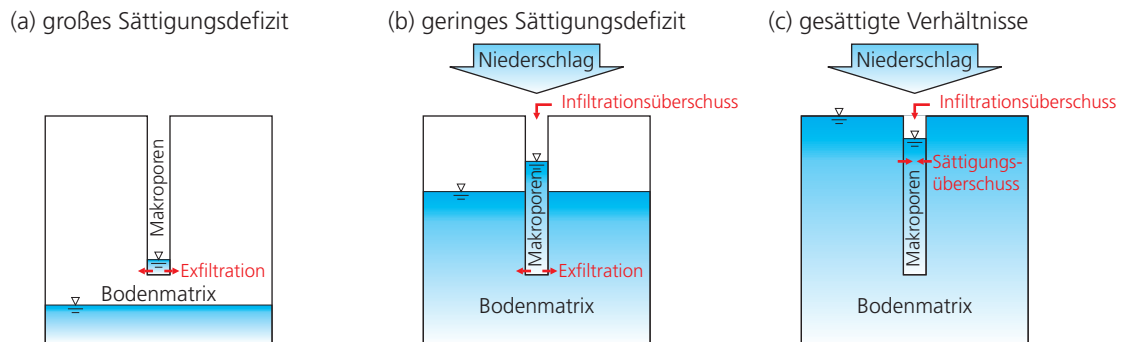


Abb. 4.3 Modellkonzept für die Wirkungsweise von Makroporen

Abb. 4.3, S. 54 gibt vereinfacht die Wirkungsweise der Makroporenroutine für verschiedene Bodenfeuchteverhältnisse wieder. Gesättigte Verhältnisse schließen eine Abgabe von Wasser aus den Makroporen an die Bodenmatrix aus.

Diese Ausführungen sollen nicht darüber hinwegtäuschen, dass Angaben zu Makroporosität und zur Tiefenerstreckung von Makroporen in der Literatur spärlich und selten übertragbar sind. Gleiches gilt für die *Interaktion* zwischen Makroporen und Matrix, die von der Modellerweiterung sehr vereinfacht wiedergegeben wird. Da jedoch die Bedeutung von Makroporen für die Abflussbildung bei Starkniederschlägen unstrittig ist, wird einer unsicheren Berücksichti-

gung der Makroporendynamik der Vorzug gegeben vor der Alternative, diese zu ignorieren.

4.4.2 Verschlämmung

Verschlämmung (siltation, soil surface sealing) bezeichnet die Bildung einer geringdurchlässigen Schicht an der Bodenoberfläche als Folge der Aufprallwirkung von Regentropfen während *Starkniederschlägen*. Dieser Vorgang setzt sich im wesentlichen aus den Teilprozessen Aggregatzerfall, Aggregatverformung und Partikeleinregelung zusammen und bewirkt eine Verdichtung der Bodenoberfläche bis in eine Tiefe von mehreren Millimetern. Verschlämmung wird begünstigt

tigt durch einen geringen *Bodenbedeckungsgrad* sowie einen hohen Anteil einregelbarer Partikel in Verbindung mit einem geringen Anteil aggregatstabilisierender Substanzen wie Ton- und Humusteilchen. Als besonders verschlammungsanfällig gelten ackerbaulich genutzte Böden aus Löss (AUERSWALD, 1993). Auslöser von Verschlämmung sind nach ROTH et al. (1995) Starkniederschläge mit einer Intensität von mindestens 5 mm/h.

Einen guten Überblick über den Einfluss des *Bodenbedeckungsgrades* auf Verschlämmung geben ebenfalls ROTH et al. (1995): Beregnungsversuchen im Labor zufolge tritt eine nennenswerte Abnahme der Infiltrationsrate erst unterhalb eines Bodenbedeckungsgrades von 0,55 (entspricht 55 % Bodenbedeckung) auf. Da bei diesen Versuchen mit einer extremen Intensität von ungefähr 40 mm/h beregnet wurde, kann dieser Bodenbedeckungsgrad bereits als Obergrenze für Verschlämmung aufgefasst werden. Eine weitere von ROTH et al. (1995) zitierte Untersuchung im *Hangmaßstab* zeigt, dass ein Teil des lokal in verschlammten Bereichen gebildeten Oberflächenabflusses hangabwärts an vor Verschlämmung geschützten Stellen wieder infiltriert. Dieser Effekt tritt erst unterhalb von Bodenbedeckungsgraden von 0,3 in den Hintergrund.

Über die Stärke der Abnahme der *hydraulischen Leitfähigkeit* durch Verschlämmung gibt es sehr unterschiedliche Angaben. HELMING (1992) nennt als Größenordnung für die Abnahme der Leitfähigkeit durch Verschlämmung einen Faktor 10. Eine in ROTH et al. (1995) beschriebene Untersuchung gibt für eine Parabraunerde aus Löss bei Verschlämmung eine hydraulische Leitfähigkeit von etwa $2 \cdot 10^{-7}$ m/s an. Gegenüber der Leitfähigkeit typischer Lössböden in der Bodentabelle von WASIM-ETH stellt dies eine Abnahme um einen Faktor 3 dar. Unterhalb der Verschlämmungsschicht entsteht Unterdruck, der eine Sogwirkung auf infiltrierendes Niederschlagswasser ausübt. Aus diesem Grund liegen die Infiltrationsleitfähigkeiten verschlammter Böden in der Regel um einen Faktor 10 bis 20 über der Leitfähigkeit der Verschlämmungsschicht allein.

Die für WASIM-ETH 1 entwickelte Verschlämmungsroutine bewirkt zum einen eine *Abnahme*

der *hydraulischen Leitfähigkeit* an der Bodenoberfläche bei der Berechnung der Infiltration. Zum anderen verschließen sich bei Verschlämmung die Öffnungen der *Makroporen* an der Bodenoberfläche, so dass kein Niederschlagswasser mehr von der Bodenoberfläche her in die Makroporen eindringen kann (siehe *Kap. 4.4.1*). Kennwert für die Stärke der Verschlämmung ist ein dimensionsloser sogenannter *maximaler Verschlämmungsfaktor* mit einem Wertebereich von 0 bis 1. Dieser maximale Verschlämmungsfaktor wird abhängig von der aktuellen Niederschlagsintensität und dem aktuellen Bodenbedeckungsgrad gegebenenfalls abgemindert. Die durch Verschlämmung verringerte hydraulische Leitfähigkeit ergibt sich aus folgendem einfachen Zusammenhang:

$$k_{silt} = k_f \cdot C_{silt} \quad (4.5)$$

k_{silt}	Hydraulische Leitfähigkeit des verschlammten Bodens	[m/s]
k_f	Unverschlämmte hydraulische Leitfähigkeit aus der Bodentabelle	[m/s]
C_{silt}	Aktueller Verschlämmungsfaktor	[-]

Der maximale Verschlämmungsfaktor C_{max} wird landnutzungsbezogen in der Steuerdatei des Modells definiert. Entsprechend dem oben gesagten und den bisherigen Erfahrungen mit der Verschlämmungsroutine können hierfür Werte zwischen 0,3 und 0,1 oder darunter als realistisch angesehen werden.

Unterhalb einer Niederschlagsintensität von 5 mm/h und oberhalb eines Bodenbedeckungsgrades von 0,5 tritt im Modell keine Verschlämmung auf, d.h. der aktuelle Verschlämmungsfaktor ist dann 1. Ab einer Niederschlagsintensität von mehr als 10 mm/h sowie einem Bodenbedeckungsgrad von 0 verschlämmt der Boden stärkstmöglich, d.h. der aktuelle Verschlämmungsfaktor entspricht dann dem in der Steuerdatei festgelegten Maximalwert. Im Übergangsbereich zwischen den genannten Grenzwerten errechnet sich der aktuelle Verschlämmungsfaktor aus dem maximalen Verschlämmungsfaktor sowie dem Mittelwert der Einflüsse von Niederschlagsintensität und Bodenbedeckungsgrad:

$$C_{silt} = C_{max} + (1 - C_{max}) \cdot \frac{C_{cover} + C_{PI}}{2} \quad (4.6)$$

C_{silt}	Aktueller Verschlammungsfaktor	[-]
C_{max}	Maximaler Verschlammungsfaktor	[-]
C_{cover}	Verschlammungsfaktor des aktuellen Bodenbedeckungsgrades	[-]
C_{PI}	Verschlammungsfaktor der aktuellen Niederschlagsintensität	[-]

C_{cover} und C_{PI} ergeben sich aus einer linearen Beziehung, die in *Abb. 4.4*, S. 56 graphisch dargestellt ist.

Kommt es bei einem Starkregenereignis zur Verschlammung der Bodenoberfläche, so bleibt die Verschlammungsschicht bei geringer biologischer Aktivität im Extremfall bis zur Ernte erhalten (HELMING, 1992). Eine zwischenzeitlich durchgeführte Lockerung des Oberbodens hin-

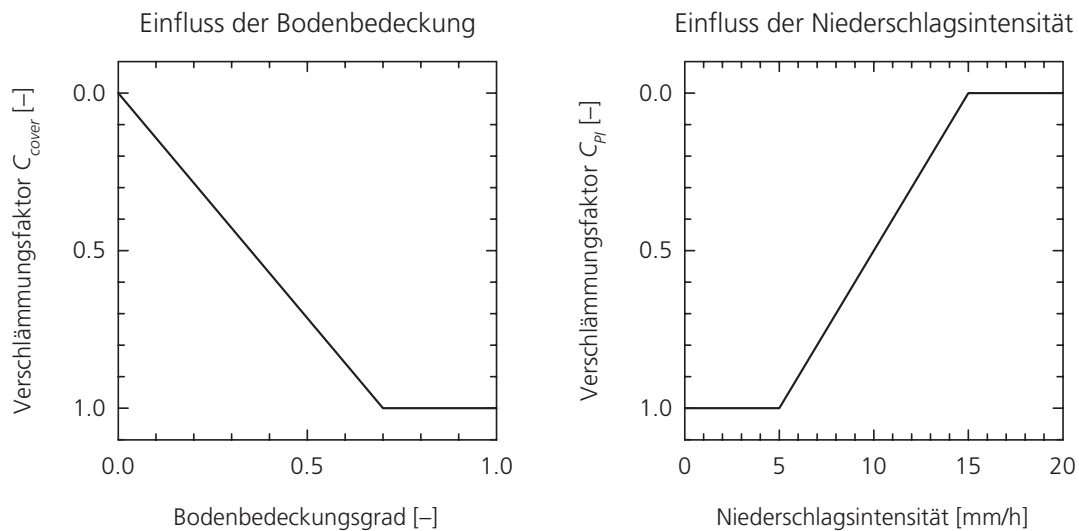


Abb. 4.4 Einfluss von Bodenbedeckung und Niederschlagsintensität auf die Ausprägung einer Verschlammungsschicht in der Verschlammungsroutine für WaSiM-ETH

gegen zerstört eine Verschlammungsschicht. Da zur Entwicklung der Verschlammungsschicht meist keine Angaben verfügbar sind, wird im Modell analog zu einer Idee von SCHRÖDER (2000) behelfsweise davon ausgegangen, dass sich die Bodenoberfläche über einen längeren Zeitraum hinweg regeneriert, was mit folgender Beziehung ausgedrückt wird:

$$C_{silt}(t_i) = C_{silt}(t_{i-1}) \cdot \left(1 + 0.01 \cdot \frac{\Delta t}{24}\right) \quad (4.7)$$

$C_{silt}(t_i)$	Aktueller Verschlammungsfaktor im laufenden Zeitschritt t_i	[-]
$C_{silt}(t_{i-1})$	Aktueller Verschlammungsfaktor im vorangegangenen Zeitschritt t_{i-1}	[-]
Δt	Größe eines Modellierungszeitschritts bezogen auf die 24 Stunden eines Tages	[h]

Ausgehend von einem Verschlammungsfaktor $C_{silt}(t_0) = 0,3$ ergibt sich aus *Gl. 4.7*, S. 56 mit dem gewählten Regenerierungsfaktor von 0,01 eine ungefähr vier Monate andauernde Regenerationsphase des Bodens nach einem Starkregenereignis. Die Regenerationsphase endet spätestens mit der *Ernte*, deren Zeitpunkt sich aus der Phänologie der Landnutzung ergibt.

4.4.3 Versiegelung

Bisher werden in WaSiM-ETH Siedlungsflächen im Bodenmodell als geringdurchlässige Böden mit geringer Speicherkapazität behandelt, um so deren mittleres Verhalten bei Niederschlägen abzubilden. Tatsächlich bestehen Siedlungsflächen zwar einerseits aus asphaltierten, gepflasterten oder überbauten Teilbereichen, deren Oberfläche nahezu keine Infiltration zulässt. Andererseits

gibt es aber genauso auch Bereiche wie Grünstreifen, Gärten oder Parkanlagen, in denen gute Infiltrationsbedingungen und Bodenspeicherverhältnisse bestehen können. Ein Mittelwert aus diesen Teilbereichen überschätzt zwangsläufig den Einfluss der *versiegelten Flächen* auf die Abflussbildung bei Starkniederschlägen und unterschätzt zugleich die ausgleichende Wirkung von *Freiflächen* auf den Wasserhaushalt in Siedlungsgebieten.

Um diese Form der *Heterogenität* innerhalb einzelner Gitterzellen (*subgrid variability*) explizit beschreiben zu können, wird der auf Siedlungsflächen fallende Niederschlag entsprechend des *Versiegelungsgrades* einer Zelle auf einen versiegelten und einen unversiegelten Bereich aufgeteilt.

Das Modellkonzept ist jedoch nicht an Siedlungsflächen gebunden, sondern ermöglicht auch die Berücksichtigung von Wegenetzen in landwirtschaftlich genutzten Bereichen, von Straßen außerhalb von Siedlungen sowie generell von kleinflächiger oder linienhafter Infrastruktur, die bei Maschenweiten des Landnutzungsgrids von 100×100 m und mehr meist der räumlichen Aggregation zum Opfer fällt.

Die Festlegung des Versiegelungsgrades einer Landnutzung erfolgt in der Landnutzungstabelle des Modells. Auf diese Weise können auch Siedlungsbereiche mit unterschiedlicher Bebauungsdichte voneinander unterschieden werden, insofern Angaben zu deren räumlicher Verteilung vorliegen.

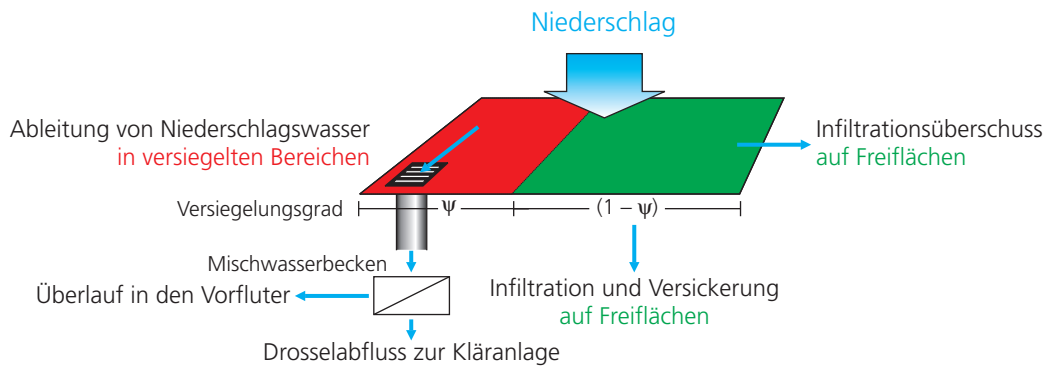


Abb. 4.5 Modellkonzept zur expliziten Berücksichtigung versiegelter und an die Kanalisation angeschlossener Bereiche innerhalb einer Gitterzelle

Wie Abb. 4.5, S. 57, zeigt, gelangt der auf versiegelte Teilflächen fallende Niederschlag, sofern ein Anschluss besteht, zunächst in die *Kanalisation*. Der auf Freiflächen fallende Niederschlag hingegen kann entsprechend der Bodenfeuchte und der Bodeneigenschaften entweder infiltrieren und versickern oder als Infiltrationsüberschuss unmittelbar zum Direktabfluss beitragen. Der Niederschlag auf *unversiegelte Teilflächen* einer Gitterzelle lässt sich deshalb wie folgt bilanzieren:

$$P \cdot (1 - \psi) = In_u + Ex_u \quad (4.8)$$

P	Niederschlag auf eine Gitterzelle	[mm/h]
ψ	Versiegelungsgrad	[-]
Ex_u	Infiltrationsüberschuss	[mm/h]
In_u	Infiltrierendes Wasser	[mm/h]

Einfluss der Kanalisation

Niederschlag, der auf versiegelte Bereiche fällt, die im sogenannten *Mischsystem* entwässert werden, gelangt zusammen mit häuslichem und industriellem Abwasser in die *Kanalisation*. Wird dabei die Transportkapazität des Kanalnetzes bzw. die Aufnahmekapazität einer Kläranlage überschritten, so wird das überschüssige Wasser an ein nahegelegenes Fließgewässer abgegeben. Um zu verhindern, dass auf diese Weise das am stärksten kontaminierte Gemisch aus verschmutztem Regenwasser und Abwasser vom Beginn eines Niederschlagsereignisses (auch Spülstoß genannt) ungeklärt einem Gerinne zugeführt wird, gibt es in der Kanalisation sogenannte *Mischwasserbecken*, die eine Zwischenspeicherung ermöglichen. Das in Mischwasserbecken

gespeicherte Wasser wird über einen *gedrosselten Ablauf* verzögert an eine Kläranlage abgegeben. Überschreitet die Niederschlagsmenge sowohl die Kapazität des gedrosselten Ablaufs als auch das Aufnahmevermögen eines Mischwasserbeckens, so wird das überschüssige Niederschlagswasser über ein sogenanntes Entlastungsbauwerk nahezu ohne Verzögerung zum Gewässernetz (Vorfluter) abgeleitet. Diese Wassermenge trägt in der Folge genauso zum *Direktabfluss* bei wie Infiltrationsüberschuss auf Freiflächen (siehe Gl. 4.8, S. 57 und Gl. 4.9, S. 58).

Der Rückhalt, den Mischwasserbecken in versiegelten Bereichen bieten, wird im Modell durch die mittlere *Speicherkapazität der Mischwasserbecken* SK_{max} und die *Transportkapazität des Drosselabflusses* q_{SK} aus diesen Becken charakterisiert. Näherungsweise wird davon ausgegangen, dass der Teil des Wassers, der über den Drosselabfluss an die Kläranlage abgegeben wird, stark verzögert am Abflussgeschehen teilnimmt. Der Drosselabfluss in Richtung Kläranlage wird zu diesem Zweck vereinfachend an den *Basisabflussspeicher* abgegeben. Folgende Gleichung dokumentiert die beschriebene Aufteilung des Niederschlages in die Komponenten Speicherung, Drosselabfluss und Überlauf:

$$\begin{aligned} P \cdot \psi &= \Delta SK + q_{SK} \quad \text{für } SK < SK_{max} \\ P \cdot \psi &= Ex_s + q_{SK} \quad \text{für } SK = SK_{max} \end{aligned} \quad (4.9)$$

P	Niederschlag auf eine Gitterzelle	[mm/h]
ψ	Versiegelungsgrad	[-]
Ex_s	Überlauf in den Vorfluter	[mm/h]
SK_{max}	Speicherkapazität der Mischwasserbecken	[mm]
ΔSK	Speicherzuwachs in den Becken	[mm/h]
SK	Aktueller Speicherinhalt der Becken	[mm]
q_{SK}	Konstanter Drosselabfluss aus den Mischwasserbecken zur Kläranlage	[mm/h]

Richtwerte für SK_{max} und q_{SK} lassen sich aus den Bemessungsgrundlagen für Entwässerungssysteme im Arbeitsblatt A 128 der ABWASSERTECHNISCHEN VEREINIGUNG E.V. (1992) oder in BISCHOF (1993) ableiten. Für die Speicherkapazität von Mischwasserbecken kann danach ein Wert von 2 bis 3 mm angesetzt werden. Die Transportkapazität des Drosselabflusses für Niederschlags-

wasser bewegt sich abhängig vom aktuellen Abwasseraufkommen in einer Größenordnung von 0,3 bis 0,6 mm/h (zur Parameterisierung siehe auch Kap. 4.4.6.2).

4.4.4 Dezentraler Rückhalt

Analog zur Interzeption sorgt der Rückhalt in Mulden, die durch Unebenheiten der Geländeoberfläche entstehen oder gezielt angelegt werden, für eine oberirdische Speicherung von Niederschlagswasser. Im Unterschied zur Interzeptionsspeicherung kann jedoch Wasser, das an der Bodenoberfläche gespeichert ist, mit Verzögerung versickern und so am Bodenwasserhaushalt teilnehmen. Der Begriff *dezentraler Rückhalt* ist als Überbegriff für natürliche Hohlformen einerseits sowie gezielt angelegte Versickerungsmulden andererseits zu verstehen.

Ähnlich wie der in Kap. 4.4.1 eingeführte Makroporenspeicher *füllt* sich der dezentrale Rückhalt im Modell (1) mit *Infiltrationsüberschuss* aus dem Infiltrationsmodell sowie (2) mit *Sättigungsüberschuss*, der als *return flow* aus dem Boden austritt. Allerdings füllt sich der dezentrale Rückhalt erst dann, wenn die Aufnahmefähigkeit der Makroporen für Infiltrations- bzw. Sättigungsüberschuss erschöpft ist. Die Füllung des dezentralen Rückhalts wird ausschließlich von der *Speicherkapazität* des Rückhalts begrenzt, die in der Landnutzungstabelle des Modells definiert ist.

Die *Entleerung* des dezentralen Rückhalts erfolgt als Versickerung in die Bodenmatrix. Dabei füllen sich zunächst die pflanzenverfügbaren *Mittelporen* und anschließend die Mittelporen unterhalb der aktuellen Wurzelzone. Sind die Mittelporen gesättigt, so wird das infiltrierende Wasser an die *Grobporen* abgegeben. Ist der Boden insgesamt gesättigt, so verbleibt das Wasser im dezentralen Rückhalt. Die Versickerung von Wasser aus einem dezentralen Rückhalt wird im Modell durch die *hydraulische Leitfähigkeit der Bodenoberfläche* gesteuert. Diese wird unabhängig von der hydraulischen Leitfähigkeit der Bodentabelle des Modells als Landnutzungsparameter festgelegt oder als Grid eingelesen. Auf diese Weise kann der anhand von Pfützen gewonnenen frühkindlichen Erfahrung Rechnung getragen wer-

den, dass am Boden einer *natürlichen Mulde* sedimentiertes Feinmaterial auch bei sonst hoher hydraulischer Leitfähigkeit des Bodens eine schnelle Versickerung verhindert. In Bezug auf *gezielt angelegte Versickerungsmulden* bedeutet dies, dass das definierte Entleerungsverhalten des dezentralen Rückhalts unabhängig von den Bodeneigenschaften eines Pixels explizit berücksichtigt werden kann. Die Versickerung aus dem dezentralen Rückhalt in den Boden beginnt erst, wenn in einem Zeitschritt weder Infiltrations- noch Sättigungsüberschuss auftreten, da beide Größen Indikatoren für die Erschöpfung der Aufnahmefähigkeit der Bodenoberfläche darstellen.

4.4.5 Grundwasserentzug

Sind in einem Gebiet Grundwasserentnahmen oder ein Grundwasserabstrom am Durchflusspegel vorbei bekannt, so können diese Verlustglieder der Wasserbilanz eines Einzugsgebietes bislang in WASIM-ETH I nur als *Ableitung* vom Gesamtabfluss des Gebietes abgezogen werden. Dies hat den Nachteil, dass (1) der Grundwasserentzug nicht auf Teileinzugsgebiete bezogen werden

kann und (2) der Direktabfluss den Grundwasserentzug genauso speist wie der Basisabfluss.

Auch in der neuen Berechnungsroutine wird Grundwasser nicht *zellweise* dem Speicher der gesättigten Zone entnommen, sondern dem *teilgebietsweise* zusammengefassten *Basisabfluss* entzogen, bevor dieser zu den anderen Abflusskomponenten eines Teileinzugsgebietes addiert wird.

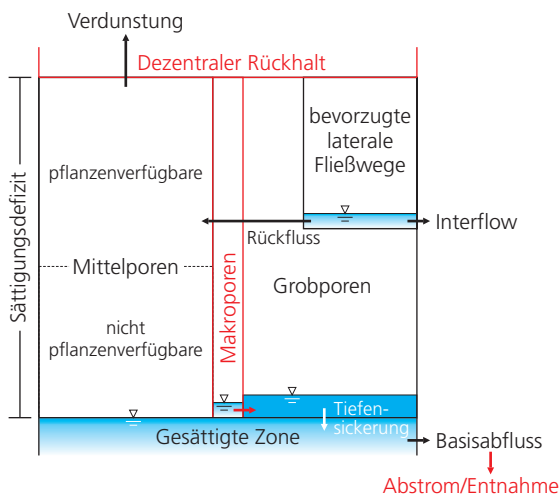
Als *Randbedingungen* für den Entzug von Grundwasser in einem Teileinzugsgebiet dienen (1) eine *Mindestbasisabflussmenge*, oberhalb derer Wasser entzogen werden darf, (2) der *Anteil Basisabfluss*, der entzogen werden soll und (3) eine *maximale Wassermenge*, die pro Tag entzogen werden darf.

4.4.6 Übersicht über das erweiterte Bodenmodell

4.4.6.1 Speicherkonzept des erweiterten Bodenmodells

Alle vorgestellten Erweiterungen von WASIM-ETH I sind als *Zusätze* zum bisherigen Bodenmodell zu verstehen (siehe *Abb. 4.2*, S. 50). Ein direkter

(a) großes Sättigungsdefizit



(b) geringes Sättigungsdefizit

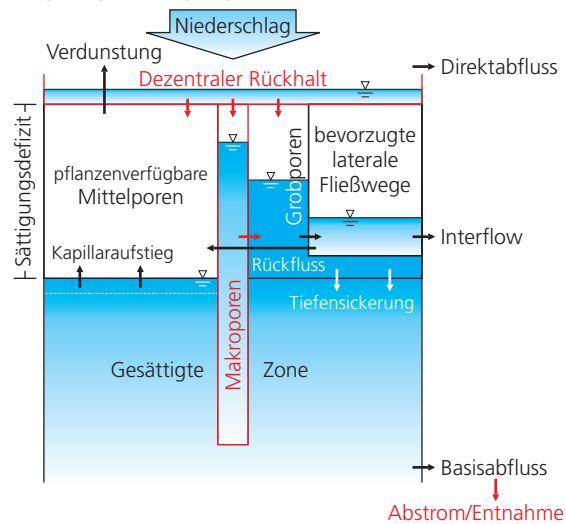


Abb. 4.6 Speicherkonzept des erweiterten Bodenmodells

Vergleich von *Abb. 4.6*, S. 59 mit *Abb. 4.2*, S. 50 zeigt die neu geschaffenen Möglichkeiten, die die Modellerweiterungen eröffnen.

Auf die Darstellung der Berücksichtigung von *subgrid variability* in versiegelten Bereichen wurde in *Abb. 4.6*, S. 59 der Übersichtlichkeit wegen

verzichtet. Gleiches gilt für die Wirkung von Verschlammung auf die Füllung des Makroporenspeichers.

4.4.6.2 Parameterisierung der Modellerweiterungen

Neben der Prozesskenntnis und den wünschenswerten zusätzlichen Informationen zum Zustand der Landoberfläche, die durch die Erweiterungen in die modellhafte Beschreibung der Abflussbildung eingebracht werden, ergibt sich aus den

neuen Berechnungsroutinen auch eine Vergrößerung der *Modellunsicherheit*. Diese spiegelt sich am deutlichsten in den neuen Kenngrößen wider, die dem Modellanwender bei der Nutzung der Modellerweiterungen abverlangt werden (Tab. 4.3, S. 60).

Die neuen Modellparameter sind mit Ausnahme der teileinzugsgebietsweise definierten Auslaufkonstante des Makroporenspeichers und den Parametern zum Grundwasserentzug in der Landnutzungstabelle des Modells abgelegt. Insgesamt wurde darauf geachtet, die eingeführten

Tab. 4.3 Übersicht über die Parameter der Modellerweiterungen

Modellerweiterung	Parameter	Einheit	Bedeutung
Makroporen	n_{SM}	Vol.-%	Makroporosität
	d_{SM}	m	Tiefe, bis in die sich die Makroporen erstrecken
	k_{SM}	h	Entleerungskonstante des Makroporenspeichers
Verschlammung	C_{max}	–	Maximaler Verschlammungsfaktor
Versiegelung	ψ	–	Versiegelungsgrad
	SK_{max}	mm	Speicherkapazität von Mischwasserbecken
	q_{SK}	mm/h	Drosselabfluss aus Mischwasserbecken
Dezentraler Rückhalt	SR_{max}	mm	Speicherkapazität des Rückhalts
	k_{SR}	m/s	Hydraulische Leitfähigkeit der Bodenoberfläche
Grundwasserentzug	QB_{min}	mm/d	Mindestbasisabflussmenge für GWentzug
	XT	–	Anteil Basisabfluss, der entzogen werden soll
	XT_{max}	mm/d	Maximale Menge, die entzogen werden darf

Kenngrößen an messbaren Werten zu orientieren. Keine Rücksicht wurde hingegen darauf genommen, ob allgemeingültige Messungen für diese Kenngrößen in der Mesoskala existieren.

Tab. 4.4, S. 61 zeigt, wie die Parameter der Modellerweiterungen für das Leingebiet parameterisiert wurden. Die anschließende Diskussion der neuen Parameter ist als Hilfestellung für die Parameterisierung des erweiterten Bodenmodells in anderen Einzugsgebieten gedacht.

Die *Makroporenenparameter* n_{SM} und d_{SM} , aus denen sich die Speicherkapazität der Makroporen SM_{max} ergibt, lassen sich in ihrer Größenordnung aus Literaturwerten abschätzen (siehe Kap. 2.4.2.1). Danach liegt die Makroporosität meist unter 1 Vol.-%. 2 Vol.-% stellen nach die-

sen Angaben bereits einen sehr hohen Wert dar. Analog hierzu ist eine flächendeckende vertikale Erstreckung von Makroporen in eine Tiefe von mehr als 2 m in den allermeisten Fällen auszuschließen. Zur Interaktion zwischen Bodenmatrix und Makroporen gibt es jedoch kaum Angaben, weswegen die Auslaufkonstante k_{SM} des Makroporenspeichers auch eine sehr unsichere Größe darstellt. Kritisch daran ist, dass die Auslaufkonstante neben der Abgabe von Wasser an die Bodenmatrix auch steuert, ob innerhalb eines Zeitschritts kurzfristig über die Speicherkapazität der Makroporen hinaus Infiltrationsüberschuss aufgenommen und wieder abgegeben werden kann, was massive Auswirkungen auf den Einfluss der Makroporen im Modell hat.

Tab. 4.4 Landnutzungsabhängige Parameter der Modellerweiterungen am Beispiel der Parameterisierung für das Einzugsgebiet der Lein (Bezeichnungen siehe Parameterübersicht)

Landnutzung	Makroporen		Verschlämmung	Dezentraler Rückhalt		Versiegelung
	n_{SM} [Vol.-%]	d_{SM} [m]	C_{max} [-]	SR_{max} [mm]	k_{SR} [m/s]	ψ [-]
Siedlung	0,2	1,0	1,0	0,5	$1 \cdot 10^{-8}$	0,35
Industrie	0,2	1,0	1,0	0,5	$1 \cdot 10^{-8}$	0,60
Flughafen	0,3	0,3	1,0	0,5	$1 \cdot 10^{-8}$	0,30
Abbaufäche	0,2	1,0	1,0	0,5	$1 \cdot 10^{-8}$	0,50
Grünfläche	0,4	1,0	1,0	1,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,10
Sportanlage	0,3	1,0	1,0	1,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,20
Wintergetreide	1,0	1,5	0,9	1,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,02
Brache	1,0	1,5	0,9	1,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,02
Blattfrüchte	1,0	1,5	0,9	1,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,02
Sommergetreide	1,0	1,5	0,9	1,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,02
Wein	1,0	1,5	1,0	1,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,02
Obst	1,0	1,5	1,0	1,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,02
Wiese / Weide	1,2	1,5	1,0	1,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,02
Parzellenstruktur	1,0	1,5	1,0	1,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,02
Landw. / Natur	1,0	1,5	1,0	1,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,01
Laubwald	2,4	1,4	1,0	1,5	$1 \cdot 10^{-8}$	0,01
Nadelwald	2,0	1,0	1,0	1,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,01
Mischwald	2,2	1,2	1,0	1,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,01
Natürl. Grünland	2,0	1,5	1,0	1,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,02
Wald / Sträucher	2,0	1,2	1,0	1,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,01
Wasser / Feuchtfläche	0,0	0,0	1,0	0,0	$1 \cdot 10^{-8}$	0,0

Die Dynamik von *Verschlämmung* ist durch den *Bodenbedeckungsgrad* und die *Niederschlagsintensität* vorgegeben. Deren maximale Auswirkung auf die hydraulische Leitfähigkeit der Bodenoberfläche von Ackerland wird jedoch über den ausgesprochen sensitiven Parameter C_{max} gesteuert, der den in Kap. 4.4.2 zitierten Studien zufolge zwischen 0,3 und 0,1 angesiedelt werden kann. Andere Studien legen allerdings eine wesentlich größere Bandbreite für diesen Parameter nahe.

Als allgemein gebräuchliche urbanhydrologische Kenngröße ist der *Versiegelungsgrad* ψ ein klar definierter Parameter (siehe Kap. 2.4.1). Die digitalen Daten des Statistischen Bundesamtes zur Bodenbedeckung der Bundesrepublik

Deutschland unterscheiden zwischen dichter Bebauung der Kernstädte, wo der Versiegelungsgrad ungefähr von 0,5 bis 0,9 reicht und lockerer Bebauung, für die ein Wertebereich von 0,1 bis 0,5 als realistisch angesehen werden kann. Die Angabe eines Versiegelungsgrades ist aber genauso auch für andere Landnutzungen sinnvoll. Wie in Kap. 2.4.2.2 bereits erwähnt, nehmen beispielsweise Wirtschaftswege im Bundesdurchschnitt ungefähr 1,5% der landwirtschaftlich genutzten Fläche ein.

Als wichtigste Einflussgröße für die Retention von Niederschlagswasser in der Kanalisation wird die Dynamik von Mischwasserbecken angesehen, deren Speicher- und Abgabeverhalten über die

Parameter *Speicherkapazität* SK_{max} und *Transportkapazität* q_{SK} des Drosselabflusses für Niederschlagswasser gesteuert wird. Für die Speicherkapazität von Mischwasserbecken kann bezogen auf die an das Mischsystem angeschlossene Fläche ein Wert von 2 bis 3 mm angesetzt werden (ABWASSTERECHNISCHE VEREINIGUNG E.V., 1992; BISCHOF, 1993). Die Transportkapazität des Drosselabflusses aus Mischwasserbecken ist insgesamt – ebenfalls bezogen auf die angeschlossene versiegelte Fläche – in grober Näherung auf den zweifachen sogenannten Trockenwetterabfluss ausgelegt, der sich aus häuslichem und industriellem Abwasser sowie Fremdwasser, das z.B. in Form von Grundwasser in die Kanalisation eindringt, zusammensetzt. Dies gilt jedoch nur für Bereiche mit vorwiegend häuslichem Abwasser. Der Trockenwetterabfluss beträgt dort im 24-Stunden-Mittel in etwa 0,15 bis 0,3 mm/h. Welcher Anteil der Transportkapazität aber tatsächlich für die Ableitung von Niederschlagswasser zur Verfügung steht, hängt vom (in der Regel unbekanntem) Abwasseraufkommen während des Niederschlagsereignisses ab. SIEKER et al. (1999) beispielsweise setzen als Näherungswerte für das Saarland eine mittlere Speicherkapazität SK_{max} von 2,5 mm und einen mittleren Trockenwetterabfluss von 0,25 mm/h an. Über den gedrosselten Ablauf können danach zusätzlich zum Abwasser im Mittel ungefähr 0,5 mm/h Niederschlagswasser (zweifacher Trockenwetterabfluss) an die Kanalisation abgegeben werden.

Die Wirkung von dezentralem Rückhalt wird durch die Parameter *Speicherkapazität* und *Infiltrationsleitfähigkeit* physikalisch fundiert charakterisiert. Die Parameterbestimmung für die Speicherwirkung von Unebenheiten der Geländeoberfläche SR_{max} kann sich allerdings nur auf wenige Untersuchungen stützen. Deren Rückhaltevermögen wird von der LÄNDERARBEITSGEMEINSCHAFT WASSER (1995) mit bis zu 10 mm veranschlagt, wobei offen bleibt, unter welchen Umständen dieser Maximalwert erreicht wird. Experimentelle Untersuchungen von HELMING (1992) ergaben für den Muldenrückhalt ackerbaulich genutzter Hänge Werte von weniger als 1 mm. Für die hydraulische Leitfähigkeit k_{SR} an der Bodenoberfläche einer Hohlform kann analog zur Verschlammung eine Verminderung der

hydraulischen Leitfähigkeit aus der Bodentabelle um eine Größenordnung angesetzt werden. Insgesamt ist der Parameter k_{SR} aber von eher untergeordneter Bedeutung, da die Entleerung des dezentralen Rückhalts ohnehin erst dann beginnt, wenn in einem Zeitschritt weder Infiltrations- noch Sättigungsüberschuss auftreten. Wegen des Feinmaterials, das sich am Boden natürlicher Mulden akkumuliert und dort eine rasche Infiltration verhindert, wurde hierfür eine einheitlich geringe hydraulische Leitfähigkeit von $1 \cdot 10^{-8}$ m/s angenommen.

Die Parameter zur Erfassung von *Grundwasserentnahmen* oder eines *Grundwasserabstroms* sind Behelfsgrößen, die nur anhand ihrer Auswirkungen bestimmt werden können. Es empfiehlt sich daher, den modellierten Grundwasserentzug über mehrere Jahre hinweg zu bilanzieren und an Abschätzungen zu validieren, die oft bestenfalls als Jahressummenwerte vorliegen. Der Parameter XT sorgt dafür, dass der Grundwasserentzug proportional zur Basisabflussmenge ansteigt. Dies ist im Fall eines *Grundwasserabstroms* plausibel. *Grundwasserentnahmen* jedoch orientieren sich meist ausschließlich am Wasserbedarf, der vom Basisabfluss unabhängig ist. Aus diesem Grund sollte dem simulierten zeitlichen Verlauf des Grundwasserentzugs nicht zu viel Bedeutung beigemessen werden. Um die Dynamik der Basisabflussreaktion insbesondere bei Hochwasser nicht unbegründet zu überprüfen, sollte außerdem XT_{max} nicht zu groß gewählt werden. Der Wertebereich für die Absolutwerte QB_{min} und XT_{max} richtet sich nach dem Wertebereich des Basisabflusses des betrachteten Einzugsgebietes.

4.4.7 Sensitivitätsanalyse für das erweiterte Bodenmodell

Als *Sensitivität* eines Modellparameters wird im Zusammenhang mit hydrologischer Modellierung die Stärke des Einflusses eines Parameters auf das Modellergebnis bezeichnet (z.B. KUNDZEWICZ, 1982). Bei einer *Sensitivitätsanalyse* für Modellparameter werden die Parameter variiert und die *Parameteränderungen* zu den dadurch hervorgerufenen *Änderungen des Modellergebnisses* in Beziehung gesetzt. *Sensitiv/empfindliche* Parameter verändern das Modellierungsergebnis

bereits bei kleinen Variationen des Parameters deutlich, *insensitive/unempfindliche* Parameter beeinflussen des Ergebnis hingegen kaum. SOROOSHIAN & GUPTA (1995) bezeichnen unempfindliche Parameter, die sich ohne wesentlichen Einfluss auf das Ergebnis in weiten Grenzen variieren lassen, auch als schlecht definierte Parameter. Sensitivitätsanalysen dienen dazu, die Parameter zu identifizieren, die einen großen bzw. kleinen Einfluss auf das Modellergebnis ausüben. Desweiteren geben Sensitivitätsanalysen Aufschluss darüber, in welchem Wertebereich der Einfluss eines Parameters am größten bzw. kleinsten ist.

Leider hängt das Ergebnis einer Sensitivitätsanalyse für ein hydrologisches Einzugsgebietsmodell nicht nur vom jeweils betrachteten Parameter ab, sondern auch von:

- (1) den Einzugsgebietseigenschaften sowie der räumlichen Auflösung der physiographischen Daten (BRASINGTON & RICHARDS, 1998),
- (2) den klimatologischen Randbedingungen sowie der zeitlichen Auflösung der meteorologischen Daten (CRYER & HAVENS, 1999; KIM & DELLEUR, 1997),
- (3) den Werten, die für die anderen Modellparameter gewählt werden (SOROOSHIAN & GUPTA, 1995) sowie in hohem Maße
- (4) der Struktur des verwendeten Modells (KUNDZEWICZ, 1982).

Aufgrund der sehr guten Datengrundlage wurde die Sensitivitätsanalyse für das Einzugsgebiet der Lein durchgeführt. Ein weiterer Vorteil des Leingebietes ist in diesem Zusammenhang, dass dort Hochwasser sowohl als Folge konvektiver Niederschläge mit hoher Intensität als auch als Folge langanhaltender advektiver Niederschläge entstehen, also unter verschiedenen *klimatologischen Randbedingungen* und aufgrund unterschiedlicher dominanter Abflussbildungsmechanismen. Die Analyse erfolgte auf der Basis von fünf konvektiven und sechs advektiven Starkregenereignissen, die zu Hochwassern mit Wiederkehrintervallen zwischen 2 und 8 Jahren führten.

Da die Modellerweiterungen und deren Parameter der verbesserten Beschreibung der Abflussbildung infolge von Starkregen dienen sollen, wurden für die Sensitivitätsanalyse ausschließlich

Hochwasserereignisse modelliert. Die Parameter der Modellerweiterungen wurden im Rahmen der Sensitivitätsanalyse innerhalb einer festgelegten Bandbreite stufenweise um den für den Ist-Zustand ermittelten Wert herum variiert, wie dies beispielsweise bei MUÑOZ-CARPENA et al. (1999) beschrieben ist. Die anderen Parameter wurden jeweils beim ermittelten Wert belassen. Aufgrund der Vielzahl von Parametern und der vergleichsweise langen Rechenzeit des Modells war es nicht möglich, die Sensitivität eines Parameters systematisch auch für verschiedene Kombinationen der *anderen* Parameter zu bestimmen, wie dies z.B. CRYER & HAVENS (1999) oder KIM & DELLEUR (1997) darstellen. Das Verhalten der an die Landnutzung gekoppelten neuen Parameter wurde nicht global, sondern jeweils für einzelne Landnutzungsgruppen wie z.B. Acker oder Wald untersucht und die Ergebnisse auf die gesamte Einzugsgebietsfläche *normiert*, um die Interpretation zu erleichtern.

Die Sensitivität der neuen Modellparameter wurde angesichts der grundsätzlich unterschiedlichen Abflussbildungsbedingungen für *konvektive* und *advektive* Ereignisse getrennt analysiert. Als Maß für den Einfluss einer Parameteränderung auf das Modellergebnis dienen das *Abflussvolumen* und das *Abflussmaximum* während eines Hochwassers. Bezugspunkte für Abflussvolumen und -maximum wiederum sind die Simulationsergebnisse mit den *Parameterwerten*, wie sie für die Modellierung des Ist-Zustandes im Leingebiet bestimmt wurden. Für die Parameterwerte des Ist-Zustandes ist die Abflussänderung entsprechend Null.

4.4.7.1 Sensitivität der Makroporenparameter

Für die Sensitivitätsanalyse des Makroporenmoduls wurden die Landnutzungsparameter Makroporosität n_{SM} und Vertikalerstreckung der Makroporen d_{SM} entsprechend ihrer modellinternen Verwendung direkt zum *Makroporenvolumen* SM_{max} zusammengefasst und für die Ackerflächen variiert. Die *Speicherkonstante* des Makroporenspeichers k_{SM} , die teilgebietsbezogen definiert ist, wurde für das gesamte Gebiet verändert. Abb. 4.7, S. 64 illustriert die Abhängigkeit des

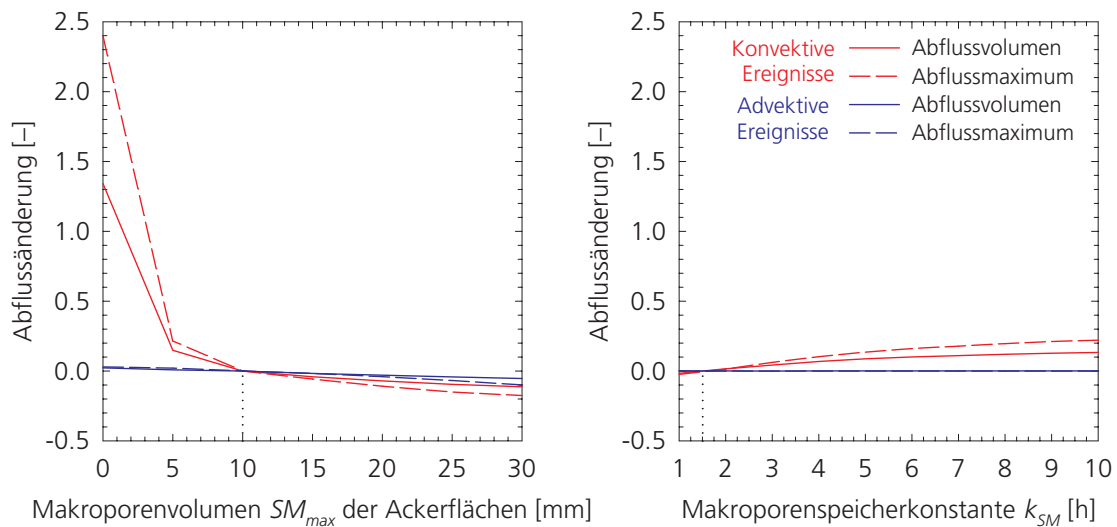


Abb. 4.7 Sensitivität des Makroporenvolumens beziehungsweise der Makroporenspeicherkonstante

Ergebnisses von diesen beiden Größen. Die für das Leingebiet ermittelten Parameterwerte sind jeweils schwarz gepunktet gekennzeichnet.

Aus der Reaktion des Modells auf ein verändertes *Makroporenvolumen* geht hervor, dass das *Vorhandensein* von Makroporen bei konvektiven Niederschlägen mit hoher Intensität einen erheblichen Einfluss auf das Infiltrationsverhalten und damit auch auf Abflussvolumen und -maximum hat. Oberhalb eines Mindestmakroporenvolumens von 5 bis 10 mm verliert die Kenntnis der exakten Größe des Makroporenvolumens an Bedeutung – vorausgesetzt dass die Abgabe von Wasser aus den Makroporen an die Bodenmatrix so rasch erfolgt, dass die Aufnahmefähigkeit der Makroporen für Niederschlag sich nicht erschöpft. Genauso gilt für die Entleerungskonstante des Makroporenspeichers, dass bei konvektiven Ereignissen oberhalb eines Wertes von 5 bis 6 h der Einfluss der Konstante auf das Ergebnis abnimmt, da intensive Niederschläge, die die Infiltrationskapazität der Bodenmatrix überschreiten und dementsprechend nur von den Makroporen aufgenommen werden können, selten länger als 3 bis 4 Stunden andauern.

Während advektiver Niederschlagsereignisse mit oft hoher Vorfeuchte wird die Interaktion zwischen Makroporen und Bodenmatrix vor allem von der *Bodenfeuchte* bestimmt. Infiltrationsüberschuss ist aufgrund der vergleichsweise ge-

ringen Niederschlagsintensitäten von untergeordneter Bedeutung. Dementsprechend hat die Speicherkonstante des Makroporenraums hier auch nahezu keinen Einfluss auf das Modellergebnis. Gering ist aber auch der Einfluss des Makroporenvolumens. Der Makroporenraum füllt sich bei gesättigtem Boden von der Bodenmatrix her mit Wasser, nimmt dann jedoch kaum mehr an der Abflussbildungsdynamik teil.

4.4.7.2 Sensitivität der Verschlammungsparameter

Das Auftreten von Verschlammung ist im entwickelten Modellansatz an die Unterschreitung eines bestimmten *Bodenbedeckungsgrades* sowie die Überschreitung einer bestimmten *Niederschlagsintensität* geknüpft. Sind diese Bedingungen nicht erfüllt und ist der Boden auch nicht mehr von einem vorangegangenen Ereignis verschlammte, so wird das Verschlammungsmodul übergangen. Da die im Leingebiet aufgezeichneten konvektiven Ereignisse mit hohen Niederschlagsintensitäten fast ausnahmslos im Juni und Juli auftraten, liegt der modellierte Bodenbedeckungsgrad nur für das Hochwasser vom September 1987 unter dem aus Literaturwerten abgeleiteten Schwellenwert. In Kombination mit üblichen Annahmen für den Rückgang der Durchlässigkeit an der Bodenoberfläche, wie sie

bei Berechnungsversuchen ermittelt werden, ergibt sich durch die Verschlammung eine extreme Überschätzung dieses Hochwassers.

Wie das Diagramm auf der linken Seite von Abb. 4.8, S. 65 demonstriert, reagiert das Modell

sehr sensitiv auf den *Verschlammungsfaktor* C_{max} , der den maximalen Rückgang der hydraulischen Leitfähigkeit der Bodenoberfläche vorgibt. Das arithmetische Mittel aus fünf Ereignissen ohne Verschlammung (in Abb. 4.8, S. 65 zu einer Kur-

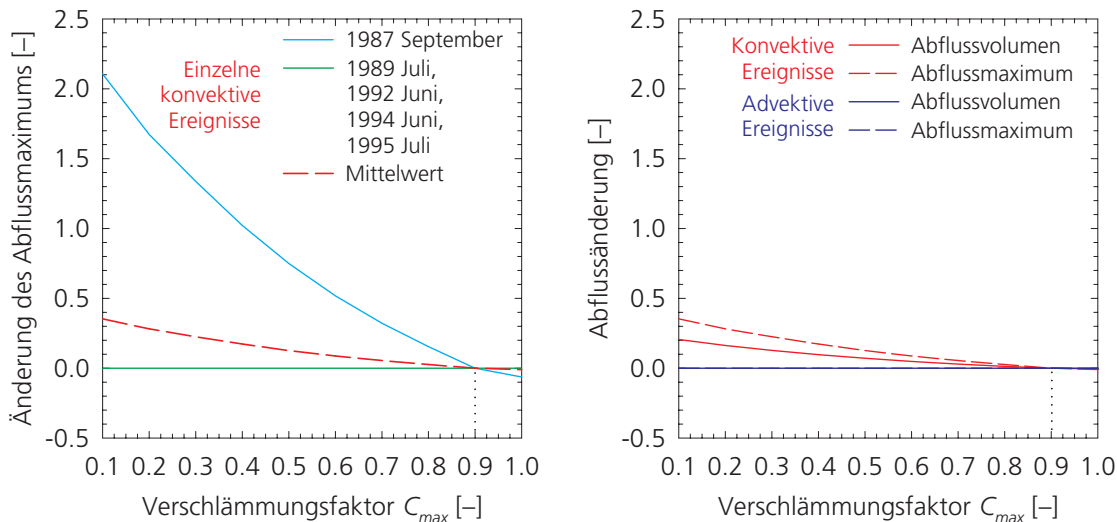


Abb. 4.8 Sensitivität des Verschlammungsfaktors für Ackerflächen

ve zusammengefasst) und dem Ereignis vom September 1987, bei dem Verschlammung auftrat, verwischt diesen Eindruck allerdings völlig. Die rechte Seite von Abb. 4.8, S. 65 zeigt den Mittelwert der *konvektiven* Ereignisse zusammen mit den für die *advektiven* Ereignisse berechneten Reaktionen. Aufgrund der deutlich geringeren Niederschlagsintensitäten der advektiven Ereignisse wird der Schwellenwert für die Niederschlagsintensität nur während einzelner Zeitschritte geringfügig überschritten. Änderungen des simulierten Abflusses sind deshalb bei den advektiven Ereignissen trotz des geringen Bodenbedeckungsgrades in den Wintermonaten gering.

4.4.7.3 Sensitivität der Versiegelungsparameter

Um dem unterschiedlichen Ausmaß von Versiegelung in Siedlungsgebieten und von Versiegelung durch landwirtschaftliche Infrastruktur Rechnung zu tragen, wurde der für jede Landnutzung definierte *Versiegelungsgrad* ψ bei der Sensitivitätsanalyse für Siedlungen und Ackerflä-

chen getrennt variiert. Abb. 4.9, S. 66 zeigt die starke Sensitivität des Modells für Veränderungen des Versiegelungsgrades. Die Skalierung ist so gewählt, dass die Stärke der Abflussänderungen für beide Landnutzungen optisch direkt miteinander verglichen werden kann. Auf diese Weise wird deutlich, dass sich die Abflussänderungen in der selben Größenordnung bewegen. Dass Änderungen des Versiegelungsgrades sich auf den Ackerflächen stärker auswirken als in den Siedlungsgebieten, ist gebietsbedingt und hängt mit der gegenüber den Böden in Siedlungsgebieten tendenziell höheren hydraulischen Leitfähigkeit der Ackerböden zusammen, die dem Infiltrationsprozess durch Versiegelung entzogen werden.

Die simulierten Abflussänderungen sind wiederum für intensive konvektive Niederschlagsereignisse wesentlich ausgeprägter als für langanhaltende advektive. Dieses Verhalten des Modells deckt sich mit der Erfahrung, dass kurze intensive Niederschläge die Kanalisation stärker belasten als ergiebige langanhaltende und dementsprechend auch eher zu einer Überlastung des Kanalnetzes sowie zur Abflussverschärfung führen.

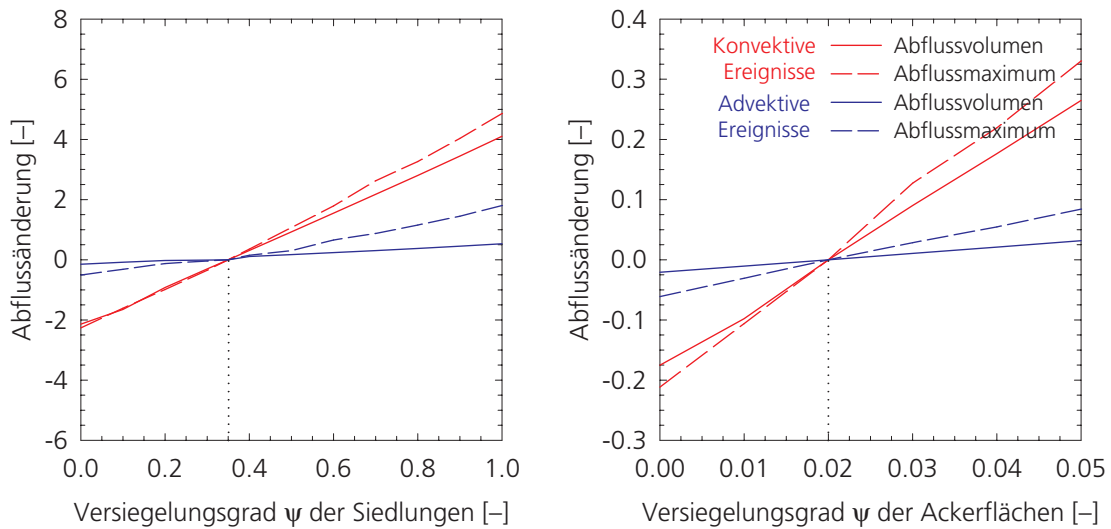


Abb. 4.9 Sensitivität des Versiegelungsgrades von Siedlungs- bzw. Ackerflächen

Die teilgebietsweise definierten Parameter zur Beschreibung des Ablauf- und Speicherverhaltens der Kanalisation q_{SK} und SK_{max} wurden jeweils für das gesamte Einzugsgebiet verändert.

Deren Sensitivität zeigt Abb. 4.10, S. 66. Während die Berücksichtigung des Drosselab-

flusses q_{SK} aus den Mischwasserbecken in Richtung Kläranlage einen fast durchweg großen Einfluss auf das Ergebnis ausübt, bewirkt die Speicherung im Kanalnetz SK nur einen geringen Abflussrückgang, der mit wachsender Niederschlagsmenge zunehmend an Bedeutung verliert.

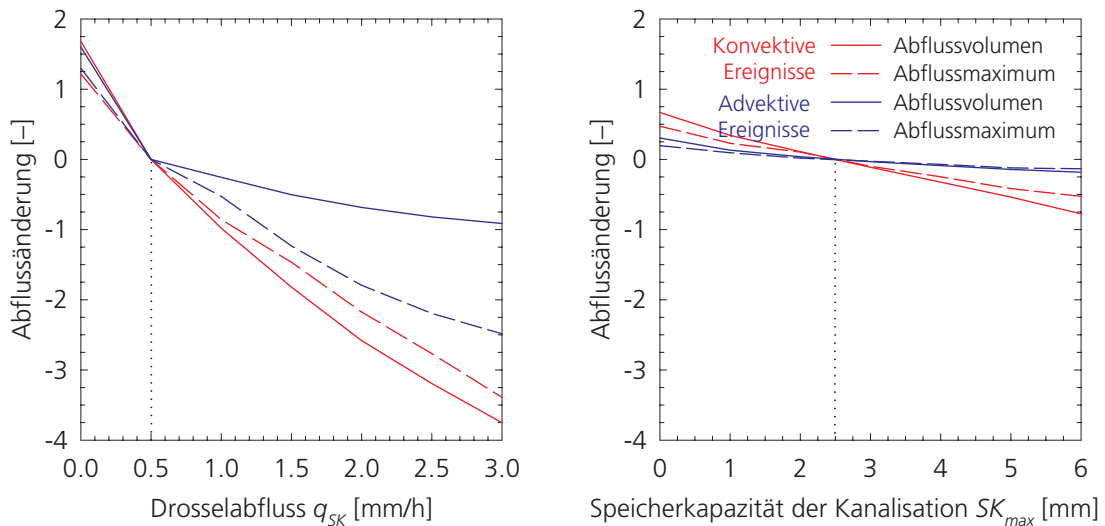


Abb. 4.10 Sensitivität des Drosselabflusses aus den Mischwasserbecken in Richtung Kläranlage und der Speicherkapazität der Mischwasserbecken

Der vergleichsweise geringe Rückgang des Hochwasservolumens advektiver Ereignisse bei Erhöhung des Drosselabflusses ergibt sich daraus, dass

bei langanhaltenden Hochwasserereignissen auch das an eine Kläranlage abgeführte Wasser mit Verzögerung zum Hochwasser beiträgt.

4.4.7.4 Sensitivität des dezentralen Rückhaltes

Die *Speicherkapazität* des dezentralen Rückhaltes SR_{max} wurde für die Sensitivitätsanalyse getrennt für Acker- bzw. Waldflächen variiert. Deren Einfluss wurde für natürliche Mulden untersucht, deren Untergrund häufig durch eingeschwemmte

Schwebstoffe abgedichtet ist. Für die Darstellung solcher Mulden wurde deshalb eine mit 10^{-8} m/s entsprechend geringe *hydraulische Leitfähigkeit* k_{SR} der Bodenoberfläche gewählt. Die in *Abb. 4.11*, S. 67 gezeigten Resultate der Sensitivitätsanalyse geben daher aber nicht das Infiltrationsverhalten gezielt eingerichteter Versickerungsmulden wieder.

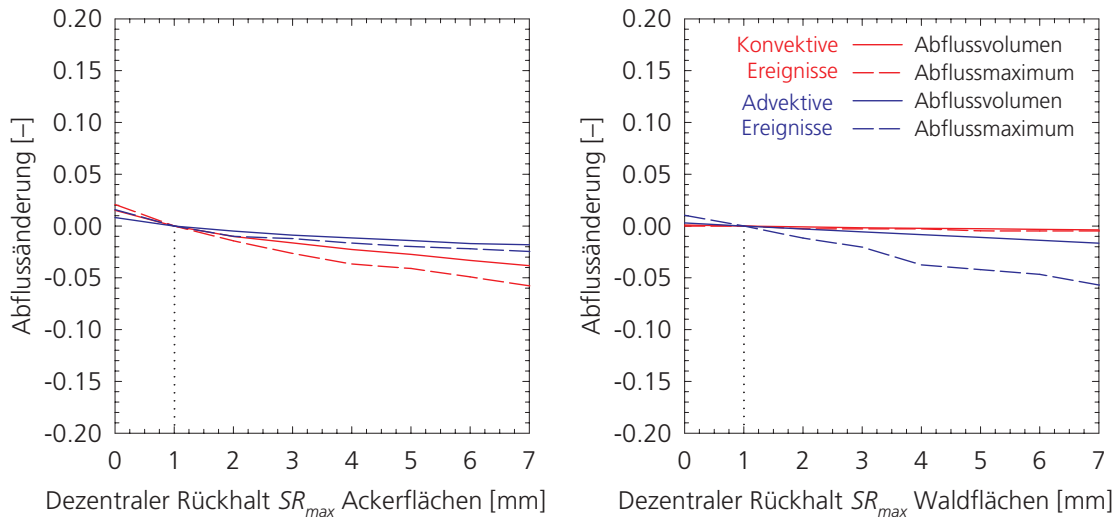


Abb. 4.11 Sensitivität der Speicherkapazität des dezentralen Rückhaltes

Der Einfluss des dezentralen Rückhaltes auf den Gebietsabfluss ist in Kombination mit einer geringen hydraulischen Leitfähigkeit der Bodenoberfläche insgesamt klein, da sich die Speicherkapazität des Rückhaltes nach Erreichen der Speicherkapazität aufgrund der langsamen Versickerung des gespeicherten Wassers in den darunterliegenden Boden nur langsam erneuert. Auffallend ist die unterschiedliche Reaktion des Modells auf eine Änderung der Speicherkapazität des dezentralen Rückhaltes von Acker- bzw. Waldflächen. Während der Rückhalt auf Ackerflächen vor allem auf die Abflussbildung *konvektiver* Ereignisse Einfluss nimmt, zeigt sich auf den Waldflächen eine nennenswerte Abflussänderung nur als Folge *advektiver* Niederschläge. Da sich Waldflächen im Leingebiet vor allem im Festgesteinsbereich mit geringmächtigen und gut durchlässigen Böden befinden, entsteht auf diesen Flächen

selbst bei hohen Niederschlagsintensitäten nahezu kein *Infiltrationsüberschuss*, der eine Füllung der Mulden bewirken würde. Bei langanhaltenden advektiven Niederschlägen mit hoher Vorfeuchte hingegen bildet sich in Gewässernähe bevorzugt *Sättigungsüberschuss*, der von den Mulden aufgenommen wird und so zu einer verringerten Abflussbildung führt. Die Ackerflächen im Gebiet sind vorwiegend Lössbereiche mit geringerer hydraulischer Leitfähigkeit und hohem Aufnahmevermögen für Niederschlagswasser. Hieraus resultiert eine im Vergleich zu den Waldflächen höhere Neigung zur Bildung von Infiltrationsüberschuss während konvektiver Ereignisse und eine geringere Neigung zur Sättigung des Bodens. Dieses Phänomen unterstreicht die Abhängigkeit der Parametersensitivität von den physiographischen Gebietseigenschaften sowie den meteorologischen Rahmenbedingungen.

4.4.7.5 Übersicht über die Sensitivität der neuen Modellparameter

Aufgrund ihrer unterschiedlichen Bedeutung und Funktion verbietet sich ein direkter zahlenmäßiger Vergleich der Sensitivität aller untersuchten Parameter. Sinnvoll ist jedoch ein Vergleich der verschiedenen Speicher, die in das erweiterte WASIM-ETH integriert wurden, da sich diese Speicher ausschließlich durch die Art ihrer Füllung und Entleerung unterscheiden, nicht aber in deren innerer Struktur.

Bei allen drei Speichern – dem Makroporen-speicher *SM*, der Speicherung im Kanalnetz *SK* und dem dezentralen Rückhalt *SR* – handelt es

sich um ein über eine Rasterzelle gemittelt Volumen zur Aufnahme von Niederschlagswasser. Dass aber gerade das Füllungs- und Entleerungsverhalten den Einfluss eines Speichers auf das Modellergebnis bestimmt, illustriert *Abb. 4.12*, S. 68. Verglichen werden die Änderung von Abflussvolumen bzw. -maximum als Reaktion auf eine Erhöhung der jeweiligen *Speicherkapazität* um 1 mm. Der Vergleich bezieht sich auf den Wertebereich von 0 bis 5 mm Speicherkapazität. Die Darstellung ist ebenso wie die bisherigen flächennormiert. Flächennormiert bedeutet, dass die Abflussänderungen vom Flächenanteil der jeweils betroffenen Landnutzungen auf die gesamte Einzugsgebietsfläche hochgerechnet wurden.

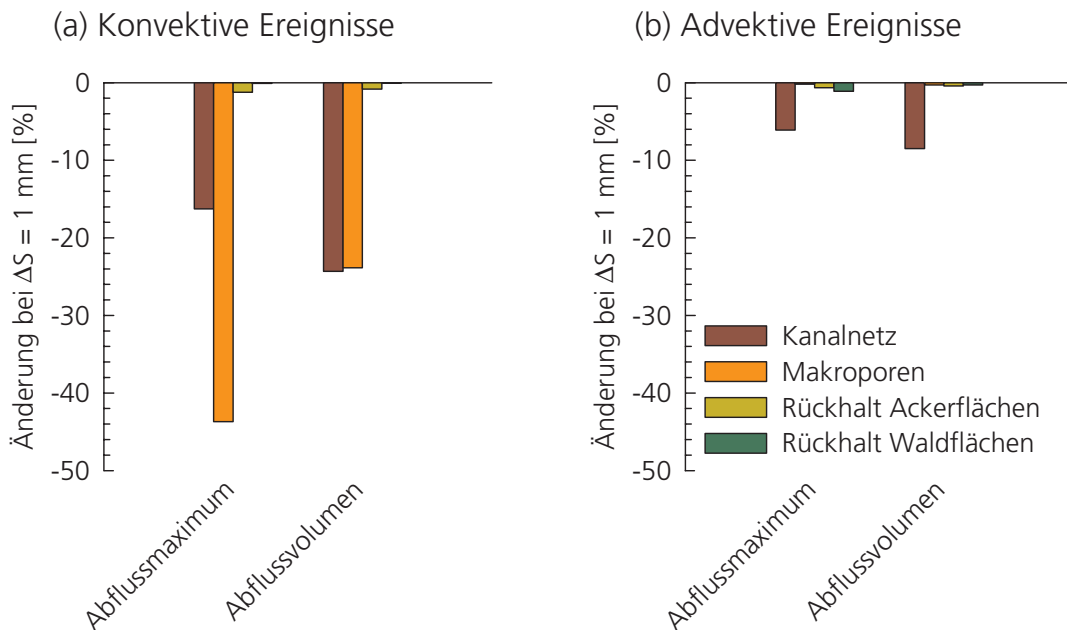


Abb. 4.12 Vergleich der Sensitivität verschiedener Speicher in Erweiterungen für das hydrologische Modell WaSiM-ETH

Als Folge der konstanten und vom Feuchtezustand des Gebietes unabhängigen Abgabe von Wasser aus den Mischwasserbecken der Kanalisation an eine Kläranlage ergibt sich für die Speicherkapazität der Mischwasserbecken eine hohe Sensitivität, da ständig neuer Speicherraum für weitere Niederschläge frei wird. Deutlich geringer ist bereits die Sensitivität des Makroporenraums, da Makroporen zwar bei hohen Niederschlagsintensitäten entstehenden Infiltrationsüberschuss rasch an die ungesättigte Zone weiterleiten und damit

wieder Speicherraum freimachen. Bei gesättigtem Boden infolge langanhaltender Niederschläge jedoch können die Makroporen kein Wasser an die Bodenmatrix abgeben. Die Folgen eines gesättigten Bodens gelten umso mehr für natürliche Mulden, aus denen das gespeicherte Wasser aufgrund der durch abgesetzte Schwebstoffe meist geringdurchlässigen Bodenoberfläche ohnehin nur langsam infiltrieren kann.

Tab. 4.5, S. 69 ist der Versuch, ungeachtet der Komplexität der Wechselwirkungen zwischen

den neu hinzugekommenen Parametern eine Übersicht über deren Sensitivität zu geben. Die Anmerkungen sind als Zugeständnis an diese Komplexität zu verstehen. Sie erschließen sich aus dem bisher in *Kap. 4.4.7* beschriebenen.

Die Sensitivität fast aller Parameter ist für *konvektive* Ereignisse mit hohen Niederschlagsintensitäten bedeutend größer als für langanhaltende

advective Ereignisse mit hoher Vorfeuchte. Während *advectiver* Ereignisse sind vor allem die Parameter zur Charakterisierung der *Versiegelung* wichtig, allerdings mit abnehmender Tendenz bei wachsender Niederschlagsmenge und Ereignisdauer. Insgesamt gering ist die Sensitivität des dezentralen Rückhalts bei geringer hydraulischen Leitfähigkeit der Bodenoberfläche, wie sie in na-

Tab. 4.5 Übersicht über die Sensitivität der neuen Modellparameter bei unterschiedlichen klimatologischen Randbedingungen

Modellerweiterung / Parameter	Symbol	Sensitivität		Anmerkungen (*)
		konvektiv	advektiv	
<i>Makroporen</i>				
Makroporenvolumen	SM_{max}	+++*	–	Für 0 bis 5 mm Speichervolumen
Entleerungskonstante	k_{SM}	++*	–	Abhängig von der Ereignisdauer
<i>Verschlämmung</i>				
Verschlämmungsfaktor	C_{max}	+++*	–	ergibt unrealistische Resultate
<i>Versiegelung</i>				
Versiegelungsgrad	ψ	+++	+*	Abhängig von der Ereignisdauer
Speicherkapazität	SK_{max}	+++*	–	Für 0 bis 5 mm Speichervolumen
Drosselabfluss	q_{SK}	++	+*	Abhängig von der Ereignisdauer
<i>Dezentraler Rückhalt</i>				
Speicherkapazität	SR_{max}	–*	–	Für 0 bis 5 mm Speichervolumen bei schlechten Infiltrationsbedingungen

türlichen Mulden vorherrscht. Für Versickerungsmulden mit besseren Infiltrationsbedingungen ist die Sensitivität des Rückhalts höher.

Neben dem modellspezifischen Verhalten lassen sich aus der Sensitivitätsanalyse aber auch allgemeingültige Zusammenhänge ableiten:

- (1) *Abb. 4.12*, S. 68 und *Tab. 4.5*, S. 69 machen deutlich, dass die *Speicherung* von Niederschlagswasser nur dann einen nennenswerten Einfluss auf die Hochwasserentstehung hat, wenn sie insbesondere bei *konvektiven* Ereignissen während Phasen hoher Niederschlagsintensität die Funktion eines *kurzfristigen Zwischenspeichers* erfüllt oder wie im Falle der Makroporen den Zugang zu *zusätzlichem Speicherraum* erschließt. Ansonsten sind sehr große Speicherkapazitäten erforderlich, um die Hochwasserentstehung merklich zu beeinflussen.
- (2) Bei der Simulation von *advectiven* Hochwassern muss besonderes Augenmerk auf den Auswirkungen von *Versiegelung* liegen. Die Bedeutung der anderen vom Modell erfassten Einflüsse und Prozesse tritt dann in den Hintergrund.

4.5 ZEITLICHE DISAGGREGIERUNG DER NIEDERSCHLAGSDATEN

Wie aus *Kap. 3.2.6*, *Kap. 3.3.6* und *Kap. 3.4.6* zur Datenlage ersichtlich ist, liegen für etliche Niederschlagsstationen in den drei Gebieten lediglich *tägliche* Daten vor, was in der Mesoskala für die hydrologische Modellierung der Abflussbildungsdynamik infolge von Starkniederschlägen nicht ausreicht. Um diese Stationen dennoch für die hydrologische Modellierung nutzbar zu machen, wurde deren Daten die zeitliche Verteilung benachbarter Stationen aufgeprägt. Diese

einfache Form der zeitlichen Disaggregation wird im folgenden am Beispiel der Lein dargestellt.

Für die zeitliche Disaggregation der täglichen Niederschlagsdaten von vier DWD-Stationen im Leingebiet wurden die Daten von fünf Niederschlagsstationen eines kommunalen Messnetzes verwendet, die in stündlicher Auflösung vorliegen. Zur Disaggregation der Daten jeweils einer DWD-Station wurden dabei die Daten jeweils

Tab. 4.6 Ähnlichkeit täglicher Niederschlagsdaten der 4 DWD-Stationen im Einzugsgebiet der Lein mit denen der 5 Stationen des kommunalen Messnetzes im Zeitraum von 1982 bis 1997

Stationskürzel		Ähnlichkeit der DWD-Stationen [-]			
		ep	hl	hr	rb
Kommunale Stationen	ek	0,89	0,73	0,69	0,59
	hk	0,75	0,85	0,81	0,74
	lg	0,68	0,90	0,82	0,61
	mb	0,77	0,82	0,79	0,71
	sg	0,85	0,77	0,72	0,67

der zwei kommunalen Stationen herangezogen, die denen der betrachteten DWD-Station am ähnlichsten sind. Als Maß für die Ähnlichkeit der Stationsdaten wurde die Efficiency von NASH & SUTCLIFFE (1970) berechnet, die im Idealfall den Wert 1 erreicht. *Tab. 4.6*, S. 70 zeigt die Ergebnisse des Vergleichs der jeweiligen Zeitreihen.

Wie *Tab. 4.7*, S. 70 verdeutlicht, sind erwartungsgemäß durchweg die Stationen einander am

ähnlichsten, die den geringsten Abstand voneinander haben.

Um Datenlücken an jeweils einer Station überbrücken zu können, wurde bei der zeitlichen Disaggregation nicht nur die nächstgelegene, sondern noch eine weitere Station berücksichtigt. Die zeitliche Verteilung des Niederschlages bei der Stationen über den Tag wurden entsprechend dem Kehrwert ihres Abstandes von der jeweiligen

Tab. 4.7 Entfernung der 4 DWD-Stationen im Einzugsgebiet der Lein von den 5 Stationen des kommunalen Messnetzes

Stationskürzel		Entfernung der DWD-Stationen [m]			
		ep	hl	hr	rb
Kommunale Stationen	ek	4208	16741	20245	15536
	hk	16031	5440	8507	5265
	lg	15472	3642	7288	8708
	mb	10294	10361	13906	5663
	sg	6608	12554	16158	11179

DWD-Station gewichtet (inverse distance weighting) und anschließend gemittelt. Jede Stunde eines Tages erhält auf diese Art ein Gewicht, das dem Prozentsatz des Tagesniederschlags entspricht, der in der jeweiligen Stunde dieses Tages gefallen ist.

Diese vergleichsweise einfache Form der zeitlichen Disaggregation erscheint aufgrund der Dichte des Messnetzes und damit geringen Abständen der Stationen voneinander gerechtfertigt, bringt jedoch gegenüber den tatsächlichen

Verhältnissen im Gebiet eine Verringerung der räumlichen und zeitlichen Variabilität des Niederschlags mit sich.

Die geringe Entfernung der Stationen zueinander spiegelt sich auch in – für stündliche Daten – sehr ähnlichen zeitlichen Verläufen von Niederschlagsereignissen sowohl an benachbarten Stationen als auch an den Stationen des Gebietes insgesamt wieder. Diesen Sachverhalt gibt *Tab. 4.8*, S. 71 wieder, in der die stündlichen Messwerte der kommunalen Stationen *untereinander* auf

Tab. 4.8 Ähnlichkeit stündlicher Niederschlagsdaten der 5 Stationen des kommunalen Messnetzes untereinander im Einzugsgebiet der Lein im Zeitraum von 1982 bis 1997

Stationskürzel		Ähnlichkeit der kommunalen Stationen untereinander [-]				
		ek	hk	lg	mb	sg
Kommunale Stationen	ek	1	0,26	0,31	0,27	0,52
	hk	0,24	1	0,56	0,46	0,34
	lg	0,32	0,58	1	0,46	0,36
	mb	0,33	0,51	0,50	1	0,52
	sg	0,59	0,41	0,46	0,54	1

ihre Ähnlichkeit hin überprüft werden. Auch für die stündlichen Werte gilt der enge Zusammen-

hang zwischen Ähnlichkeit und Entfernung der Stationen voneinander (siehe *Tab. 4.9*, S. 71).

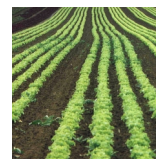
Tab. 4.9 Entfernung der 5 Stationen des kommunalen Messnetzes im Einzugsgebiet der Lein voneinander

Stationskürzel		Entfernung der kommunalen Stationen voneinander [m]				
		ek	hk	lg	mb	sg
Kommunale Stationen	ek	0	14772	13276	9914	4631
	hk	14772	0	3782	5991	10151
	lg	13276	3782	0	6976	8962
	mb	9914	5991	6976	0	5520
	sg	4631	10151	8962	5520	0

Der auffälligste Unterschied zwischen täglichen und stündlichen Daten liegt in den insgesamt geringeren Efficiency-Werten für die Ähnlichkeit der zeitlich höher aufgelösten Stationen (vgl. *Tab. 4.6*, S. 70 mit *Tab. 4.8*, S. 71). Die geringe-

ren Werte ergeben sich aus der höheren *Variabilität* zeitlich hochaufgelöster Daten. Diese Variabilität geht bei der *Aggregation* zu Tageswerten teilweise verloren, wodurch auch die Unterschiede zwischen den Stationen nivelliert werden.

Auswirkungen von Landnutzungsänderungen



5.1 HYDROLOGISCHE MODELLIERUNG DES IST-ZUSTANDES

Aufgrund der sehr guten klimatologischen und hydrologischen Datenlage wird das Einzugsgebiet der Lein genutzt, um exemplarisch Untersuchungen durchzuführen, die stellvertretend auch für die anderen beiden Gebiete Gültigkeit besitzen. Hierzu zählen die Entwicklung der Modellweiterungen und die Sensitivitätsanalyse für die zugehörigen Parameter (siehe *Kap. 4.4.7*). Gleiches gilt für die in *Kap. 5.2.1* beschriebene hydrologische Modellierung extremer Besiedlungsszenarien, die die Fähigkeit des Modells zur Simulation von Landnutzungsänderungen sowohl bezüglich ihrer *Ausdehnung* als auch ihrer *räumlichen Lage* dokumentieren. Die Einflüsse von *Macroporen* (*Kap. 5.2.2*) sowie der räumlichen bzw. zeitlichen *Auflösung von Niederschlagsdaten* (*Kap. 5.2.3*) werden ebenfalls exemplarisch anhand des Leingebietes untersucht.

5.1.1 Lein

5.1.1.1 Vorgehensweise

Zunächst ist versucht worden, mit den beiden bestehenden Versionen von WASIM-ETH das hydrologische Verhalten des Leingebietes im Ist-Zustand zu simulieren, und zwar einerseits die langfristige Entwicklung der Bodenfeuchte im *Tageszeitschritt* und andererseits die Hochwasserentstehung während extremer Niederschlagsereignisse im *Stundenzeitschritt*. Dabei hat sich

gezeigt, dass die im *Tageszeitschritt* simulierten Bodenfeuchteverteilungen nur bedingt als Anfangsfeuchtwerte für einzelne Hochwasserereignisse zu gebrauchen waren. Dies ist darin begründet, dass sich die Anfangsfeuchtwerte wegen der *Nichtlinearität* der Prozessbeschreibungen deutlich von im *Stundenzeitschritt* simulierten Bodenfeuchteverteilungen unterscheiden. Hinzu kommt, dass bei der *Aggregation* der Niederschläge zu Tageswerten deren tatsächliche *Variabilität* weitgehend verloren geht, so dass völlig andere *Abflussprozesse* wirksam werden als bei stündlichen Werten mit entsprechend höheren Niederschlagsintensitäten. Dementsprechend ließen sich auch keine Parameter für das Bodenmodell finden, die sowohl für Tages- als auch für Stundenzeitschritte Gültigkeit besessen hätten. Als Konsequenz hieraus wird auf Langzeitsimulationen im Tageszeitschritt verzichtet. Stattdessen wird auch die Vorgeschichte der einzelnen Hochwasserereignisse im Stundenzeitschritt modelliert. Die Vorlaufzeit beträgt dabei abhängig vom Niederschlagsgeschehen im Vorfeld des Ereignisses bis zu zwei Monate.

Als problematisch hat sich außerdem erwiesen, dass sowohl die TOPMODEL-Version als auch die RICHARDS-Gleichungs-Version des Modells die guten Infiltrationseigenschaften von Lössböden nicht nachbilden konnten, da die hydraulische Leitfähigkeit dieser Böden vergleichsweise gering ist und nicht dem tatsächlichen Aufnah-

Tab. 5.1 Güte der hydrologischen Simulationen für das Leingebiet berechnet als Efficiency beziehungsweise logarithmierte Efficiency nach Nash & Sutcliffe (1970)

Konvektive Ereignisse			Advektive Ereignisse		
Zeitpunkt	Efficiency	lg-Efficiency	Zeitpunkt	Efficiency	lg-Efficiency
1987, September	0,89	0,86	1982, Dezember	0,89	0,80
1989, Juli	0,85	0,76	1983, Mai	0,77	0,71
1992, Juni	0,90	0,95	1988, März	0,83	0,83
1994, Juni	0,97	0,89	1990, Februar	0,92	0,76
1995, Juli	0,89	0,95	1993, Dezember	0,86	0,70
—	—	—	1997, Februar	0,93	0,85
Mittelwert	0,90	0,88	Mittelwert	0,87	0,78

mevermögen strukturierter Lössböden entspricht. Weiterhin ist der Beitrag der Siedlungsflächen zum Hochwasserabfluss aufgrund der Näherung, Siedlungsflächen als ausgesprochen geringdurchlässige Böden zu behandeln, bei weitem überschätzt worden. Diese Erfahrungen sind in die Entwicklung der in *Kap. 4.4* beschriebenen Modellerweiterungen eingeflossen.

Das angestrebte Ziel, sämtliche ausgewählten Hochwasserereignisse mit *einem universellen* Parametersatz für das Bodenmodell zu simulieren, musste fallengelassen werden. Dies liegt darin begründet, dass der verwendete TOPMODEL-Ansatz die geomorphologischen Verhältnisse in der Lössregion Kraichgau nicht widerspiegeln kann, da die Topographie der Geländeoberfläche nur einen geringen Zusammenhang zum hydraulischen Gradienten der gesättigten Zone aufweist (siehe *Kap. 4.3.3.1* zu den TOPMODEL zugrunde liegenden Annahmen). Für konvektive Ereignisse ist der Beitrag unterirdischer Fließprozesse an der Abflussbildung überschätzt, für winterliche zyklonale Niederschläge unterschätzt worden. Um diesem Dilemma zu entgehen, wurden die ausgewählten Hochwasser in konvektive und advektive Ereignisse unterteilt und das Modell für beide Ereignischarakteristika getrennt kalibriert. Änderungen mussten dabei in erster Linie am Korrekturfaktor für die *Transmissivität* vorgenommen werden, der im Bodenspeicher des TOPMODEL die Aufnahmekapazität des Bodens sowie dessen Anschluss an das Grundwasser beeinflusst. Die Kalibrierung ist für jeweils zwei bzw. drei Ereignisse

erfolgt, die übrigen Ereignisse dienten zur Validierung der gewählten Parametersätze.

Tab. 5.1, S. 74 dokumentiert die durchweg hohe statistische Güte der Anpassung des Modells an die gemessenen Hochwasser.

5.1.1.2 Simulationsergebnisse

Wie *Abb. 5.1*, S. 75 zeigt, tragen die verschiedenen *Abflussbildungsmechanismen* bei konvektiven und advektiven Niederschlagsereignissen auf ganz unterschiedliche Weise zur Hochwasserentstehung bei. *Konvektive Niederschlagsereignisse* sind im Leingebiet vor allem auf die Sommermonate mit tendenziell geringerer Bodenfeuchte beschränkt und zeichnen sich durch hohe Niederschlagsintensitäten aus, welche die Entstehung von Direktabfluss aus *Infiltrationsüberschuss* und der *Überlastung von Kanalisationssystemen* begünstigen. Ergiebige *advektive Niederschlagsereignisse* mit geringer Niederschlagsintensität treten insbesondere in Spätherbst und Frühjahr auf. Charakteristisch für diese Zeiträume ist eine tendenziell hohe Bodenfeuchte, die zu einer verstärkten Beteiligung *unterirdischer Fließprozesse* an der Hochwasserentstehung beiträgt. Diese fördern die Entstehung von Sättigungsflächen und führen in der Folge zum vermehrten Auftreten von *Sättigungsflächenabfluss*.

Das Wissen um diese Zusammenhänge ist auch in die Modellkalibrierung eingeflossen. Die simulierten Abflusskomponenten sind dementsprechend teilweise das Produkt dieses *subjektiv*

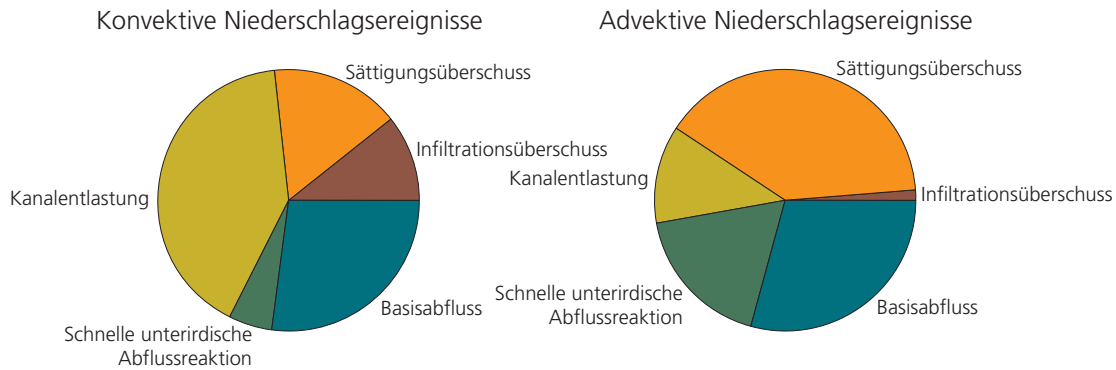


Abb. 5.1 Vom erweiterten hydrologischen Modell WaSiM-ETH simulierte Abflusskomponenten für das Einzugsgebiet der Lein als gemittelte Reaktion auf fünf konvektive und sechs advektive Niederschlagsereignisse mit Jährlichkeiten zwischen zwei und acht Jahren

in die Kalibrierung eingebrachten Expertenwissens. Dies schränkt die Aussagekraft der Modellergebnisse insofern ein, als dass sich die simulierte *Aufteilung* der Abflusskomponenten nicht an gemessenen Daten überprüfen lässt. Von großem Vorteil ist jedoch, dass die Modellstruktur es erlaubt, in anderen Gebieten experimentell gewon-

nene Erkenntnisse über die Wechselwirkung der verschiedenen Abflussbildungsmechanismen in die Simulationen einfließen zu lassen.

In *Abb. 5.2*, S. 75 ist beispielhaft für ein konvektives und ein advektives Niederschlagsereignis die Simulation zweier im Leingebiet aufgetretener Hochwasser dargestellt.

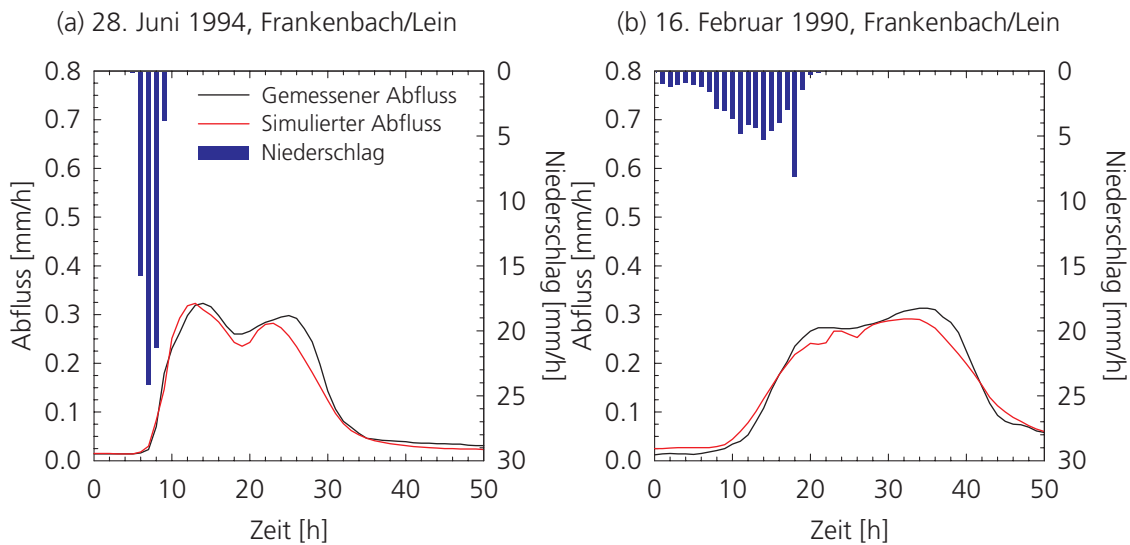


Abb. 5.2 Simulation von Hochwassern im Einzugsgebiet der Lein am Beispiel (a) eines konvektiven und (b) eines advektiven Niederschlagsereignisses mit einer Jährlichkeit von etwa zwei Jahren

Diese Darstellung dient als Referenz für die nachfolgenden hydrologischen Simulationen verschiedener Landnutzungsszenarien, die ebenfalls für diese beiden Ereignisse graphisch aufbereitet wurden.

Ein auffälliges Merkmal des sommerlichen Hochwasserereignisses vom Juni 1994 ist dessen Zweigipfligkeit, die anhand des in *Abb. 5.2*, S. 75 zusätzlich zur Ganglinie dargestellten Gebietsniederschlags nicht zu erklären ist. Die starke zeitli-

che Spreizung der Hochwasserganglinie rührt von der länglichen Gestalt des Einzugsgebietes her (siehe z.B. *Karte 3.3*, S. 30). Die deutliche Trennung in zwei Hochwasserscheitel ist jedoch eine Folge der ungleichmäßigen Überregnung des Gebietes mit Niederschlagsmaximum im oberen Gebietsteil sowie der Heterogenität der Gebietseigenschaften. Der untere Einzugsgebietsteil reagiert aufgrund der *Versiegelung* sehr rasch auf Niederschläge. Zu intensiver Abflussbildung neigt außerdem der *Festgesteinsbereich* im vorwiegend bewaldeten äußersten Südwesten des Gebiets.

Die *Jährlichkeit* der beiden *Hochwasserereignisse* ist mit etwa zwei Jahren Wiederkehrintervall eher klein. Dies gilt jedoch nicht für die zugehörigen *Niederschläge*, deren *Jährlichkeit* anhand des KOSTRA-Atlanten des Deutschen Wetterdienstes (BARTELS et al., 1997) ermittelt wurden. Der KOSTRA-Atlas enthält regionalisierte Punktniederschläge verschiedener Dauern und *Jährlichkeiten*, die bezogen auf Rasterflächen von 71,5 km² Größe angegeben werden.

Danach handelt es sich bei dem Gewitterregen vom 28. Juni 1994 (*Abb. 5.2*, S. 75) mit rund 81 mm Niederschlag, die an einer der Messstationen innerhalb von vier Stunden aufgezeichnet wurden, um ein mehr als 100-jährliches Niederschlagsereignis. Der KOSTRA-Atlas weist während des Sommerhalbjahres für ein 100-jährliches Ereignis von vier Stunden Dauer im Bereich des Leingebiets 62 mm *regionalisierten Punktniederschlag* aus. Mit 65 mm liegt jedoch sogar der von WASIM-ETH interpolierte *Gebietsniederschlag* über diesem *Punktwert*.

Das advektive Niederschlagsereignis, welches der unmittelbare Auslöser für das etwa zweijährliche Hochwasser am 16. Februar 1990 war (*Abb. 5.2*, S. 75), entspricht an der Station mit den höchsten gemessenen Niederschlägen ebenfalls nicht etwa einem zweijährlichen, sondern mit 58 mm in 20 Stunden während des Winterhalbjahres ungefähr einem 30-jährlichen Niederschlagsereignis.

Dem in *Tab. 5.1*, S. 74 aufgeführten ungefähr achtjährlichen Hochwasserereignis mit Scheitel am 20. Dezember 1993 ging sogar ein ca.

70-jährlicher Niederschlag von etwa 30 Stunden Dauer voraus.

Diese drei Beispiele belegen, wie wenig die *Jährlichkeiten* von Niederschlägen und Hochwassern über die *Genese* von Hochwassern aussagen.

Der Gewitterregen vom 28. Juni 1994 ist ein extremes Beispiel für den Unterschied zwischen Niederschlagsjährlichkeit und Hochwasserjährlichkeit. In diesem Fall haben die trockene früh-sommerliche *Witterung* vor dem Ereignis und die bereits gut entwickelte Vegetation dafür gesorgt, dass die Böden im Gebiet aufnahmefähig für Niederschlag waren.

Auch während des advektiven Hochwasserereignisses vom 16. Februar 1990 war eine Kombination aus geringen Niederschlägen im Vorfeld und dem guten *Speichervermögen* des Gebietes dafür verantwortlich, dass aus dem ergiebigen auslösenden Niederschlag kein größeres Hochwasser wurde.

An der Lein haben in der Vergangenheit vor allem *langanhaltende advektive Niederschläge* mit *hoher Vorfeuchte* zu *extremen* Hochwassern geführt. Dementsprechend ist auch die *Hochwasserstatistik* im Bereich größerer *Jährlichkeiten* von solchen advektiven Ereignissen und nicht von intensiven konvektiven Starkregen geprägt.

Die Diskrepanzen zwischen Niederschlags- und Hochwasserjährlichkeit ergeben sich dementsprechend vor allem aus vier Faktoren:

- (1) Der *Witterungsverlauf* vor dem Niederschlagsereignis, das dem Hochwasser unmittelbar vorausgeht, ist von entscheidender Bedeutung für die Hochwasserentstehung.
- (2) Die *physiographischen Eigenschaften* bestimmen maßgeblich, welche Typen von Niederschlägen in einem Gebiet zu großen Hochwassern führen können.
- (3) Nicht nur hohe *Punktwerte* des Niederschlages sind für die Hochwasserentstehung wichtig, sondern eine *großflächige Überregnung* weiter Teile des Einzugsgebietes.
- (4) Alle bisher genannten Faktoren sind außerdem abhängig von der *Einzugsgebietsgröße*.

5.1.2 Körsch

5.1.2.1 Vorgehensweise

Im Vergleich zur Lein ist die Datenlage in Bezug auf tägliche Niederschlagsdaten für das Körschgebiet schlecht. Dies gilt um so mehr für zeitlich hochauflösende Niederschlagsdaten. Lediglich zwei Niederschlagsstationen befinden sich im Gebiet selbst. Dementsprechend wurden für die hydrologische Modellierung etliche angrenzende Stationen hinzugezogen, unter denen sich auch

mehrere Stationen mit hoher zeitlicher Auflösung befinden. Dieses Manko wirkt sich insbesondere auf die Modellierung räumlich sehr heterogener und meist eng begrenzter konvektiver Niederschlagsereignisse aus, was sich an der im Vergleich zur Lein geringen Güte der hydrologischen Simulationen für derartige Ereignisse ablesen lässt (siehe *Tab. 5.2*, S. 77). Desweiteren zeigen sich bei der Modellierung des stark verstädterten Körschgebietes die Grenzen einer vereinfachten Repräsentation versiegelter Bereiche mit Anschluss an die Kanalisation. Dies wirkt sich eben-

Tab. 5.2 Güte der hydrologischen Simulationen für das Körschgebiet berechnet als Efficiency beziehungsweise logarithmierte Efficiency nach Nash & Sutcliffe (1970)

Konvektive Ereignisse			Advektive Ereignisse		
Zeitpunkt	Efficiency	Ig-Efficiency	Zeitpunkt	Efficiency	Ig-Efficiency
1983, August	0,66	0,68	1982, Dezember	0,88	0,79
1985, Juli	0,59	0,74	1983, Mai	0,71	0,80
1986, April	0,74	0,87	1988, März	0,72	0,86
1992, Juli	0,96	0,83	1990, Februar	0,92	0,79
1995, Juli	0,64	0,83	1993, Dezember	0,92	0,90
—	—	—	1994, April	0,91	0,84
Mittelwert	0,72	0,79	Mittelwert	0,84	0,83

falls insbesondere auf die Simulation konvektiver Ereignisse mit ihrer hohen zeitlichen und räumlichen Dynamik und Heterogenität aus.

Neben den in *Tab. 5.2*, S. 77 dokumentierten Ereignissen wurden noch verschiedene andere im Sommerhalbjahr aufgetretene Ereignisse modelliert, deren Niederschlagsgeschehen sich anhand der Daten nicht eindeutig einem bestimmten Witterungstyp zuordnen ließ. Wie beim Leingebiet wurde das hydrologische Modell getrennt für konvektive und advektive Ereignisse kalibriert, wobei jeweils für alle simulierten konvektiven bzw. advektiven Ereignisse dieselben Parametersätze Verwendung fanden.

5.1.2.2 Simulationsergebnisse

Im betrachteten Zeitraum von 1980 bis 1996 sind an der Körsch keine bedeutenden Hochwasser aufgetreten. Dementsprechend decken die simu-

lierten Ereignisse auch nur ein kleines Spektrum möglicher Hochwasser ab.

Ein Vergleich der Abflusskomponenten, wie sie für verschiedene konvektive und advektive Ereignisse simuliert wurden (*Abb. 5.3*, S. 78), bestätigt die Zusammenhänge, die bereits für die Abflussbildung im Einzugsgebiet der Lein genannt wurden. *Infiltrationsüberschuss* entsteht fast ausschließlich während konvektiver Ereignisse, eine *Überlastung des Kanalnetzes* tritt ebenfalls insbesondere während Ereignissen mit hohen Niederschlagsintensitäten auf.

Aufgrund der tendenziell größeren hydraulischen Leitfähigkeit der Böden sowie geringerer Niederschlagsintensitäten während der beobachteten konvektiven Niederschlagsereignisse ist der simulierte Anteil dieser Prozesse am Hochwasservolumen jedoch etwas geringer als im Leingebiet. Ein deutlicher Unterschied zwischen Lein und Körsch besteht in der Aufteilung der unterirdi-

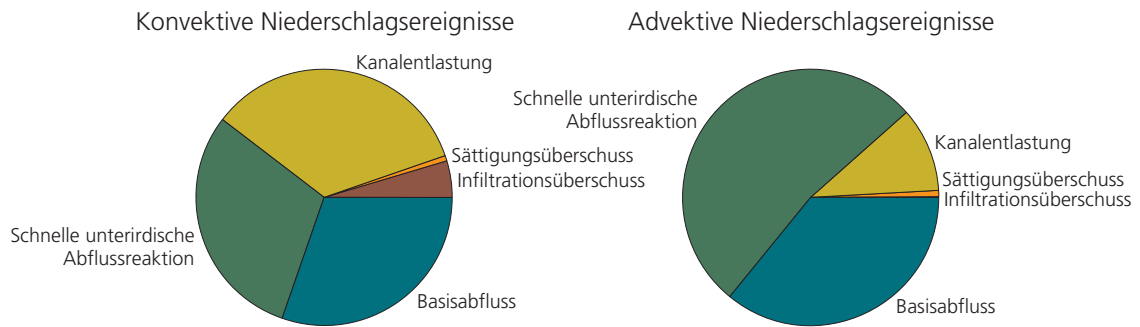


Abb. 5.3 Vom erweiterten hydrologischen Modell WaSiM-ETH simulierte Abflusskomponenten für das Einzugsgebiet der Körsch als gemittelte Reaktion auf fünf konvektive und sechs advektive Niederschlagsereignisse mit Jährlichkeiten zwischen einem und vier Jahren

schen Abflusskomponenten sowie im Auftreten von Sättigungsüberschuss, welcher eng an die unterirdische Abflussentstehung gekoppelt ist. Die Aufteilung der unterirdischen Abflusskomponen-

ten durch das Modell wird jedoch stark von der zeitlichen Dynamik der Hochwasserreaktion bestimmt, was nicht zwingend Rückschlüsse auf die beteiligten Abflussbildungsprozesse zulässt.

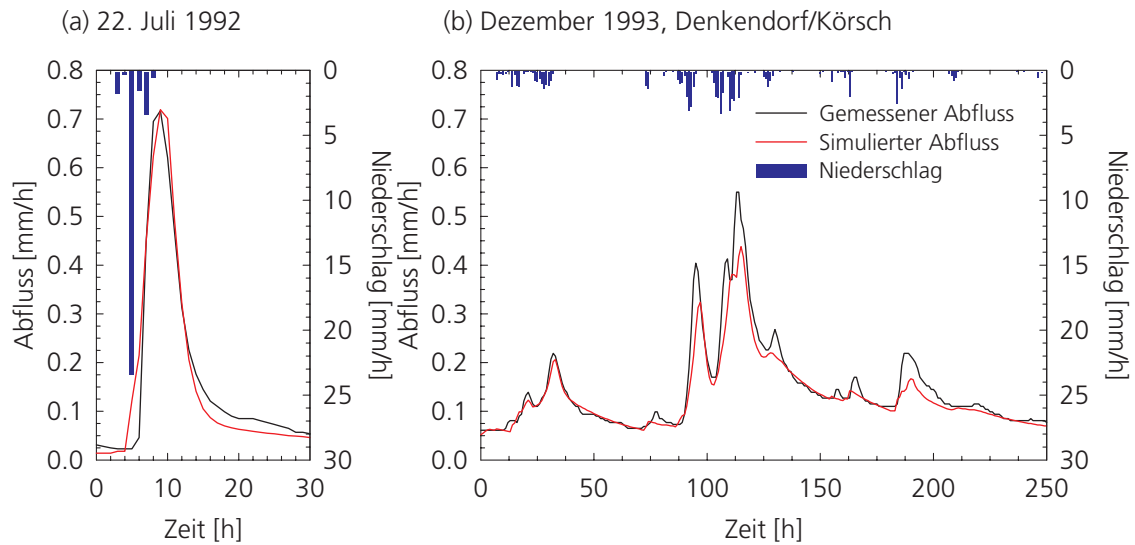


Abb. 5.4 Simulation von Hochwassern im Einzugsgebiet der Körsch am Beispiel (a) eines konvektiven und (b) eines advektiven Niederschlagsereignisses mit einer Jährlichkeit von einem bis zwei Jahren

Zur Illustration der Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf die Hochwasserentstehung im Körschgebiet wurden aus den simulierten Ereignissen zwei herausgegriffen, die einerseits vom Modell gut wiedergegeben werden und andererseits den grundsätzlichen Unterschied zwischen der Hochwasserentstehung infolge intensiver Gewitterregen sowie langanhaltender zyklonaler Niederschläge veranschaulichen (siehe

Abb. 5.4, S. 78). Wie aus Tab. 5.2, S. 77 hervorgeht, wurde insbesondere das sommerliche Starkregenereignis im Juli 1992 vom Modell deutlich besser nachvollzogen als die anderen konvektiven Ereignisse (siehe Kap. 5.1.2.1).

Anhand des KOSTRA-Atlanten wurden, wie in Kap. 5.1.2.2 bereits für das Leingebiet beschrieben, die *Niederschlagsjährlichkeiten* der ausge-

wählten Ereignisse bestimmt. Diese liegen im Körschgebiet aufgrund der starken Versiegelung und damit hoher Abflussbereitschaft wesentlich näher an den *Hochwasserjährlichkeiten* von einem bis zwei Jahren als an der Lenne.

Der sommerliche Starkregen vom 22. Juli 1995 entspricht mit 29 mm in einer Stunde an einer der Stationen im Gebiet dem KOSTRA-Atlanten zufolge einem etwa fünfjährlichen Niederschlag.

Ebenfalls ein ungefähr fünfjähriger Niederschlag hat mit 36 mm in 24 Stunden im Körschgebiet zu dem Hochwasser am 21. Dezember 1993 beigetragen.

Dem Hochwasser vom 16. Februar 1990 (Tab. 5.2, S. 77) ging ein etwa 20-jährlicher Niederschlag (51 mm in 24 Stunden) voraus. Dennoch resultierte hieraus nur ein ein- bis zweijährliches Hochwasserereignis. Wie im Leingebiet ist dies auf geringe Niederschläge im Vorfeld zurückzuführen (siehe Kap. 5.1.1.2).

Daneben deuten die Niederschlagsjährlichkeiten im Körschgebiet darauf hin, dass das Ausbleiben extremer Hochwasser während des betrachteten Zeitraums auch auf ausbleibende Extremniederschläge zurückzuführen ist.

5.1.3 Lenne

5.1.3.1 Vorgehensweise

Das Niederschlagsgeschehen im Einzugsgebiet der Lenne ist gut durch tägliche Niederschlagsda-

ten dokumentiert. Stündliche Daten liegen jedoch in digitaler Form nur an einer Station und für einen kurzen Zeitraum vor. Dennoch wurden die Simulationen für das Lenne-Gebiet im Stundenzeitschritt durchgeführt, um eine Vergleichbarkeit mit den Simulationsergebnissen für die anderen beiden Einzugsgebiete zu gewährleisten. Intensive sommerliche Starkniederschläge, die wegen ihrer starken Abflussbildungsdynamik zeitlich hochaufgelöste Niederschläge erfordern, sind an der Lenne dahingegen von untergeordneter Bedeutung. Hierfür wurden die täglichen Daten zeitlich disaggregiert (siehe Kap. 4.5). In dem Zeitraum, für den stündliche Daten vorlagen, geschah dies anhand der zeitlichen Verteilung dieser stündlichen Daten. Im restlichen Zeitraum wurde mangels besserer Information eine einfache dreieckige Verteilung der Niederschläge über den Tag hinweg angenommen. Die Ableitung des Maximums dieser Dreiecksverteilung erfolgte ebenfalls anhand der stündlichen Daten. Ein solches Vorgehen erscheint insofern zulässig, als dass die Hochwasserereignisse im betrachteten Zeitraum ausnahmslos die Folge langanhaltender advektiver Regenfälle mit tendenziell kleinen Niederschlagsintensitäten waren. Von Schneeschmelzprozessen dominierte Hochwasserereignisse wurden von den Berechnungen ausgeschlossen, da bei Vorhandensein einer mächtigen Schneedecke Aussagen über den Einfluss der Landnutzung auf die Infiltrationsbedingungen kaum möglich sind.

Tab. 5.3 Güte der hydrologischen Simulationen für das Lennegebiet berechnet als Efficiency beziehungsweise logarithmierte Efficiency nach Nash & Sutcliffe (1970)

Zeitpunkt	Efficiency	lg-Efficiency
1988, Dezember	0,84	0,93
1990, Februar	0,64	0,82
1990, Dezember	0,79	0,82
1991, Dezember	0,75	0,81
1993, Januar	0,84	0,82
1993, Dezember	0,78	0,90
1994, März	0,79	0,88
Mittelwert	0,78	0,85

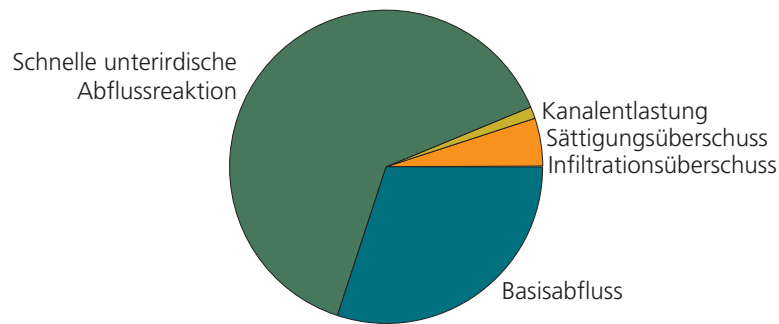


Abb. 5.5 Vom erweiterten hydrologischen Modell WaSiM-ETH simulierte Abflusskomponenten für das Einzugsgebiet der Lenne als gemittelte Reaktion auf sieben advektive Niederschlagsereignisse mit Jährlichkeiten zwischen zwei und acht Jahren

Wie Tab. 5.3, S. 79 zeigt, spiegelt sich die im Vergleich zur Lein schlechtere Datenlage auch in einer geringeren Güte der Hochwassersimulationen wider. Die Niedrigwasserabflüsse werden der logarithmierten Efficiency zufolge vom Modell vergleichsweise gut wiedergegeben.

5.1.3.2 Simulationsergebnisse

Die innerhalb des Simulationszeitraums aufgetretenen mehrjährigen Hochwasser im Einzugsgebiet der Lenne sind ausnahmslos auf langanhaltende advektive Niederschlagsereignisse mit ho-

her Vorfeuchte zurückzuführen – teilweise verbunden mit Schneeschmelze. Aufgrund der tendenziell geringen Niederschlagsintensitäten während solcher Ereignisse treten dabei die Infiltrationseigenschaften gegenüber den Eigenschaften des Untergrundes in den Hintergrund. Abb. 5.5, S. 80 veranschaulicht, dass dieser Zusammenhang vom hydrologischen Modell gut wiedergegeben wird.

Da die Morphologie des Lennegebietes von einer Kombination aus geringdurchlässigem Tongestein, meist deutlich durchlässigerem periglazialen Hangschutt und geringmächtigen Bö-

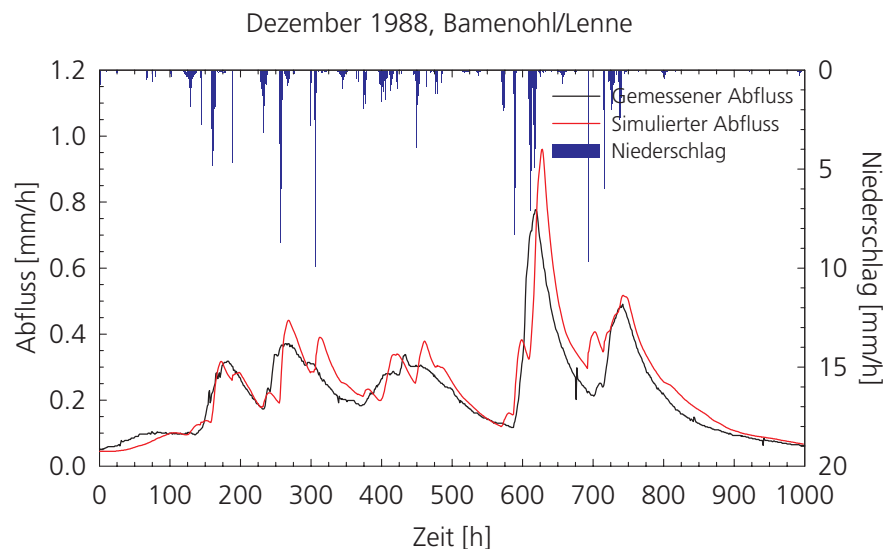


Abb. 5.6 Simulation von Hochwassern im Einzugsgebiet der Lenne am Beispiel eines advektiven Niederschlagsereignisses mit einer Jährlichkeit von etwa zwei Jahren

den bestimmt wird, dominieren rasche unterirdische Abflussreaktionen (siehe *Kap. 3.4.2*). Infiltrationüberschuss hingegen spielt den Simulationen zufolge aufgrund der guten Durchlässigkeit der Böden und den geringen Niederschlagsintensitäten während der betrachteten Ereignisse nahezu keine Rolle. Dementsprechend gering ist auch der Einfluss der Landoberfläche auf die Abflussbildung.

In *Abb. 5.6*, S. 80 ist beispielhaft die Simulation eines im Dezember 1988 an der Lenne aufgetretenen Hochwassers dargestellt. Ergiebige Niederschläge im Vorfeld des Hochwasserereignisses sorgten für eine sehr hohe Vorfeuchte im Gebiet, was eine starke Reaktion des Einzugsgebietes auf die neuerlichen Niederschläge um den 20. Dezember herum (nach etwa 650 Stunden) begünstigte. Dies erklärt auch den hohen Abflussbeiwert für dieses Ereignis von 0,63 (vgl. *Tab. 3.5*, S. 43). Dieses typische ›Weihnachts-hochwasser‹ war nur zu einem geringen Maß durch Schneeschmelze in den höheren Lagen des Gebietes beeinflusst.

Auch für das Lennegebiet wurden mit Hilfe des KOSTRA-Atlanten des Deutschen Wetterdienstes (Erläuterung siehe *Kap. 5.1.1.2*) die *Jährlichkei-*

ten einiger Niederschlagsereignisse ermittelt, die im betrachteten Zeitraum zu Hochwassern führten.

Am Niederschlag vom 20. Dezember 1988 (siehe *Abb. 5.6*, S. 80) zeigt sich, dass ein extremes Hochwasser an die *Überregnung weiter Teile* des Einzugsgebietes gebunden ist. Am höchsten Punkt des Gebiets, dem Kahlen Asten, wurden innerhalb von 24 Stunden 97 mm Niederschlag gemessen, was im Winterhalbjahr ein mehr als 100-jährliches Ereignis (entspricht 78 mm) darstellt. Im übrigen Gebiet wurden jedoch in derselben Zeitspanne nur zwischen 20 und 50 mm registriert, weswegen das zugehörige Hochwasser auch nur als etwa zweijährliches eingestuft wird.

Wie wenig der Niederschlag unmittelbar vor dem Hochwasserscheitel über dessen *Entstehungsgeschichte* aussagt, zeigt das Ereignis vom 31. Dezember 1993 (siehe *Tab. 5.3*, S. 79). Im Zusammenhang mit diesem Hochwasser wurden an einer Station 48 mm Niederschlag in 20 Stunden gemessen, was einem ungefähr 10-jährlichen Ereignis entspricht. Dass daraus auch ein Hochwasser in ähnlicher Größenordnung wurde, liegt jedoch vor allem daran, dass im Dezember 1993 insgesamt fast 400 mm Niederschlag auf das Lennegebiet fielen.

5.2 EXEMPLARISCHE SENSITIVITÄTSSTUDIEN

5.2.1 Versiegelung

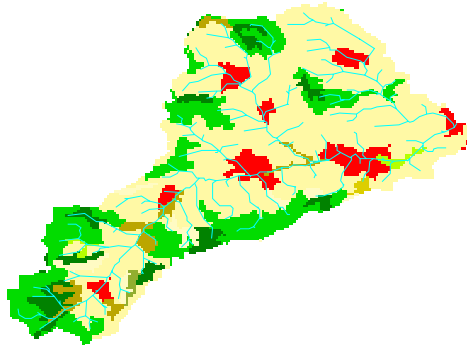
In der öffentlichen Diskussion wird häufig die steigende Versiegelung als eine der Hauptursachen für die Zunahme der Hochwasserentstehung genannt. Um den Einfluss von *Größe* und *Lage* versiegelter Flächen innerhalb eines Einzugsgebietes abschätzen zu können, muss geprüft werden, inwieweit sich diese Abhängigkeiten überhaupt mit dem hydrologischen Modell darstellen lassen. Als Eignungstest für das hydrologische Modell bieten sich Sensitivitätsszenarien an, welche die Extreme ausloten und Lageabhängigkeiten untersuchen. Zu diesem Zweck wurden von FRITSCH (in BRONSTERT et al., 2001) sechs Besiedlungsszenarien für das Leingebiet entworfen (*Karte 5.1*, S. 82). Bei diesen Szenarien

wird zur Vereinfachung nicht zwischen Industriegebieten und Siedlung unterschieden, um den Einfluss der Bebauung leichter interpretierbar zu machen.

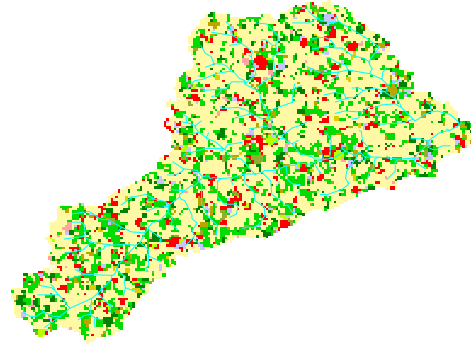
5.2.1.1 Szenarien

Als Referenz für die einzelnen in *Karte 5.1*, S. 82 dargestellten Szenarien dient der Ist-Zustand (a). Ein Szenario ohne Besiedlung (keine Kartendarstellung) gibt quantitativen Aufschluss über den Versiegelungseinfluss im Untersuchungsgebiet insgesamt. Ein entgegengesetztes Extremszenario (c) nimmt eine Verstädterung von über 25% der Fläche an. Dieser Verstädterungsgrad entspricht dem der Körsch und kann so für einen Vergleich der beiden Gebiete herangezogen werden.

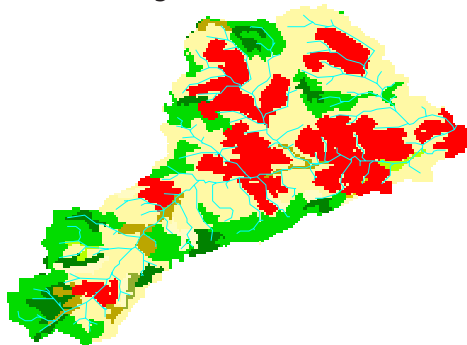
(a) Ist-Zustand



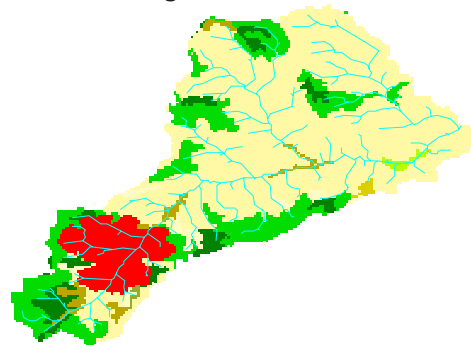
(b) Besiedlung zufällig verteilt



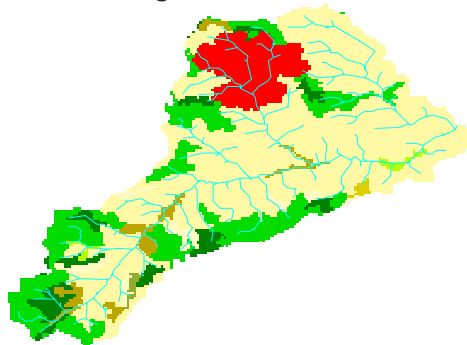
(c) Besiedlung auf 25% der Fläche



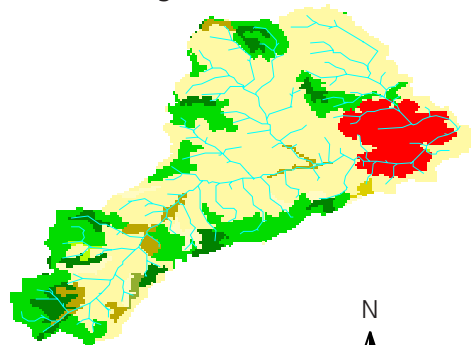
(d) Besiedlung im oberen Gebietsteil



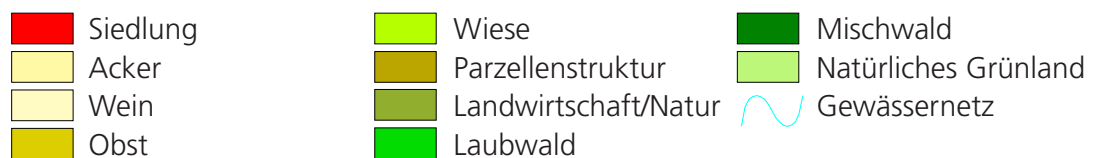
(e) Besiedlung im Bereich des Massenbachs



(f) Besiedlung im unteren Gebietsteil



Landnutzung



Karte 5.1 Sensitivitätsszenarien für die Bewertung des Siedlungseinflusses im Einzugsgebiet der Lein

Die Szenarien (d), (e) und (f) stellen als didaktische Szenarien den Einfluss der Lage einer fiktiven Siedlung im Untersuchungsgebiet dar. Dies

wird ergänzt durch Szenario (b), das eine annähernde Gleichverteilung der Landnutzungen im Gebiet zugrunde legt. Die Modellierungsergeb-

nisse in Kap. 5.2.1.3 zeigen, inwieweit Lageeffekte für die Simulation der Hochwasserentstehung eine Rolle spielen.

5.2.1.2 Hydrologischer Einfluss der Ausdehnung von Siedlungsflächen

Abb. 5.7, S. 83 zeigt die hydrologischen Auswirkungen extremer Besiedlung, fehlender Besied-

lung sowie der Besiedlung im Jahr 1844 im Vergleich zur Simulation des Ist-Zustandes. Der Versiegelungsgrad von Siedlungspixeln und deren Zustand der Kanalisation sind für alle Simulationen identisch, wurden also für den Zustand im Jahr 1844 nur flächenmäßig an die historischen Verhältnisse angepasst.

Die Simulationen zeigen zum einen die merkliche Verschärfung von Hochwasserereignissen

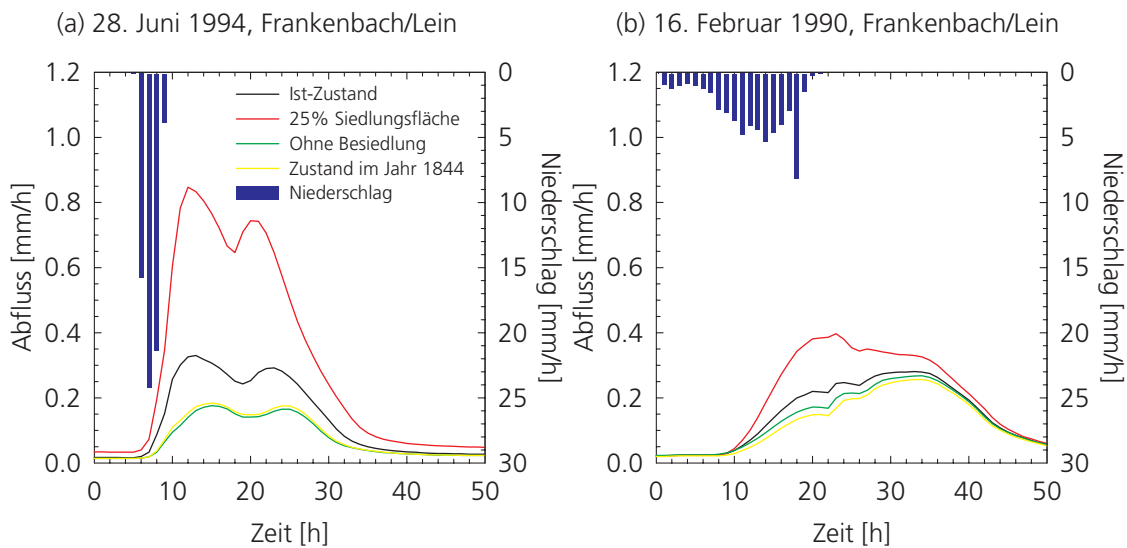


Abb. 5.7 Simulation der hydrologischen Auswirkung verschiedener Besiedlungsanteile im Einzugsgebiet der Lein beispielhaft für (a) ein konvektives und (b) ein advektives Niederschlagsereignis; Anteil der Siedlungsflächen am Einzugsgebiet 0,8% im Jahr 1844 und 7,4% (incl. Industrie) im Ist-Zustand

bei einer Zunahme der Siedlungsfläche gegenüber dem fiktiven Zustand ohne Besiedlung. Zum anderen wir aber auch deutlich, dass diese Hochwasserverschärfung für sommerliche Starkregenereignisse hoher Intensität wesentlich ausgeprägter ist als für langanhaltende winterliche Niederschlagsereignisse mit geringer Niederschlagsintensität und hoher Vorfeuchte. Diese bekannten Zusammenhänge werden vom Modell plausibel wiedergegeben.

Der Einfluss von Siedlungsflächen auf die Hochwasserentstehung beschränkt sich aber nicht auf die tendenzielle Erhöhung von Abflussmaximum und Abflussvolumen, sondern drückt sich auch in einer Verschiebung des Anteils der verschiedenen Abflussbildungsmechanismen an der Hochwasserentstehung aus. Abb. 5.8, S. 84

zeigt diese Veränderung anhand von Mittelwerten – wiederum getrennt für konvektive und advektive Ereignisse. Gemeinsam ist beiden Ereignistypen eine Zunahme der *Direktabflusskomponente* zuungunsten der *unterirdischen Abflusskomponenten*, womit langfristig auch eine Verringerung der Grundwasserneubildung einhergeht. Die Gründe für die Zunahme von Direktabfluss liegen einerseits im Anwachsen der an die Kanalisation angeschlossenen Fläche und damit verstärkter *Mischwasserentlastung* in den Vorfluter. Andererseits führen die innerhalb von Siedlungsbereichen häufig verdichteten Böden zu verstärktem *Infiltrationsüberschuss*. Außerdem zeigt sich, wie sehr die Entstehung von Sättigungsflächen und *Sättigungsoberflächenabfluss* an das Vorhandensein *lateralen unterirdischen Abflusskomponen-*

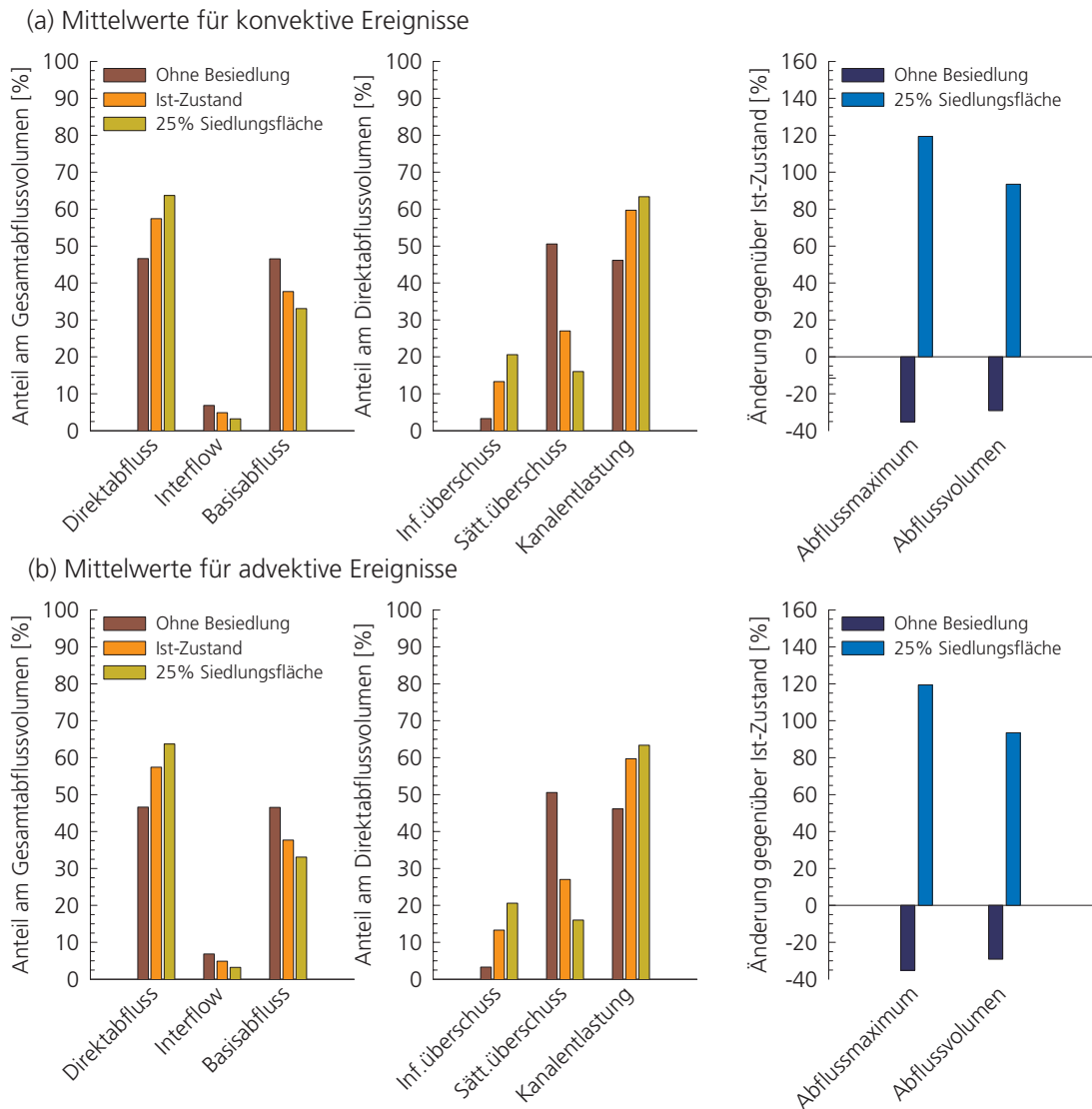


Abb. 5.8 Simulierte Auswirkung verschiedener Besiedlungsanteile auf die Anteile der Abflusskomponenten im Einzugsgebiet der Lein an der Hochwasserentstehung für (a) fünf konvektive und (b) sechs advektive Niederschlagsereignisse mit Jährlichkeiten zwischen zwei und acht Jahren

ten gekoppelt ist, da Siedlungsflächen hier ebenfalls einen Rückgang bewirken.

Bedingt durch die *beschleunigte Abflusskonzentration* im Bereich von Siedlungsflächen verschärft sich – ebenfalls für beide Ereignistypen – das Abflussmaximum stärker als das Hochwasservolumen. Diese Verschärfung ist auch im Mittel für konvektive Ereignisse erheblich stärker als für advektive Ereignisse.

Ein anderer wichtiger Zusammenhang ergibt sich aus der Gegenüberstellung der betrachteten

advektiven Ereignisse. Werden die Ereignisse – wie in *Tab. 5.4*, S. 85 dargestellt – nach den Auswirkungen der Siedlungszunahme auf den Abfluss sortiert, so zeigt sich für die zur Verfügung stehenden Ereignisse unterhalb einer Jährlichkeit von zehn Jahren:

- (1) Es besteht eine starke Korrelation zwischen den Auswirkungen und der *Ereignisdauer* sowie dem *Basisabflussanteil* des Hochwassers. Sowohl die Dauer als auch der Basisabflussan-

Tab. 5.4 Erhöhung von Hochwasservolumen und Abflussmaximum für die sechs ausgewählten advektiven Ereignisse bei Zunahme der Siedlungsfläche auf 25% der Einzugsgebietsfläche (sortiert nach der Stärke der Abflussverschärfung) und deren Zusammenhang zu Basisabflussanteil, Dauer und Wiederkehrintervall

Jahr, Monat	Erhöhung gegenüber dem Ist-Zustand		Simulierter Basisabflussanteil am Volumen [%]	Dauer [h]	Jährlichkeit ca. [a]
	Maximum [%]	Volumen [%]			
1990, Februar	41	26	18	150	2
1993, Dezember	38	20	17	250	8
1997, Februar	27	19	18	150	7
1982, Dezember	18	12	26	225	3
1983, Mai	8	8	38	300	4
1988, März	3	0,9	50	650	3
Mittelwert	23	14	28	290	4,5

teil sind indirekte Indikatoren für eine ausgedehnte Periode ergiebiger Niederschläge mit der Folge eines hohen Sättigungsgrades im Einzugsgebiet.

- (2) Es existiert nahezu kein Zusammenhang zwischen den Auswirkungen und der Größe des *Abflussmaximums* bzw. der *Ereignisjährlichkeit*.

Letzteres zeigt sich beispielsweise beim Vergleich der beiden Ereignisse von 1988 und 1990. Das Ereignis vom Februar 1990 unterscheidet sich mit $10,0 \text{ m}^3/\text{s}$ im Abflussscheitel nur unwesentlich von dem im Frühjahr 1988 mit $10,2 \text{ m}^3/\text{s}$. Der simulierte *Einfluss der Landnutzung* (in diesem Fall der Siedlungszunahme) ist jedoch in einen Fall deutlich ausgeprägt und im anderen Fall verschwindend gering. Dies ist auf den unterschiedlichen Sättigungsgrad des Einzugsgebietes zurückzuführen, der sich sowohl aus der *Vorgeschichte* als auch aus den *Niederschlagscharakteristika* des Ereignisses selbst ergibt.

5.2.1.3 Hydrologischer Einfluss der Lage von Siedlungsflächen

Abb. 5.9, S. 86 illustriert den Einfluss der *Lage* von Siedlungsflächen im Gebiet sowohl auf den zeitlichen Verlauf eines Hochwasserereignisses als

auch auf die Abflussbildung. Die tatsächliche räumliche Verteilung der Siedlungsflächen (Ist-Zustand plus 20% Siedlungsfläche) ist dabei einer Konzentration der Siedlungsfläche im oberen Teil des Gebietes, in der Mitte des Gebiets sowie unten am Gebietsauslass gegenübergestellt (siehe Szenarien d, e und f in *Karte 5.1*, S. 82). Zum Vergleich zeigt *Abb. 5.10*, S. 86, wie sich den Simulationen zufolge eine annähernde Gleichverteilung der Siedlungen im Gebiet auf die Hochwassersituation auswirken würde.

Aufgrund der kurzen Dauer und hohen Intensität des ausgewählten konvektiven Ereignisses ist der Zusammenhang zwischen veränderter Siedlungsverteilung und dem Hochwasserverlauf auch hier wieder deutlicher ausgeprägt als für das advektive Ereignis. Neben einer zeitlichen Verlagerung und Verschärfung der Hochwasserspitze führt eine Konzentration der Siedlungsfläche im oberen Teil des Einzugsgebietes aber auch zu einer Zunahme des Abflussvolumens, wohingegen sich das Abflussvolumen bei einer Konzentration der Siedlungsflächen im mittleren oder unteren Teil kaum ändert. Dies hängt zum einen damit zusammen, dass sich das Zentrum des Gewitterniederschlags beim ausgewählten Ereignis im oberen Teilgebiet befand. Zum anderen werden durch eine fiktive Besiedlung im oberen Teilgebiet tendenziell durchlässigere Böden versiegelt

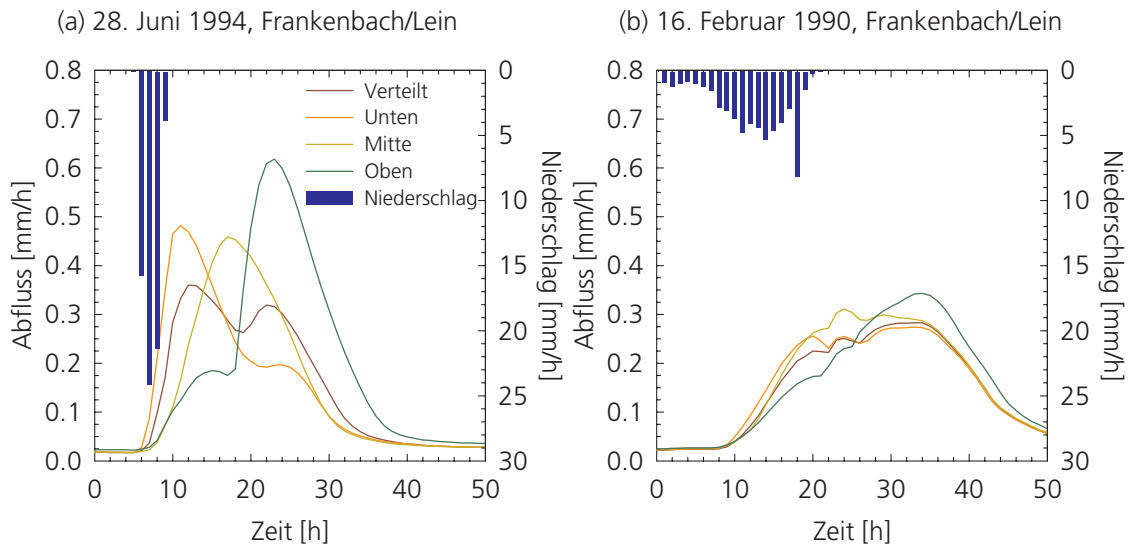


Abb. 5.9 Simulation der Auswirkungen verschiedener räumlicher Verteilungen der Siedlungsflächen im Leingebiet beispielhaft für (a) ein konvektives und (b) ein advektives Niederschlagsereignis; Anteil der Siedlungsflächen am Einzugsgebiet in allen vier Szenarien ca. 9%

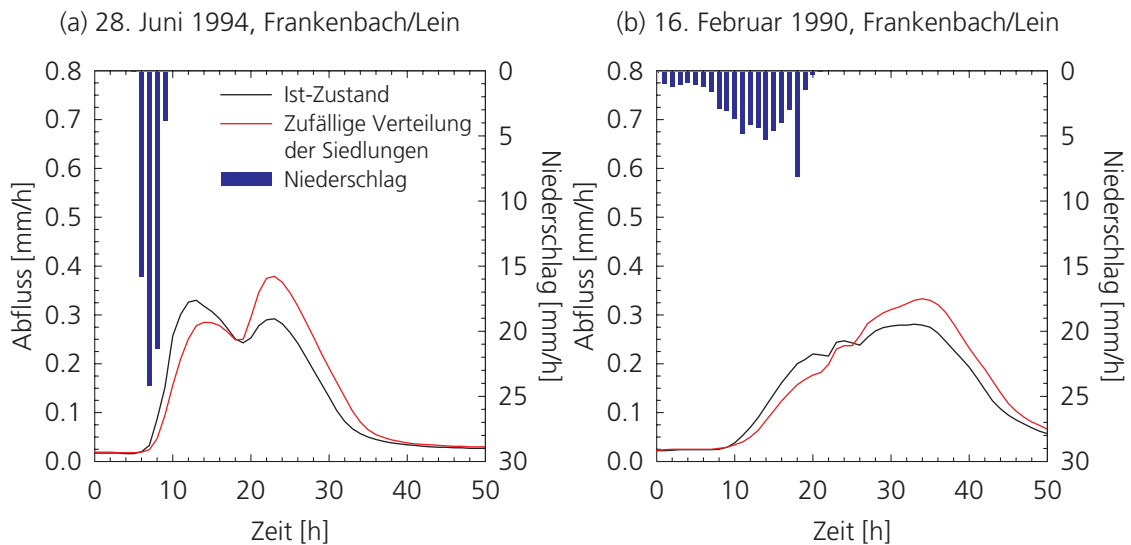


Abb. 5.10 Simulation der Auswirkungen einer annähernden Gleichverteilung der Siedlungsflächen im Leingebiet beispielhaft für (a) ein konvektives und (b) ein advektives Niederschlagsereignis; Anteil der Siedlungsflächen am Einzugsgebiet ca. 6,5%

als in den beiden anderen Fällen, so dass sich hier die negativen Auswirkungen der Versiegelung besonders stark bemerkbar machen. Dieser Zusammenhang zeigt sich auch bei einer annähernd gleichmäßigen Verteilung der Siedlungspixel über das Gebiet, weil dadurch im oberen Teil des Einzugsgebietes ebenfalls mehr Siedlungsfläche

entsteht als im Ist-Zustand (siehe Szenario (b) in Karte 5.1, S. 82).

5.2.2 Makroporendynamik

Die *Unsicherheit*, die der mathematischen Beschreibung von Makroporen aufgrund der hohen

Nichtlinearität der beteiligten Fließprozesse und mangelnder Daten zwangsläufig innewohnt, wurde bei der Dokumentation des Makroporenmoduls in Kap. 4.4.1 und dessen Parameterisierung in Kap. 4.4.6 diskutiert. Wie sich die Einbeziehung von Makroporen auf die Modellierung eines Einzugsgebietes auswirkt, wird im folgenden anhand des Leingebietes gezeigt.

Die in Kap. 4.4.7 beschriebene Sensitivitätsanalyse für die Modellerweiterungen hat ergeben, dass der Parameter, der die *Interaktion* zwischen Makroporen und Bodenmatrix steuert, oberhalb eines Mindestvolumens aktiver Makroporen das Modellergebnis wesentlich stärker beeinflusst als die Parameter, die das *Makroporenvolumen* im Boden festlegen. Um dies zu demonstrieren, wurde die Entleerungskonstante des Makroporenspeichers k_{SM} , die zusammen mit der Bodenfeuchte die Interaktion zwischen Makroporen und Bodenmatrix bestimmt, von dem durch Kalibrierung ermittelten Wert von 1,5 h einmal auf 0,5 h erniedrigt und einmal auf 3 h erhöht. Diese Variationsbreite ist willkürlich. Je kleiner der Wert für die Entleerungskonstante ist, desto schneller perkoliert das von den Makroporen aufgenommene Wasser in tiefere Bodenschichten, wo es bei *geringer Bodenfeuchte* aufgrund der Bodenverhältnisse in weiten Teilen des Leingebietes

nur noch zu einem sehr geringen Teil zum Hochwasser beiträgt. Bei hoher Bodenfeuchte hingegen dominiert das Sättigungsdefizit des Bodens die Geschwindigkeit der Abgabe von Wasser aus den Makroporen an die Bodenmatrix. Im Extremfall, das heißt bei gesättigten Verhältnissen, füllen sich die Makroporen aus dem Sättigungsüberschuss des umgebenden Feinbodens, worauf der Parameter k_{SM} keinen Einfluss hat. Deswegen ist der Einfluss der Interaktion zwischen Makroporen und Feinboden für das gezeigte advective Ereignis auch so gering, dass die gepunktet dargestellte Bandbreite sich mit bloßem Auge nicht von der eigentlichen Szenarioganglinie unterscheiden lässt. Erfreulicherweise ist dieser Zusammenhang kein Modellartefakt, sondern Ausdruck dessen, dass die starke Heterogenität innerhalb der Bodenzone mit zunehmender Bodenfeuchte ausgeglichen wird.

Noch deutlicher wird die Wirkungsweise des Makroporenmoduls, wenn das Modul ganz abgeschaltet und der Infiltrationsvorgang dementsprechend ausschließlich von den Eigenschaften der Bodenmatrix gesteuert wird:

Die Entstehung von Infiltrationsüberschuss wird überbewertet (Abb. 5.11, S. 87), was vor allem beim dargestellten konvektiven Ereignis wegen der hohen Niederschlagsintensitäten zu einer

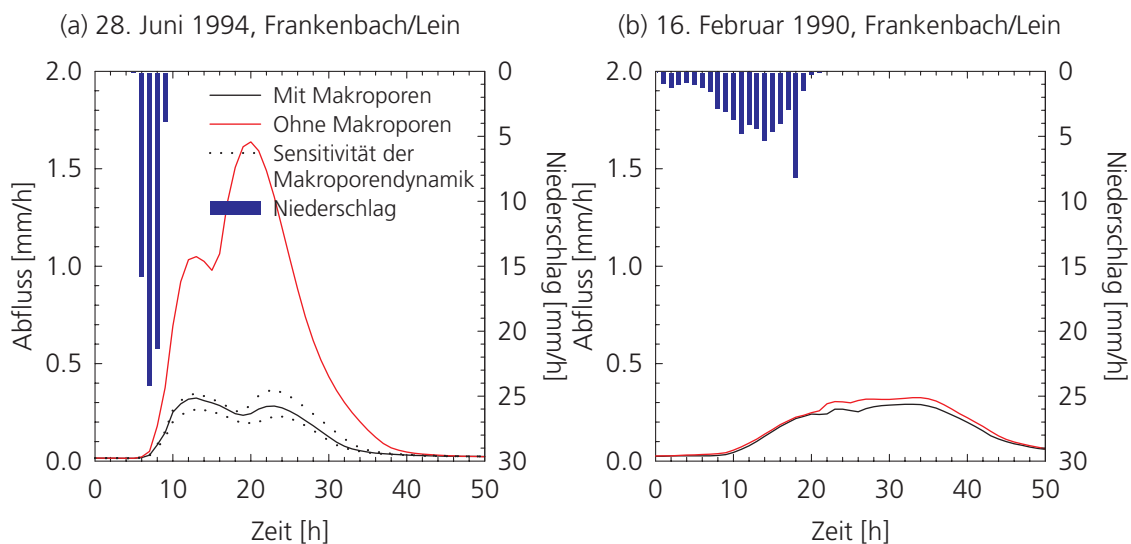


Abb. 5.11 Simulation des Einflusses der Makroporendynamik im Leingebiet beispielhaft für (a) ein konvektives und (b) ein advectives Niederschlagsereignis

extremen Überschätzung des Hochwassers führt. In Modellen, die Makroporen nicht berücksichtigen, wird dies durch willkürlich erhöhte hydraulische Leitfähigkeiten ausgeglichen. Wird, wie beim ausgewählten advektiven Ereignis, die Infiltrationskapazität der Matrix nur geringfügig überschritten, so ist der Einfluss des Makroporenmoduls wesentlich geringer.

5.2.3 Niederschlagsverteilung

Auf die entscheidende Bedeutung der Eigenschaften von Starkniederschlägen für die Hochwasserentstehung wurde bereits mehrfach hingewiesen. Hieraus ergibt sich, dass die Modellierung der Hochwasserentstehung eng an die Qualität der Niederschlagsdaten und ihre Verarbeitung durch das hydrologische Modell gekoppelt ist.

Zwei wichtige Aspekte der Bedeutung des Niederschlages für die Modellierung des Einflusses der Landnutzung sind folgende:

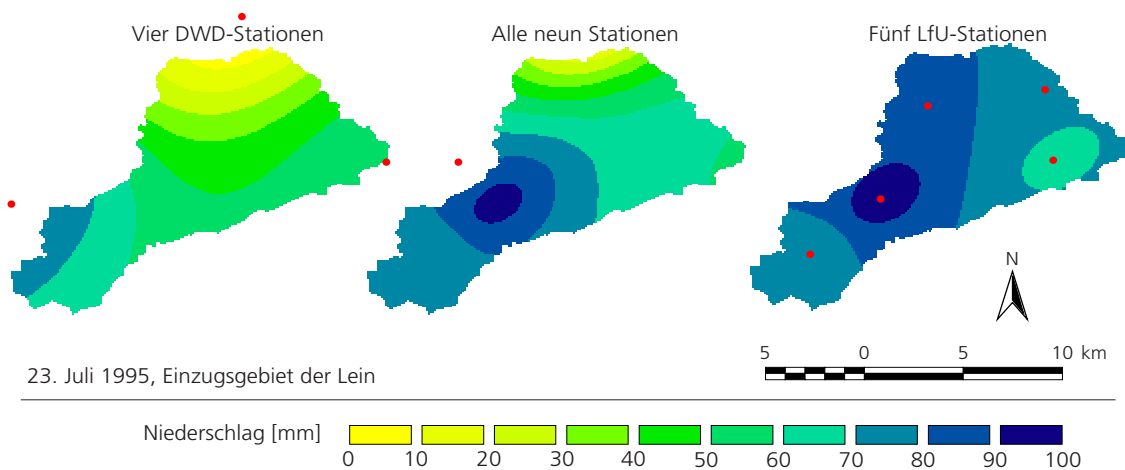
(1) Wie gut geben die Daten bzw. das hydrologische Modell die räumliche Verteilung der Niederschläge im Gebiet wieder?

(2) Welche zeitliche Auflösung der Niederschlagsdaten ist erforderlich, um die Prozessdynamik der Hochwasserentstehung mit einem hydrologischen Modell darstellen zu können?

Hierauf wird anhand von exemplarischen Modellrechnungen für das Leingebiet eingegangen. Die sehr gute Ausstattung des Gebietes mit Niederschlagsstationen wurde bereits in *Kap. 3.2.6.2* beschrieben. Auch die Aufbereitung der Niederschlagsdaten für das Einzugsgebiet der Lein wurde bereits erläutert (*Kap. 4.5*). Die Anordnung der Niederschlagsstationen im Leingebiet ist in *Karte 3.5*, S. 32 dargestellt.

5.2.3.1 Räumliche Verteilung

Die räumliche Verteilung des Niederschlages wird bei der Modellierung des Leingebietes mit Hilfe der Daten aller neun verfügbaren Niederschlagsstationen interpoliert. *Karte 5.2*, S. 88 zeigt beispielhaft, wie sehr sowohl die Wiedergabe von *Intensität* und *Volumen* eines Niederschlagsereignisses als auch dessen *räumliche Verteilung* von der Anzahl und Lage der Messstationen



Karte 5.2 Einfluss der Lage und Anzahl von Niederschlagsstationen auf die räumliche Interpolation des Niederschlages am Beispiel eines Starkregenereignisses im Einzugsgebiet der Lein

nen abhängen. Die fünf von der Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (LfU) betreuten Stationen entstammen einem kommunalen Messnetz, das eigens für das Leingebiet er-

richtet wurde. Deshalb wurden die Standorte der Stationen so gewählt, dass sie das Niederschlagsgeschehen im Gebiet möglichst gut erfassen. Die vier Stationen des Deutschen Wetterdienstes

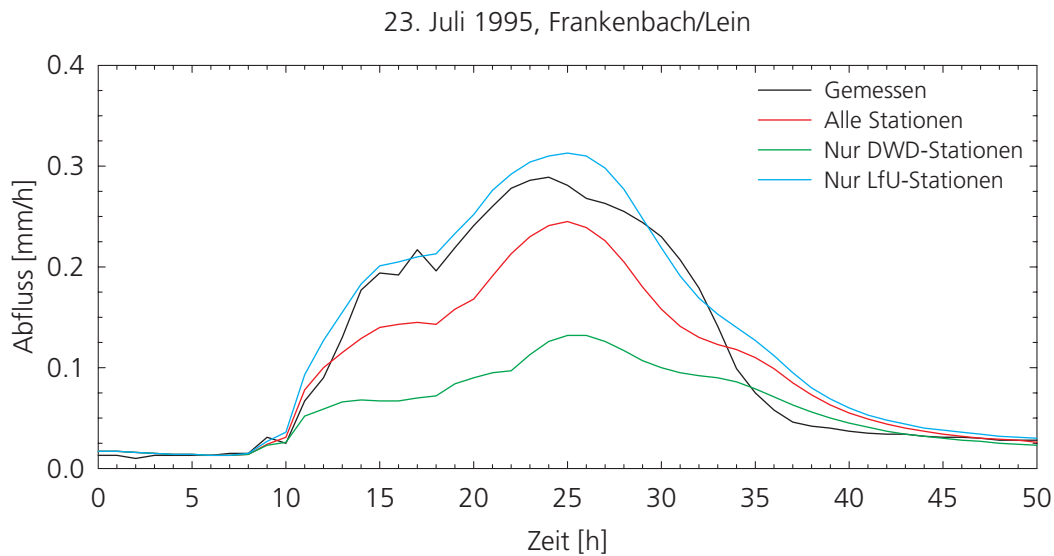


Abb. 5.12 Auswirkung der Lage und Anzahl von Niederschlagsstationen auf die hydrologische Modellierung am Beispiel eines Starkregenereignisses im Einzugsgebiet der Lein

(DWD), die ebenfalls für die Modellierung verwendet wurden, liegen dahingegen außerhalb des Gebietes an dessen westlichem, nördlichem und östlichem Rand. Das Zentrum des räumlich eng begrenzten Sommergewitters vom 23. Juli 1995 lag jedoch im Gebiet selbst, wie die Interpolation des Niederschlages mit Hilfe aller neun Stationen in *Karte 5.2*, S. 88 deutlich zeigt. Entsprechend stark unterscheiden sich auch die simulierten *Niederschlagsintensitäten*: Während an der Niederschlagsstation, die dem Zentrum des Gewitters am nächsten lag, bis zu 37 mm/h aufgezeichnet wurden, fielen an den DWD-Stationen außerhalb des Gebietes lediglich maximal 17 mm/h. Gleiches gilt für die Summen des Gebietsniederschlages für das gesamte Ereignis: 68 mm bei Berücksichtigung aller Stationen, 48 mm nur mit Hilfe der DWD-Stationen und 79 mm anhand der LfU-Stationen.

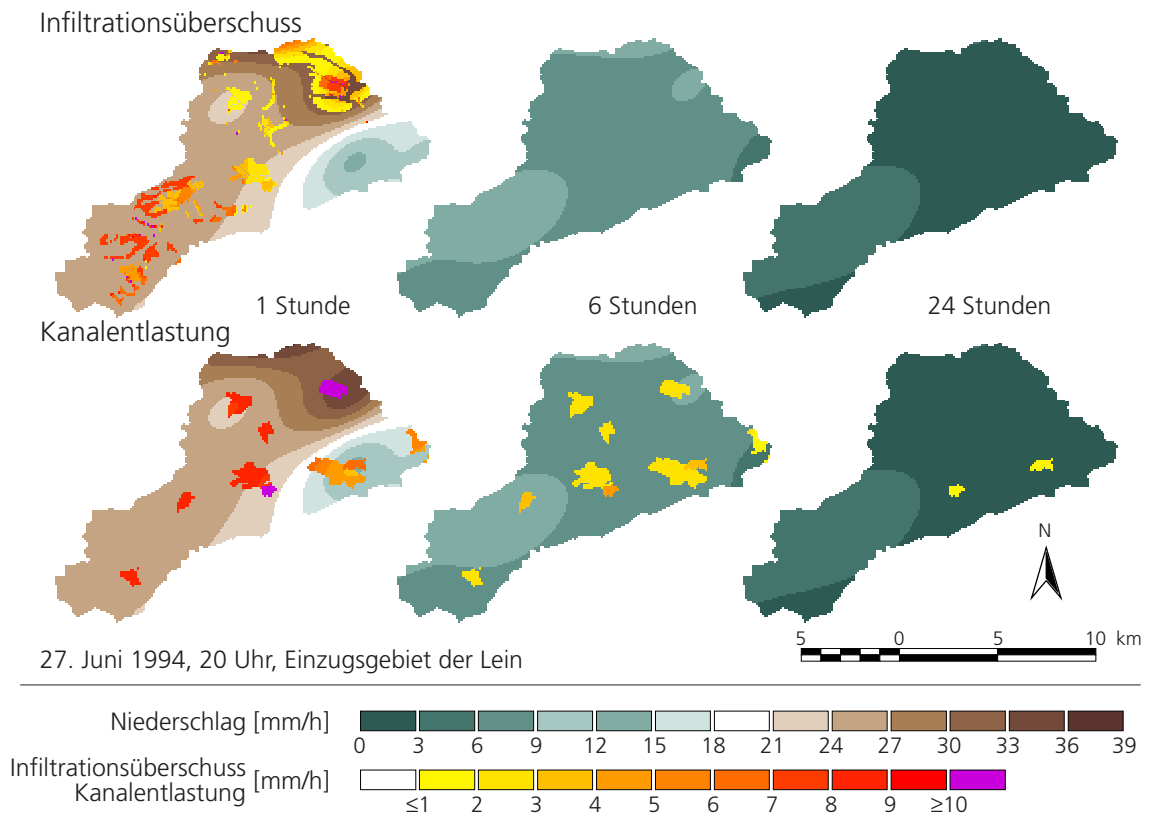
Die für diese drei Varianten simulierten Hochwasserverläufe unterscheiden sich deswegen ebenfalls erheblich. *Abb. 5.12*, S. 89 suggeriert sogar, dass die Variante ohne Berücksichtigung der DWD-Stationen dem tatsächlichen Niederschlagsgeschehen am nächsten kommt, da hierfür ein besseres Modellierungsergebnis erzielt wird als bei Verwendung aller Stationen. Dies kann aber ebenso ein Produkt der Struktur und Parameterisierung des hydrologischen Modells und/

oder der Interpolationsmethode für die Niederschlagsdaten sein. Die extremen Unterschiede im Simulationsergebnis sind ein Indikator für die Unsicherheit, die der hydrologischen Modellierung unabhängig vom verwendeten Modell bereits aufgrund der *Niederschlagsdaten* innewohnt. Diese Unsicherheit ist für *kleinräumige* konvektive Niederschläge wie dem dargestellten am größten, deutlich kleiner jedoch für *großräumigere* zyclonale Niederschläge.

5.2.3.2 Zeitliche Verteilung

Die Bedeutung der Niederschlagsintensität für die mathematische Simulation der Abflussbildungsdynamik soll anhand der *zeitlichen Diskretisierung* des Niederschlages verdeutlicht werden. Die zeitliche Diskretisierung ergibt sich zum einen aus der zeitlichen Auflösung der verfügbaren Niederschlagsdaten. Zum anderen stellt sie eine subjektive Entscheidung des Modellierers dar, die von der Fragestellung geleitet sein sollte, oft aber auch von praktischen Erwägungen wie der Rechenzeit des Modells bestimmt wird.

Um den Einfluss der *Niederschlagsintensität* zu veranschaulichen, wurde das hydrologische Modell mit ein-, sechs- und 24-stündigen *Mittelwerten* des Niederschlages betrieben. Der Modellierungszeitschritt betrug in allen drei Fällen eine



Karte 5.3 Auswirkung der zeitlichen Diskretisierung des Niederschlages auf die hydrologische Modellierung der Abflussbildung am Beispiel eines konvektiven Starkregenereignisses im Einzugsgebiet der Lein

Stunde – genauso wie für alle anderen im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen.

Karte 5.3, S. 90 ist eine *Momentaufnahme* der Simulation eines konvektiven Niederschlagsereignisses. Hierfür wurde der Zeitschritt mit den höchsten einstündigen Mittelwerten des Niederschlages ausgewählt, da bei hohen Niederschlagsintensitäten die Abflussbildungsdynamik am größten ist. Der räumlichen Verteilung und Intensität des simulierten *Infiltrationsüberschusses* sowie der *Kanalentlastung* ist jeweils die dazugehörige Niederschlagsverteilung unterlegt. Infiltrationsüberschuss entsteht ausschließlich bei Verwendung der einstündigen Mittelwerte, und auch hier nur in den Bereichen mit den höchsten Niederschlagsintensitäten. Ein Vergleich mit der Landnutzungsverteilung im Leingebiet macht außerdem deutlich, dass die Entstehung von Infiltrationsüberschuss im gewählten Beispiel auf verdichtete Böden in Siedlungsgebieten und auf

landwirtschaftliche Flächen beschränkt ist. Bei der Überlastung der Kanalisation in Siedlungsgebieten findet eine stärkere Differenzierung statt. Doch auch hierfür ergeben die einstündigen Mittelwerte einen weitaus größeren Einfluss der Siedlungen und Industriegebiete auf die Hochwasserentstehung als für stärker aggregierte Mittelwerte.

Dies bestätigt sich auch bei Betrachtung der Modellierungsergebnisse für den Pegel Frankbach, die in *Abb. 5.13*, S. 91 dargestellt sind. Die Niederschlagsbalken zeigen, wie sehr der Charakter des sommerlichen Starkregenereignisses durch die Aggregation der Niederschlagsdaten verloren geht.

Folgerichtig wird für die stärker aggregierten Niederschlagswerte eine deutlich gedämpfte Abflussganglinie simuliert, da schlechte Infiltrationsbedingungen aufgrund der verringerten Niederschlagsintensität keinen limitierenden Faktor

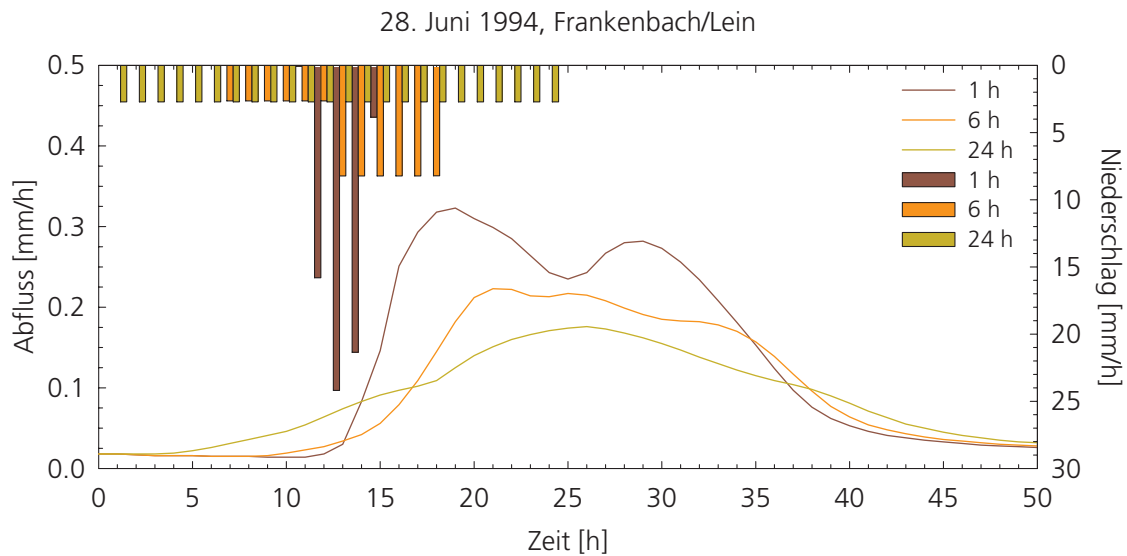


Abb. 5.13 Auswirkung der zeitlichen Diskretisierung des Niederschlages auf das Ergebnis der hydrologischen Modellierung am Beispiel eines konvektiven Starkregenereignisses im Einzugsgebiet der Lein

mehr darstellen. Die Modellierungsergebnisse belegen, dass einstündige Mittelwerte gegenüber stärker aggregierten Mittelwerten bei der Beschreibung rasch reagierender Abflussbildungsprozesse deutlich überlegen sind.

Dennoch sind auch einstündige Mittelwerte nur eine willkürliche Festlegung, die zu Fehl-

schätzungen führen kann. Hinzu kommt, dass die Parameterisierung des Modells aufgrund der *Nicht-Linearität* der simulierten Prozesse nicht unabhängig von der Festlegung der zeitlichen Diskretisierung der meteorologischen Daten ist, was ein großes Manko jeglicher Modellierung darstellt.

5.3 HISTORISCHE LANDNUTZUNG

5.3.1 Lein

5.3.1.1 Landnutzung im Jahr 1844

Als Datengrundlage für einen historischen Zustand des Leingebiets dienen die im *Topographische Atlas über das Grossherzogtum Baden* im Maßstab 1:50000 verzeichneten Landnutzungen aus dem Jahre 1844. Die Differenzierungsmöglichkeiten der verschiedenen Landnutzungen beschränken sich auf die Kategorien Siedlung, Acker, Wein, Wiese, Kleingärten und Wald. Diese wurden digitalisiert und auf 100×100 m Pixelgröße gerastert. Ein Vergleich zwischen der

historischen Landnutzungskarte und dem aktuellen Landnutzungsmuster der Lein zeigt eine annähernd unveränderte Verteilung von Acker und Waldbestand, begründet durch die hohe Bodenfruchtbarkeit in diesem Gebiet. Lediglich ein etwa 100 bis 150 m breiter Uferrandstreifen entlang des Flusslaufs unterscheidet sich von der heutigen Ackerfläche. Die heutigen Siedlungen existierten als kleine Dörfer in der direkten Nachbarschaft des Flusslaufs schon zum Zeitpunkt der historischen Aufnahme. Im Gegensatz zu heute unterschieden die Siedlungen sich untereinander kaum in der Größe. Ihr Flächenanteil am gesamten Einzugsgebiet lag 1844 bei 0,76%.

5.3.1.2 Hydrologische Simulation

Das Ergebnis der hydrologischen Modellierung für den Zustand des Gebietes im Jahr 1844 wurde in Kap. 5.2.1.2 im Zusammenhang mit den Sensitivitätsszenarien zum Einfluss der räumlichen Ausdehnung von Siedlungsflächen dargestellt.

5.3.2 Körsch

5.3.2.1 Landnutzung im Jahr 1836

Hierfür wurden die erkennbaren Landnutzungen der *Topographischen Karte von dem Königreiche Württemberg* aus dem Jahre 1836 im Maßstab 1:50000 digitalisiert und auf 100 m Pixelgröße gerastert. Die historische Situation zeigt, verglichen mit den heutigen Bedingungen, ein ähnliches Landnutzungsmuster von Acker- und Wald-

fläche. Die Siedlungsfläche hingegen nahm damals nur 1,3% der Einzugsgebietsfläche ein und bestand aus kleinen Dörfern, von denen aus die umliegenden Äcker bewirtschaftet wurden.

5.3.2.2 Hydrologische Simulation

Die Entwicklung der Landnutzung im Körschgebiet seit 1836 ist vor allem von einer massiven Zunahme der Siedlungsfläche gekennzeichnet, die von 1,3% der Einzugsgebietsfläche im Jahr 1836 auf ungefähr 25% angewachsen ist. Hinzu kommen 4%, die vom Stuttgarter Flughafen bzw. von Industrie eingenommen werden. Abb. 5.14, S. 92 zeigt deutlich, wie sehr die Verstädterung im Körschgebiet zu einer Abflussverschärfung im Bereich häufig auftretender konvektiver Ereignisse – hier im Juli 1992 – geführt hat. Gerade kurze und intensive Gewitterniederschläge sind prädes-

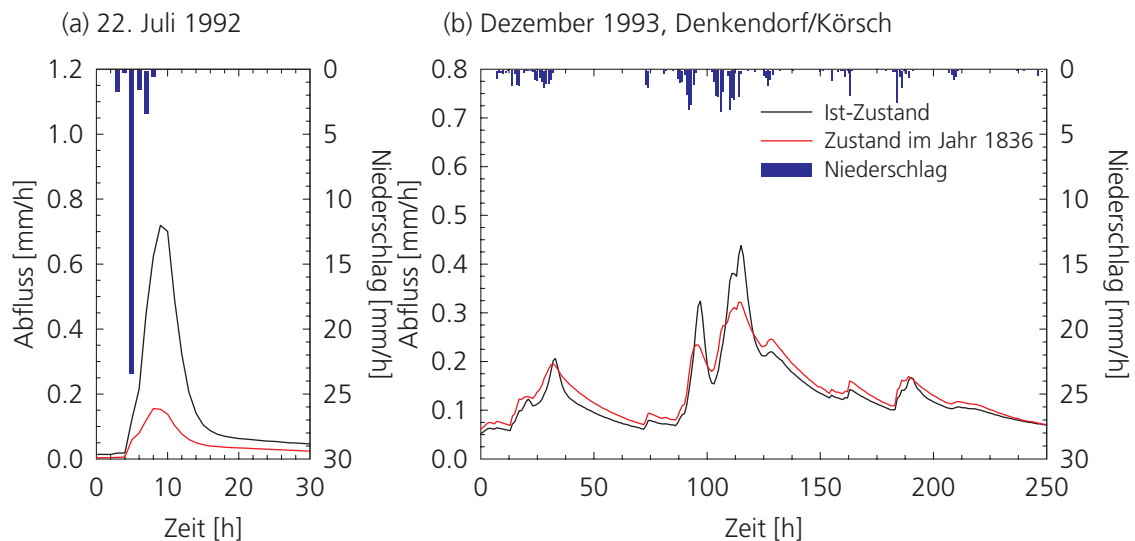


Abb. 5.14 Simulation zweier etwa einjährlicher Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Körsch für den Ist-Zustand und einen historischen Zustand aus dem Jahr 1836

iniert für eine Überschreitung der Transportkapazität der Kanalisation und damit für eine »Entlastung« in ein nahegelegenes Fließgewässer, welche im Ist-Zustand für das gezeigte Ereignis fast die Hälfte des Hochwasservolumens ausmacht.

Der abflussverschärfende Einfluss der Siedlungsflächen ist aber auch für advective Ereignisse, wie das im Dezember 1993 aufgetretene, deutlich zu erkennen: Vor Erreichen des Hochwasser-

scheitels übt die Kanalisation im Ist-Zustand einen geringfügig hochwasserdämpfenden Einfluss aus. Dafür wird jedoch ein um etwa 25% erhöhtes Hochwassermaximum simuliert – wiederum als Folge der Entlastung der Kanalisation in das Gewässernetz. Für langanhaltende advective Ereignisse mit größerer Jährlichkeit und hoher Vorfeuchte verliert dieser Effekt an Bedeutung für das Hochwasservolumen, da dann die Abfluss-

sentstehung in unversiegelten Bereichen zunimmt.

5.3.3 Lenne

5.3.3.1 Landnutzung im Jahr 1841

Die *Topographische Karte vom Rheinland und Westfalen* (1:80000) aus dem Jahr 1841 dient als Datengrundlage für die Simulation eines historischen Zustandes im Lennegebiet. Dazu wurden, wie schon in *Kap. 5.3.1.1* beschrieben, die verzeichneten Landnutzungen Siedlung, Acker, Wiese, Parzellen und Wald digitalisiert. Ein Vergleich zwischen der aktuellen und der histori-

schen Nutzung zeigt, ähnlich wie im Leingebiet, bis auf die Siedlungen keine grundsätzliche Veränderung der Landnutzungsverhältnisse. Der überbaute Anteil des Einzugsgebiets lag 1841 bei nur 0,8%.

5.3.3.2 Hydrologische Simulation

Ebenso wie für die Simulationen der historischen Zustände an Lein und Körsch wurden auch für das Lennegebiet lediglich die damalige Ausdehnung und Verteilung der Siedlungen berücksichtigt, die 1841 ungefähr 0,8% der Einzugsgebietsfläche einnahmen (gegenüber 4,8% im Ist-Zustand). Die Parameter zur Beschreibung von

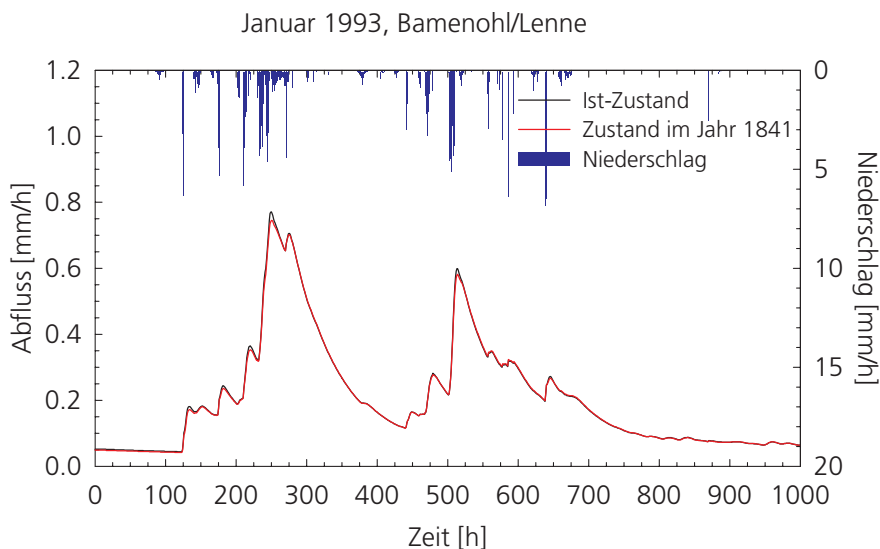


Abb. 5.15 Simulation eines etwa zweijährlichen Hochwasserereignisses im Einzugsgebiet der Lenne für den Ist-Zustand und die Landnutzung im Jahr 1841

Versiegelungsgrad und Ausbaugrad der Kanalisation wurden nicht an die Situation im Jahr 1841 angepasst.

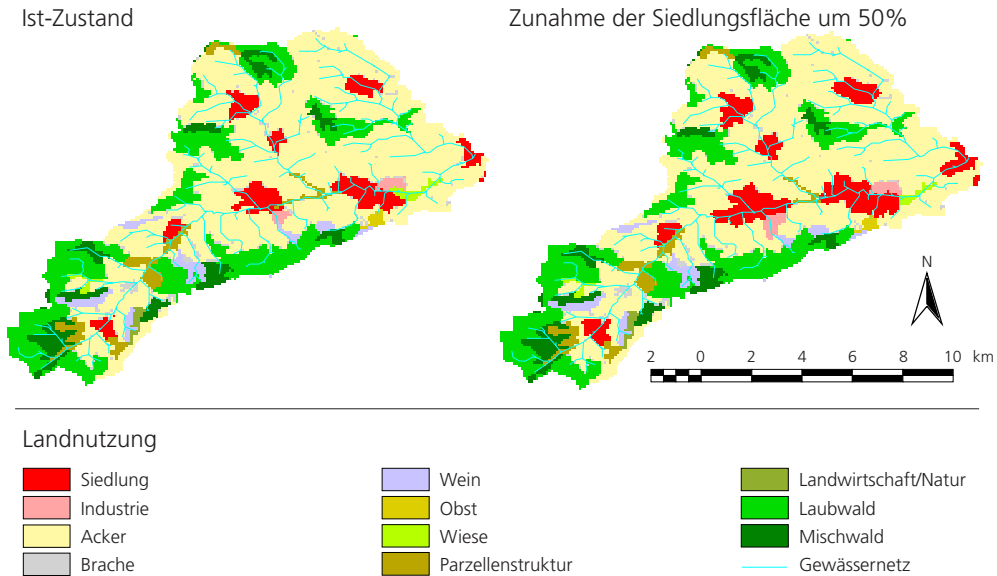
Abb. 5.15, S. 93 vergleicht die Simulationen des Ist-Zustandes und der historischen Situation für ein im Januar 1993 aufgetretenes Hochwasser. Der Abflussbeiwert für dieses Ereignis ist mit 0,56 etwas kleiner als für das oben gezeigte Hochwasser vom Dezember 1988 (*Abb. 5.20*, S. 99), was vor allem auf die geringeren Niederschläge

im Vorfeld des Hochwassers und damit auf eine tendenziell geringere Bodenfeuchte zurückzuführen ist. Dennoch zeigt die Modellierung einen nur sehr geringen hochwasserverschärfenden Einfluss der heutigen Besiedlung, der für das gezeigte Ereignis bezogen auf das Abflussmaximum kaum über 3% beträgt und im Mittel für alle simulierten Ereignisse sogar noch darunter liegt. Die Gründe für dieses Verhalten wurden bereits in *Kap. 5.2.1.2* für die Lein diskutiert.

5.4 VERSTÄDTERUNG

Die im folgenden dargestellten Landnutzungs-szenarien zu Verstädterung, Flächenstilllegung, Aufforstung und Sturmschäden wurden von FRITSCH anhand des Landnutzungsmodells LUCK erstellt, dessen Grundprinzipien in *Kap. 2.5* erläutert sind. Da das Szenariomodell parallel zur

vorliegenden Arbeit entstand, konnte es optimal auf den Datenbedarf von rasterbasierten Modellen wie WASIM-ETH abgestimmt werden. Ergebnis der *räumlichen Umsetzung von prozentualen Angaben* zur Änderung der Landnutzung sind dementsprechend veränderte Rasterkarten, die eben-



Karte 5.4 Verstädterungsszenario für das Leingebiet mit einer Zunahme der Siedlungsfläche um 50%; simuliert von Fritsch mit dem Landnutzungsmodell Luck (in Bronstert et al., 2001)

so wie die Karten für den Ist-Zustand direkt von WASIM-ETH eingelesen werden können. Eine ausführliche Dokumentation der von FRITSCH entwickelten Szenariotechnik findet sich in einem Projektbericht von BRONSTERT et al. (2001), der auch die Basis der vorliegenden Arbeit darstellt.

5.4.1 Lein

5.4.1.1 Szenarien

Siedlungsgebiete haben sich in Deutschland, trotz der Einbrüche durch die beiden Weltkriege, kontinuierlich ausgedehnt. Im stark landwirtschaftlich geprägten Leingebiet besitzen sie einen dörflichen Charakter. Durch die Nähe zur prosperierenden Industriestadt Heilbronn und der nachlassenden Bedeutung der Landwirtschaft unterliegt dieses Gebiet, wie schon in *Kap. 3.2.4*

erwähnt, einem anhaltenden Siedlungszuwachs. Ein Verstädterungsszenario für das Untersuchungsgebiet der Lein mit dem Szenarioziel von 50% Zuwachs von den bestehenden 7,4% auf 11,1% Siedlungs- und Industriefläche erscheint deshalb realistisch (siehe *Karte 5.4*, S. 94). Damit wird etwa der bundesdeutsche Durchschnitt von 11,8% erreicht (DOSCH & BECKMANN, 1999).

5.4.1.2 Hydrologische Auswirkungen

Die Sensitivitätsszenarien aus *Kap. 5.2* mit bis zu 25% Siedlungsfläche im Leingebiet stellen Extreme für die Siedlungsentwicklung dar, die in näherer Zukunft nicht zu erwarten sind. Im folgenden werden deshalb mit einer Zunahme von 10% beziehungsweise 50% (siehe *Karte 5.4*, S. 94) die Auswirkungen eines realistischeren Wachstums simuliert.

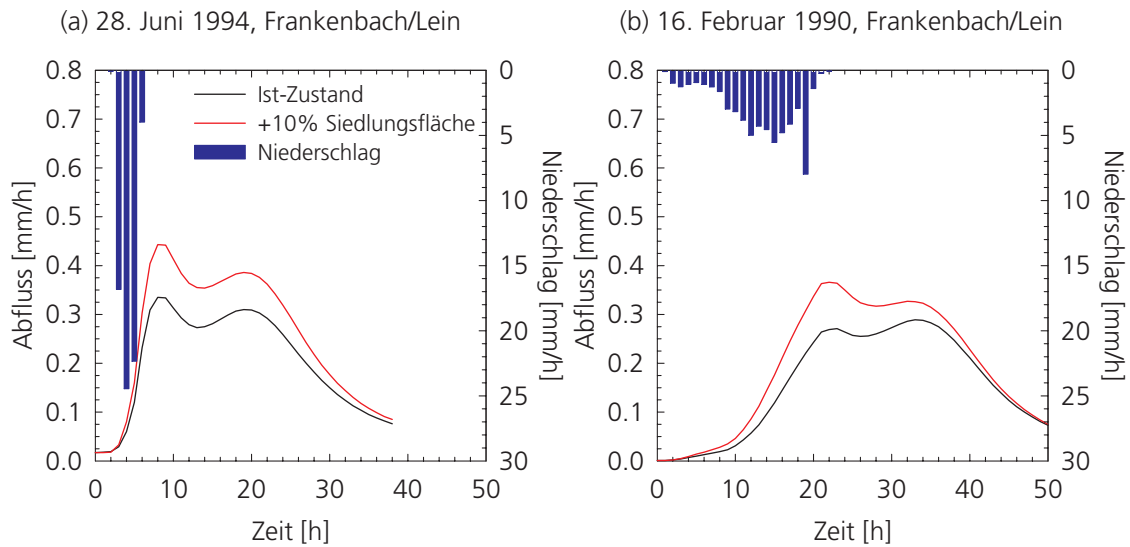


Abb. 5.16 Simulation zweier etwa 3-jährlicher Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Lein für den Ist-Zustand und ein Verstädterungsszenario mit der Version von WaSiM-ETH mit Richards-Gleichung

Um die Bedeutung einer differenzierten Behandlung von Siedlungsflächen bei der hydrologischen Modellierung zu demonstrieren, sind den Ergebnissen des *erweiterten* WaSiM-ETH in *Abb. 5.17*, S. 95 zum Vergleich Berechnungsergebnisse für die Version von WaSiM-ETH mit

Richards-Gleichung gegenübergestellt (*Abb. 5.16*, S. 95). Die Unterschiede sind frappierend und zeigen deutlich, dass die Näherung des bisherigen Modells, Siedlungspixel komplett als Flächen mit geringdurchlässigem Boden zu betrachten, zu einer starken Überschätzung der Auswirkungen

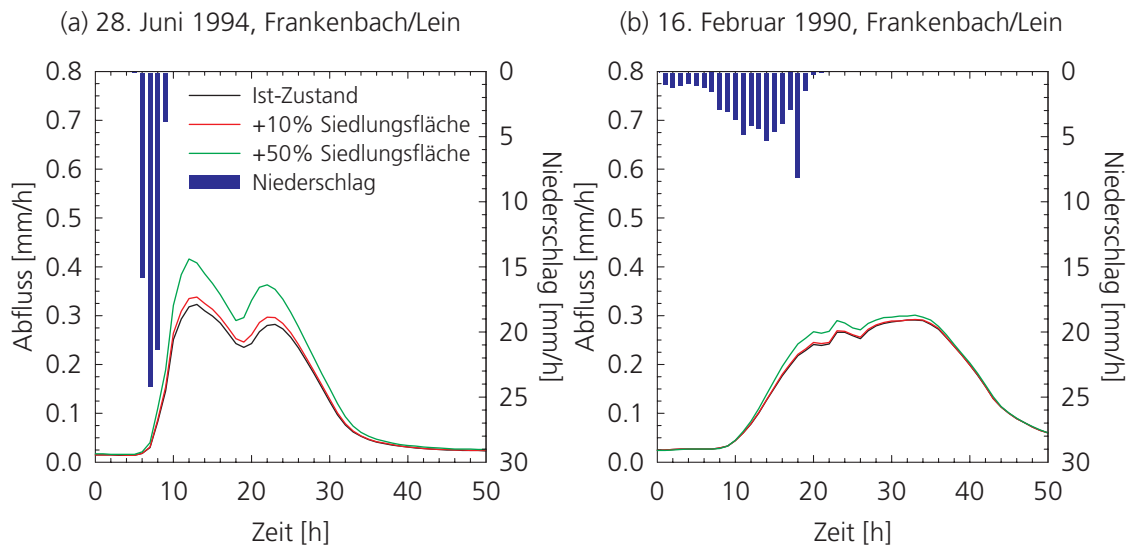


Abb. 5.17 Simulation zweier etwa 3-jährlicher Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Lein für den Ist-Zustand und zwei Verstädterungsszenarien mit der erweiterten Version von WaSiM-ETH

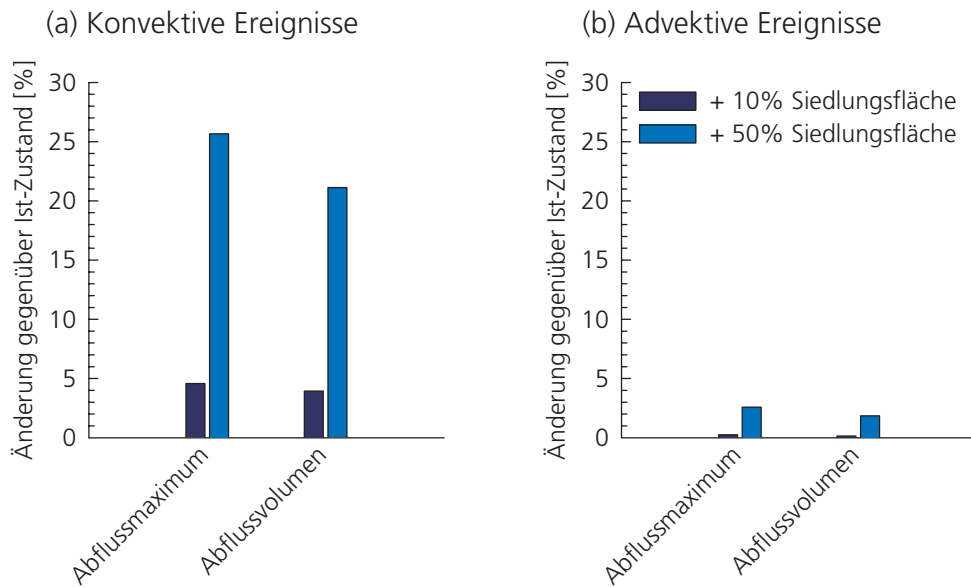


Abb. 5.18 Simulierte Änderung von Abflussmaximum und Abflussvolumen im Einzugsgebiet der Lein als Reaktion auf zwei Verstädterungsszenarien und gemittelt für (a) fünf konvektive und (b) sechs advektive Niederschlagsereignisse mit Jährlichkeiten zwischen 2 und 8 Jahren

von Siedlungsflächen auf die Hochwasserentstehung führt. Außerdem findet keine ausreichende Differenzierung zwischen den unterschiedlichen Randbedingungen von konvektiven und advektiven Ereignissen statt.

Die Simulation mit dem erweiterten WASIMETH in Abb. 5.17, S. 95 bestätigt die mit den Sensitivitätsszenarien gemachte Erfahrung, dass die negativen Auswirkungen von Versiegelung auf die Hochwasserentstehung für konvektive Ereignisse (abhängig von der Vorfeuchte) wesentlich ausgeprägter sind als für advektive. Wie Abb. 5.18, S. 96 zeigt, gilt dieser Zusammenhang auch im Mittel für alle Ereignisse.

Die Bandbreite für die Zunahme des *Abflussmaximums* infolge einer Zunahme der Siedlungsflächen um 50% liegt dabei für die konvektiven Ereignisse zwischen etwa 20 und knapp 30% sowie für die advektiven Ereignisse zwischen 0 und ungefähr 5%.

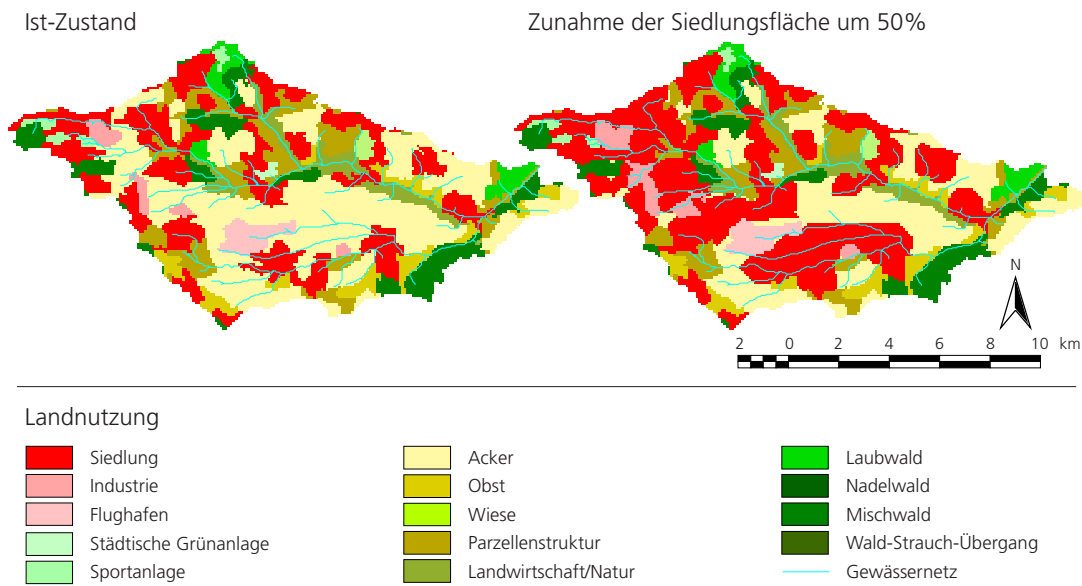
Der starke negative Einfluss von Siedlungsflächen auf die Hochwasserentstehung bei hohen Niederschlagsintensitäten wird jedoch noch deutlicher, wenn die Zunahme von Abflussmaximum und -volumen dem Flächenanteil der zusätzlich versiegelten Bereiche an der Einzugsgebietsfläche gegenübergestellt werden. Der Versie-

gelungsgrad im Leingebiet wird wegen des ländlichen Charakters der Siedlungen für die hydrologische Modellierung auf 0,35 geschätzt. Das bedeutet, dass 35% eines jeden Siedlungspixels im Leingebiet als *undurchlässig* angesehen werden und als *an die Kanalisation angeschlossen* gelten. Bei einem Wachstum der Siedlungsflächen um 50% steigt der Anteil der Siedlungs- und Industrieflächen an der Einzugsgebietsfläche um 3,7% (von 7,4 auf 11,1%). Dies wiederum entspricht bei einem Versiegelungsgrad von 0,35 einem Anteil *zusätzlich versiegelter Flächen* an der Einzugsgebietsfläche von lediglich 1,3%.

5.4.2 Körsch

5.4.2.1 Szenarien

Das Einzugsgebiet der Körsch besitzt mit der Nähe zur Großstadt Stuttgart eine produktive Keimzelle für stetig ansteigende Wohn- und Industriebebauung. Exemplarisch wird für dieses Einzugsgebiet eine drastische Siedlungsentwicklung angenommen. Die Wohnbebauung wächst dabei um 50% von 27% auf 40% der Einzugsgebietsfläche an. Die Industrie, die in den letzten Jahren immer größere Flächen beansprucht hat,



Karte 5.5 Verstädterungsszenario für das Körschgebiet mit einer Zunahme der Siedlungsfläche um 50%; simuliert von Fritsch mit dem Landnutzungsmodell Luck (in Bronstert et al., 2001)

erfährt in diesem Szenario einen Zuwachs von gut 2% auf etwa 5% der Einzugsgebietsfläche.

5.4.2.2 Hydrologische Auswirkungen

Die Mechanismen, die bereits in Kap. 5.2.1.2 für den Vergleich des Ist-Zustandes mit einem histo-

rischen Zustand geringerer Versiegelung beschrieben wurden, gelten genauso auch für in die Zukunft gerichtete Verstädterungsszenarien.

Abb. 5.19, S. 97 illustriert sowohl die starke Verschärfung des Hochwassersmaximums für das exemplarisch dargestellte konvektive Niederschlagsereignis wie auch eine merkliche Scheitel-

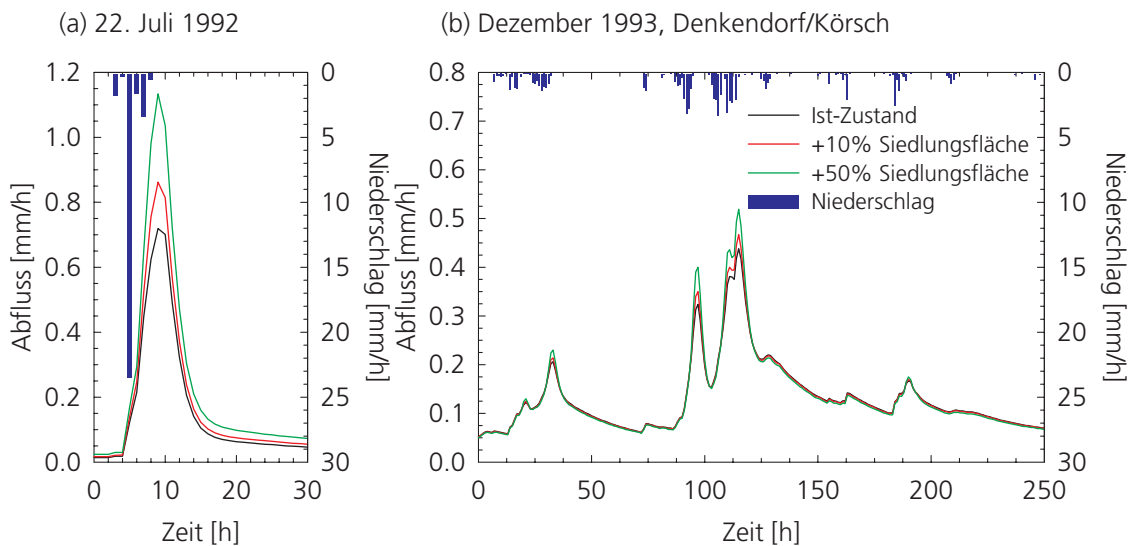


Abb. 5.19 Simulation zweier etwa einjähriger Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Körsch für den Ist-Zustand und zwei Verstädterungsszenarien

erhöhung für das durch zyklonale Niederschläge ausgelöste Hochwasser. Die Erhöhungen des Hochwasserscheitels bewegen sich bei einer 50%igen Zunahme der Siedlungsflächen zwischen etwa 30 und fast 60% für konvektive sowie rund 15 bis knapp 25% für advektive Ereignisse.

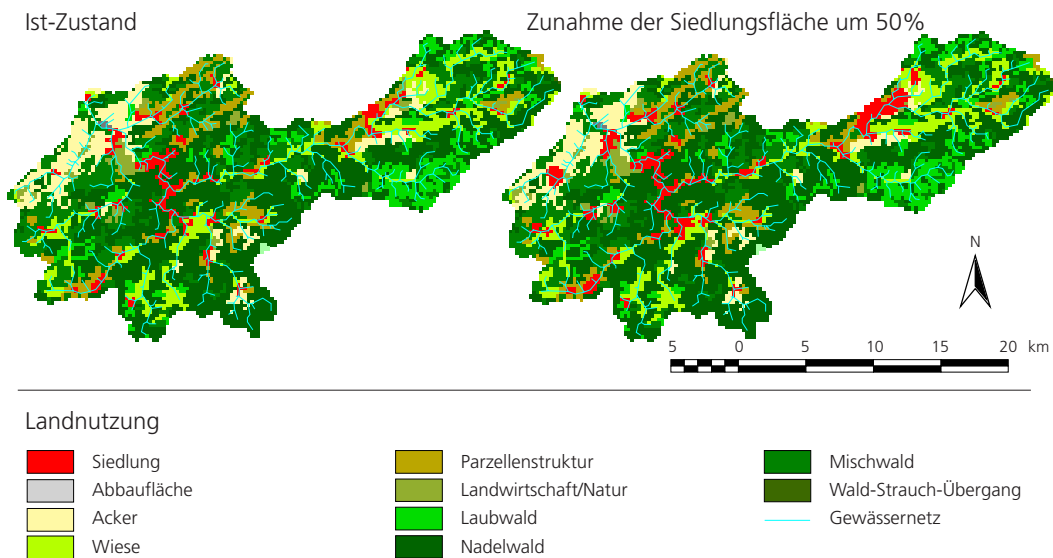
5.4.3 Lenne

5.4.3.1 Szenarien

Das Einzugsgebiet der Lenne unterscheidet sich aufgrund der rückläufigen Bevölkerungsentwicklung und der abgeschiedenen Lage in seiner Landnutzungsdynamik von Lein und Körsch.

Dennoch wird das Siedlungswachstum auch unter diesen Umständen anhalten, weil zum einen die landschaftliche Attraktivität für einen Siedlungszuwachs sorgt und zum anderen das Gewerbe im Allgemeinen immer flächenintensiver wird (DOSCH & BECKMANN, 1999). Dabei kommt es zur Bereitstellung von mehr Siedlungs- und Infrastrukturfläche für weniger Einwohner.

Karte 5.6, S. 98 zeigt eine Landnutzungssimulation, bei der – wie für die anderen beiden Gebiete – von einer Zunahme der überbauten Fläche von 50% ausgegangen wurde. Der simulierte Versiegelungsanteil entspricht mit 7% der Einzugsgebietsfläche dem des Einzugsgebiets der Lein.



Karte 5.6 Verstädterungsszenario für das Lennegebiet mit einer Zunahme der Siedlungsfläche um 50%; simuliert von Fritsch mit dem Landnutzungsmodell Luck (in Bronstert et al., 2001)

5.4.3.2 Hydrologische Auswirkungen

Der Einfluss der zusätzlichen Flächenversiegelung auf das bereits beschriebene Hochwasser vom Dezember 1988 ist anhand eines optischen Vergleichs der für beide Gebietszustände simulierten Hochwasserganglinien (Abb. 5.20, S. 99) kaum auszumachen. Sowohl die simulierte Erhöhung des Abflussmaximums als auch des Abflussvolumens bewegt sich für alle untersuchten Ereignisse unter 2%. Angesichts der geomorphologischen Verhältnisse im Lennegebiet und den

Eigenschaften von Niederschlagsereignissen, die dort zu Hochwassern führen, ist dieses Ergebnis plausibel.

Ob der gefallene Niederschlag allerdings versickert und dort bei hoher Vorsättigung des Untergrundes eine rasche unterirdische Abflussreaktion begünstigt oder aus einer überlasteten Siedlungsentwässerung an einen nahegelegenen Vorfluter abgegeben wird, ist bei derart langandauernden Niederschlägen für den Hochwasserverlauf zweitrangig. Diese Aussage gilt jedoch nicht für die Wasserqualität während eines Hoch-

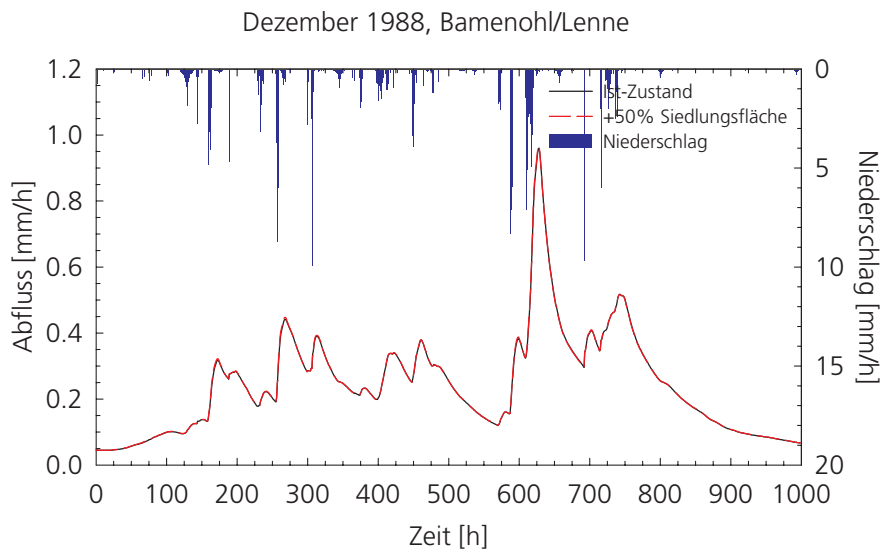


Abb. 5.20 Simulation eines etwa zweijährlichen Hochwasserereignisses im Einzugsgebiet der Lenne für den Ist-Zustand und ein Verstärkungsszenario

wasserereignisses, die durch die Abgabe von verschmutztem Wasser aus versiegelten Gebieten an

nahegelegene Fließgewässer erheblich beeinträchtigt werden kann.

5.5 FLÄCHENSTILLEGUNG

5.5.1 Lein

5.5.1.1 Szenario

Im Rahmen der ›Agenda 2000‹ der EUROPÄISCHEN UNION (1998) werden die Subventionsleistungen der EU-Kommission an eine obligatorische Stilllegungsquote von 10% der landwirtschaftlich genutzten Fläche gekoppelt. Aufgrund dieses finanziellen Drucks wird sich die Forderung nach Flächenstilllegung weitgehend durchsetzen. Darüber hinaus können freiwillig bis maximal 33% der Fläche stillgelegt werden.

Für das Stilllegungsszenario wurden die Grenzertragsstandorte innerhalb des Einzugsgebiets gewählt. Die niedrigen Ertragspotenziale entlang des Flusslaufs konzentrieren die Stilllegungsflächen in diesem Bereich. Dies ist durch die ungünstigen Eigenschaften der Auenböden hinsichtlich des Wasserpotenzials und des Bearbeitungspotenzials zu erklären. Das Szenario von 33% Stilllegung ist für dieses fruchtbare und thermisch begünstigte

Gebiet sehr unwahrscheinlich und dient nur als hypothetisches Szenario. Eine Kartendarstellung dieses von FRITSCH erstellten Stilllegungsszenarios findet sich in BRONSTERT et al. (2001).

5.5.1.2 Hydrologische Auswirkungen

Temporär stillgelegte Flächen können verschieden ausgeprägt sein, da die ›Agenda 2000‹ auf diesen Flächen sowohl Grünland als auch den Anbau nachwachsender Rohstoffe wie Raps gestattet. Bei der Parameterisierung wurde von einem gegenüber der Ackernutzung etwas geringeren Vegetationsbedeckungsgrad ausgegangen (siehe Parameterisierung des Vegetationsbedeckungsgrades für Brache in Tab. 4.1, S. 48). Dieser geringere Vegetationsbedeckungsgrad begünstigt die Entstehung von *Infiltrationsüberschuss*.

Die modellierten Auswirkungen der Flächenstilllegung sind für das advective Hochwasser mit geringen Niederschlagsintensitäten erwartungsgemäß marginal (Abb. 5.21, S. 100). Da sich die

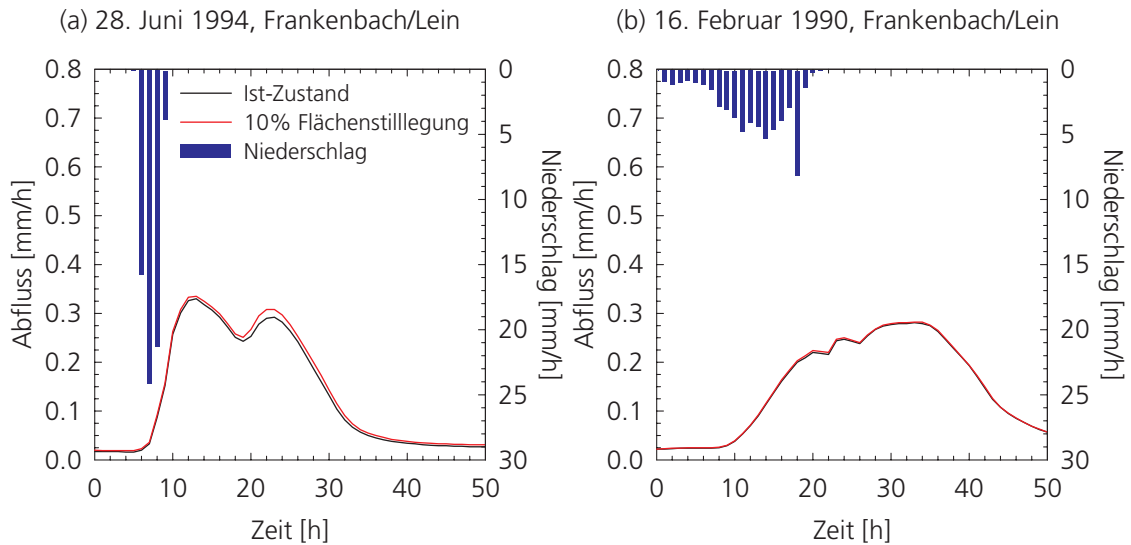


Abb. 5.21 Simulation zweier etwa 3-jährlicher Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Lein für den Ist-Zustand und ein Szenario zur möglichen Stilllegung von Ackerfläche

Vegetationsbedeckungsgrade für die stillgelegten Flächen im Sommer jedoch nur wenig unterscheiden, wird auch für die konvektiven Hochwasserereignisse mit zwischen 3 und ungefähr 5% nur eine geringfügige Zunahme der Abflussspitzen simuliert.

5.5.2 Körsch

5.5.2.1 Szenarien

Für das Einzugsgebiet der Körsch spielt die Landwirtschaft in der Beschäftigungsstruktur eine un-

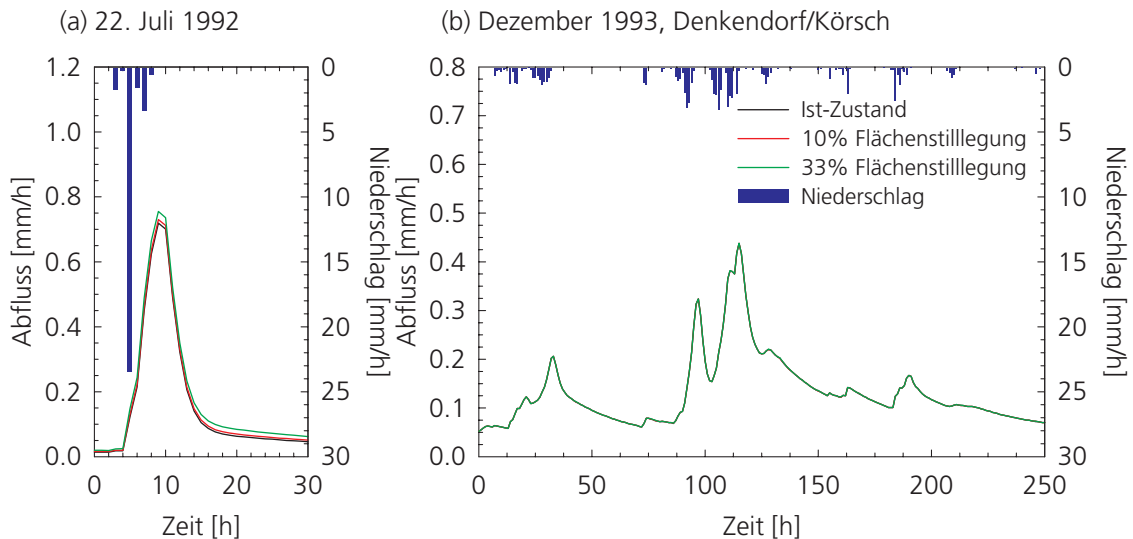


Abb. 5.22 Simulation zweier etwa einjähriger Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Körsch für den Ist-Zustand und zwei Szenarien zur möglichen Stilllegung von Ackerfläche

tergeordnete Rolle. Dennoch wird angestrebt, Flächen in der Bewirtschaftung zu halten, um das

Landschaftsbild in dieser ursprünglich landwirtschaftlich orientierten Gegend zu sichern und ein

bundesweites Angebot an Agrarprodukten zu gewährleisten. Deshalb wird auch in diesem Gebiet weiterhin landwirtschaftlich gewirtschaftet werden, obwohl es als wirtschaftlicher Faktor keine treibende Kraft darstellt. Dementsprechend werden sich auch in diesem Gebiet die Maßnahmen der »Agenda 2000« bemerkbar machen.

5.5.2.2 Hydrologische Auswirkungen

Die Parameterisierung stillgelegter Flächen wurde bereits in Kap. 5.5.1.2 am Beispiel des Lein-

einzugsgebiets erläutert. Für das in Abb. 5.22, S. 100 dargestellte Gewitterereignis beträgt der simulierte Anteil von Infiltrationsüberschuss am Gesamtabfluss im Ist-Zustand nur rund 5%. Für den ergiebigen zyklonalen Niederschlag vom Dezember 1993 wird aufgrund der geringen Niederschlagsintensitäten keinerlei Infiltrationsüberschuss simuliert.

Da aber Infiltrationsüberschuss für die betrachteten Ereignisse insgesamt von untergeordneter Bedeutung ist, wirkt sich die Flächenstilllegung kaum abflussverschärfend aus.

5.6 AUFFORSTUNG

5.6.1 Szenario für das Körschgebiet

Der Wald übernimmt wichtige Aufgaben wie zum Beispiel als Rohstoffquelle, zur Erhaltung des Landschaftsbildes und als Kohlendioxidsenke zur möglichen Minderung des Treibhauseffekts. Im stark anthropogen überprägten Einzugsgebiet der Körsch liegt der Waldanteil bei nur etwa 12%, weil die intensive Landwirtschaft und der Besiedlungsdruck des Ballungsraums Stuttgart die Landschaft stark beanspruchen. Gerade in

solchen Gebieten sollten nach STICHMANN (2000) gezielte Aufforstung betrieben werden, um den Naturhaushalt des Kulturrums zu entlasten.

Das Szenario schließt die Neuanpflanzungen an bestehende Waldflächen an und nutzt dabei bevorzugt landwirtschaftliche Grenzertragsflächen. Der Waldanteil im Körschgebiet wurde dabei um 50% von 12% auf 18% der Einzugsgebietsfläche erhöht. Der meiste Waldzuwachs wurde für den Unterlauf Unterlauf der Körsch si-

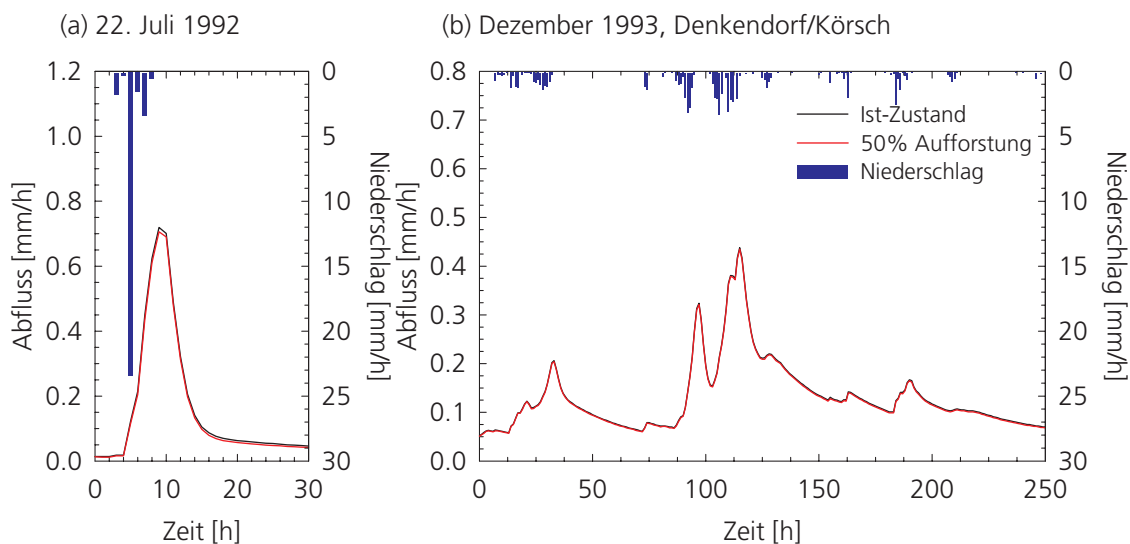


Abb. 5.23 Simulation zweier etwa einjähriger Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Körsch für den Ist-Zustand und eine Aufforstung des Gebietes um 50% relativ zur bestehenden Waldfläche

muliert, weil der Wald dort überwiegend an Ackerfläche angrenzt und diese aufgrund größerer Hangneigungen niedrigere Ertragspotenziale erreichen. Auf den Fildern gibt es kaum Wald, so dass dort der Zuwachs sehr gering ist. Dies spiegelt sich auch schon in den historischen Bedingungen wieder und wird deshalb als realistisch angesehen (FRITSCH in BRONSTERT et al., 2001).

5.6.2 Hydrologische Auswirkungen

Aufforstung erfolgt im Szenario auf stillgelegten landwirtschaftlichen Flächen. Dies hat gegenüber dem Ist-Zustand – einen ausgewachsenen Waldbestand vorausgesetzt – eine höhere Interzeptionsspeicherkapazität zur Folge. Darüber hinaus wird bei der Parameterisierung der veränderten Nutzung davon ausgegangen, dass Waldböden aufgrund der geringeren Bearbeitungsintensität

meist eine bessere Aggregatstruktur und einen höheren Anteil an Makroporen aufweisen, was eine Verbesserung der Infiltrationsbedingungen mit sich bringt.

Dennoch wirkt sich die modellierte Aufforstung selbst bei kleinen Hochwassern wie den in *Abb. 5.23*, S. 101 gezeigten kaum auf die Hochwasserentstehung aus. Die Gründe hierfür sind, wie schon in *Kap. 5.5.2.2* für die Flächenstilllegungen beschrieben, im geringen Einfluss der veränderten Infiltrationsbedingungen auf die Hochwasserentstehung während der betrachteten Ereignisse zu suchen. Da die Infiltrationskapazität der Böden außerhalb versiegelter Bereiche für diese Ereignisse keinen bzw. kaum einen limitierenden Faktor für den Rückhalt von Niederschlagswasser darstellt, sind die Auswirkungen von moderaten Veränderungen hier auch entsprechend gering.

5.7 STURMSCHÄDEN

5.7.1 Szenario für das Lennegebiet

Das Einzugsgebiet der Lenne hat aufgrund seiner strukturschwachen Mittelgebirgslage eine sehr statische Landnutzungsstruktur. Diese wird außer durch den permanenten Siedlungsbau im Wesentlichen nur durch natürliche Extremereignisse wie z. B. extreme Witterungserscheinungen beeinflusst. Da in jüngster Vergangenheit Sturmschäden in Teilen Deutschlands zu erheblichen Waldverlusten geführt haben, wurde ein Szenario über einen Schaden von 5% der Waldfläche angenommen.

Die *windexponierten* und *flachgründigen* Standorte im oberen Teil des Einzugsgebiets wurden vom Landnutzungsmodell als besonders windwurfgefährdet eingestuft (FRITSCH in BRONSTERT et al., 2001). Laub-, Misch- und Nadelwald wurden nicht unterschieden. Dennoch ergab die Szenariorechnung deutliche Unterschiede in der Gefährdung der drei Waldformen. Die Simulation des Windwurfs hat zu 85% Nadelwald, zu 11% Laubwald und nur zu 4% Mischwald als gefährdet eingestuft. Der überwiegende Anteil der Nadelwaldgefährdung erscheint

realistisch, weil Nadelmonokulturen in der Vergangenheit häufig als zwar nicht standortgerechte aber wirtschaftlich rentable Aufforstung gepflanzt wurden. Große Pflanzdichten, wie sie z. B. bei Fichtenbeständen häufig vorkommen, lassen Jungbestände zudem relativ instabil und stressanfällig aufwachsen (HUSS, 2000).

5.7.2 Hydrologische Auswirkungen

Im verwendeten Szenario sind 5% der Waldfläche in exponierter Lage von Windwurf betroffen. Als Folgenutzung für den Wald wurden Wiesenflächen angenommen. Wesentliche Unterschiede in der Parameterisierung von Wiese gegenüber den verschiedenen Waldarten liegen im Hinblick auf die Abflussbildung vor allem bei einer etwas geringer gewählten *Makroporosität* und einer geringeren *Interzeptionsspeicherung*.

Zur Illustration der Auswirkungen von Windwurf auf die Hochwasserentstehung in *Abb. 5.24*, S. 103 dient das bereits in *Kap. 5.3.3.2* beschriebene Hochwasserereignis vom Januar 1993. Auch für dieses Szenario ist aufgrund der *geomorphologischen* Beschaffenheit des Gebietes

optisch kein Unterschied zwischen der Simulation des Ist-Zustandes und des durch Sturm geschädigten Waldbestandes auszumachen. Die

Abflusserhöhung beträgt sowohl für den Hochwasserscheitel als auch für das Hochwasservolumen weniger als 1%.

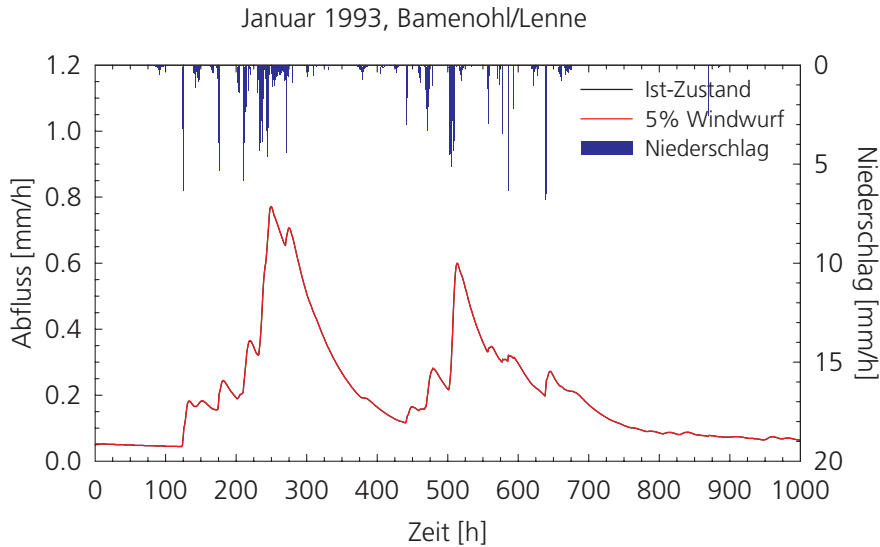


Abb. 5.24 Simulation eines etwa zweijährlichen Hochwasserereignisses im Einzugsgebiet der Lenne für den Ist-Zustand und Windwurf auf 5% der Waldfläche

Da die *Infiltrationskapazität* der Böden bei den betrachteten Ereignissen bedingt durch die geringen Niederschlagsintensitäten jedoch nahezu kein limitierender Faktor ist, ändert die verringerte Makroporosität nur sehr wenig am Abflussgeschehen. Die *Interzeptionsspeicherkapazität* beträgt für die verwendeten Werte des Blattflächenindex abhängig von der Jahreszeit rund 1 bis 2 mm für Wiese und 2 bis 5 mm für Mischwald bzw. 4 bis 6 mm für Nadelwald. Dies hätte auf den von Windwurf betroffenen Flächen entsprechend eine Verringerung der Interzeptionsspeicherkapazität von im Winter *maximal* rund 3 mm zur Folge. Angesichts einer Niederschlagsmenge von etwa 100 mm bis zum Hochwasser-

scheitel und 230 mm für den gesamten in Abb. 5.24, S. 103 gezeigten Zeitraum ist es deshalb plausibel, dass sich die Hochwassersituation infolge des simulierten Sturmschäden nur unwesentlich ändert.

Dass dieses Modellierungsergebnis trotz der Unsicherheiten in der Parameterisierung keineswegs ein Artefakt der Modellkonzeption ist, sondern sich auch mit den Erkenntnissen aktueller empirischer Untersuchungen deckt, wurde bereits in Kap. 2.4.5 belegt. Dies muss betont werden, da Wald in der Vergangenheit häufig sehr undifferenziert und dementsprechend fahrlässig als Lösung jeglicher Hochwasserprobleme gepriesen wurde.

5.8 MULCHSAATSZENARIO

5.8.1 Szenario für das Leingebiet

Das Belassen von Ernterückständen auf dem Feld und dessen Bedeckung mit Stroh oder Fremdmaterialien wird in der landwirtschaftlichen Praxis

als Mulchung bezeichnet. Unter anderem dient Mulchen dazu, den Boden während Phasen geringer Vegetationsbedeckung vor Verschlämmung und Erosion zu schützen und gleichzeitig die Infiltrationseigenschaften zu verbessern. Wei-

tere Vorteile des Mulchens sind eine Düngung des Bodens sowie eine Steigerung der Bioaktivität im Boden (siehe Kap. 2.4.2.1). Da das Mulchmaterial aber auch einem Pilzbefall der Kulturpflanzen Vorschub leistet, ist die Anwendung dieser Technik meist mit verstärktem Fungizideinsatz verbunden und deren Nutzen daher insgesamt umstritten.

Nach einer für das Leingebiet zur Verfügung stehenden klassifizierten Landsat-TM-Szene werden auf etwa 23% der Einzugsgebietsfläche Blattfrüchte angebaut, die durch ihren geringen Bodenbedeckungsgrad bis ins späte Frühjahr hinein für Verschlammung disponiert sind. Für das Mulchscenario wird deshalb angenommen, dass die gesamte von Blattfrüchten bestandene Fläche einer Mulchung unterzogen wird, was bei einer Untersuchung von LEICHTFUSS & KIVUMBI (1995) zu einer Steigerung der Makroporosität um 50% und einer Zunahme der hydraulische Leitfähigkeit um 20% geführt hat. Diese Werte flossen direkt in die Parameterisierung des Mo-

dells ein. Außerdem wurde der Bodenbedeckungsgrad für die Blattfruchtflächen im Winter von 5% auf 50% erhöht.

5.8.2 Hydrologische Auswirkungen

Die eher geringen simulierten Auswirkungen der Mulchsaat auf die Hochwasserentstehung in Abb. 5.25, S. 104 scheinen den Ergebnissen von Beregnungsversuchen zu widersprechen, die meist eine deutliche Reduktion der Entstehung von Infiltrationsüberschuss zeigen. In der Regel werden diese Versuche jedoch mit *extrem hohen Niederschlagsintensitäten und -dauern* durchgeführt, wie sie im gesamten Zeitraum, für den an der Lein stündliche Niederschlagsmessungen vorliegen, an keiner der fünf Stationen aufgezeichnet wurden. Beispiele für Versuche, die im Kraichgau auf Löss durchgeführt wurden, enthält ein Artikel von PFEIL (1998). In einem Versuch wurde über zwei Stunden lang mit mehr als 50 mm/h beregnet, um Infiltrationsüberschuss zu

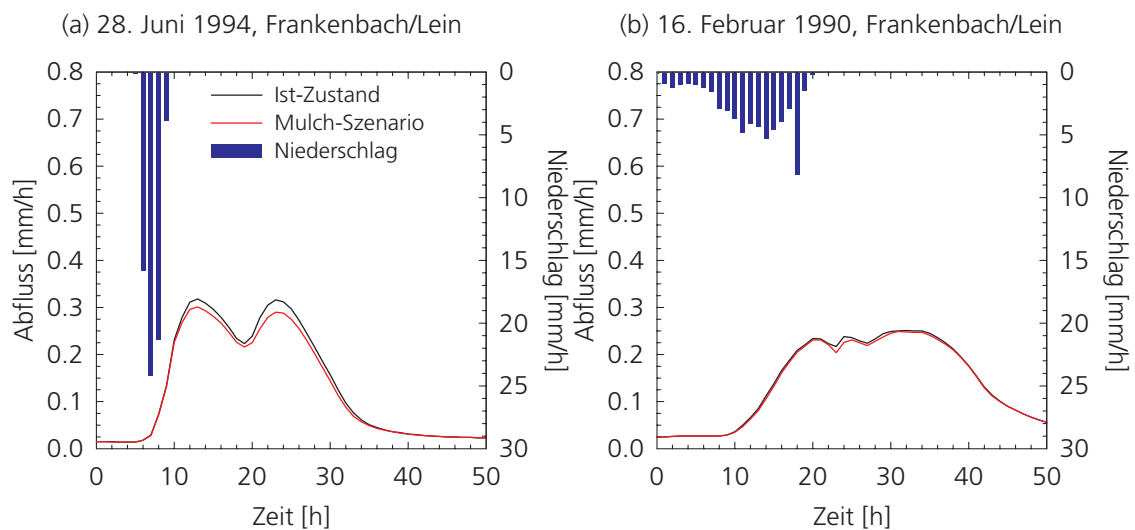


Abb. 5.25 Simulation zweier etwa 3-jährlicher Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Lein für den Ist-Zustand und ein Mulchsaatszenario für die 23% der Einzugsgebietsfläche mit Blattfruchtanbau

erzeugen. Ein ebenfalls zitierter Infiltrationsversuch weist für den schlechtesten Standort eine Versickerungsrate von 5 mm/min aus, was 300 mm/h entspricht. Demgegenüber wurden im Zeitraum von 1982 bis 1997 im Leingebiet nur während 5 Stunden Niederschlagssummen von

mehr als 30 mm/h gemessen, der Höchstwert betrug 44 mm/h. Ein weiterer wichtiger Unterschied zwischen lokal durchgeführten Beregnungsversuchen und der Reaktion eines Einzugsgebietes auf ein Starkregenereignis besteht darin, dass die Experimente nichts über *den weiteren*

Weg des Wassers aussagen, das am unteren Rand der Berechnungsanlage als Infiltrationsüberschuss aufgefangen wird (siehe *Kap. 2.2* zu den Skalen von Abflussprozessen). Außerdem sind Konvektivzellen, die Niederschläge hoher Intensität bewirken, in der Regel auf eine Fläche von wenigen Quadratkilometern begrenzt, so dass größere Einzugsgebiete nur äußerst selten *flächendeckend* mit hoher Intensität überregnet werden (siehe *Kap. 2.3* zu den Skalen von Niederschlägen).

Fast alle der im Leingebiet zwischen 1982 und 1997 aufgetretenen hochwasserrelevanten konvektiven Starkregenereignisse fanden in Zeiten mit hoher Bodenbedeckung statt, so dass das in *Kap. 4.4.2* beschriebene neue Verschlammungsmodul für WASIM-ETH nicht systematisch getestet werden konnte. Ein Ereignis im September 1987, das nach der Getreideernte stattgefunden haben muss, zeigt jedoch bei der Simulation trotz mutmaßlich geringer Bodenbedeckung auf den abgeernteten Feldern eine nur geringfügig andere Ab-

flussbildungsdynamik als die anderen Ereignisse. Werden zur Parameterisierung der durch Verschlammung reduzierten hydraulischen Leitfähigkeit der Bodenoberfläche Daten von Beregnungsversuchen herangezogen, so wird das gemessene Hochwasser vom Modell um ein Vielfaches überschätzt. Wird das Verschlammungsmodul dahingegen generell deaktiviert, so resultiert für das September-Ereignis nur eine geringfügige Unterschätzung der gemessenen Ganglinie. Auch dies ist ein Indiz dafür, wie wenig *unter extremen Bedingungen* und *auf kleinen Flächen* durchgeführte Beregnungsversuche zur Quantifizierung der Hochwasserentstehung im Einzugsgebietsmaßstab beitragen können.

Die Modellierungsergebnisse ändern jedoch nichts daran, dass Verschlammung *lokal* die Entstehung von Oberflächenabfluss und damit Erosion begünstigt. Dies stellt im Kraichgau ein reales Problem dar, welches durch Mulchsaat vermindert werden kann.

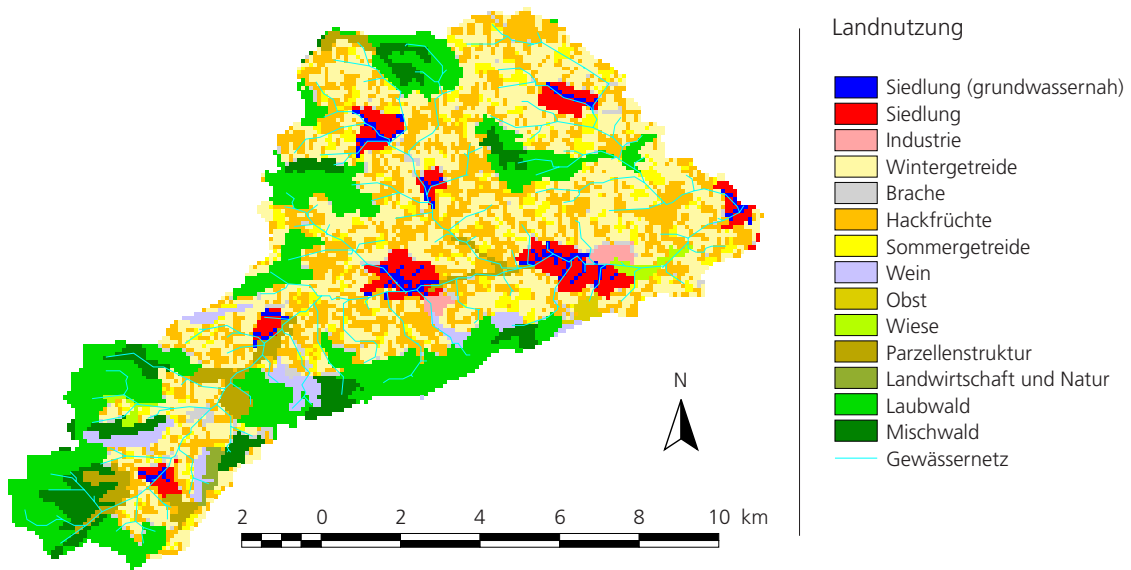
5.9 NIEDERSCHLAGSVERSICKERUNG IN SIEDLUNGSGEBIETEN

5.9.1 Szenario für das Leingebiet

Nach dem *Aktionsplan Hochwasser* der INTERNATIONALEN KOMMISSION ZUM SCHUTZE DES RHEINS (1998) sollen im Zeitraum von 1998 bis 2020 etwa 2500 km² oder 1,3% der Einzugsgebietsfläche des Rheins von rund 190000 km² entsiegelt werden. Übertragen auf das Einzugsgebiet der Lein bedeutet dies, dass dort das Niederschlagswasser von rund 54% der versiegelten Fläche in den Siedlungsgebieten *gespeichert* oder *versickert* werden müsste, um die Wirkung der geforderten Entsiegelung zu erzielen. Dieser hohe Wert ergibt sich daraus, dass der Anteil der Siedlungsfläche an der Einzugsgebietsfläche im Leingebiet deutlich unter dem Durchschnitt für die alten Bundesländer liegt (siehe *Kap. 2.4.1*).

Bei der Modellierung der Wirksamkeit von Versickerungsmaßnahmen werden zwei Szenarien betrachtet:

- (1) Die Maßnahmen zur Versickerung werden gleichmäßig auf alle Siedlungsflächen im Gebiet verteilt. Dies entspricht einer Verringerung des bei der Modellierung verwendeten Versiegelungsgrades der Siedlungsflächen um 54% von 0,35 auf 0,16.
- (2) Die 25% der Siedlungsflächen, die *potenziell grundwassernahe Standorte* darstellen, werden von der Versickerung ausgeschlossen. Um auf den verbleibenden 75% der Siedlungsflächen das gleiche Entsiegelungsäquivalent zu erzielen wie bei einer Einbeziehung aller Siedlungsflächen, wird dort der Versiegelungsgrad um 74% von 0,35 auf 0,09 gesenkt und die Muldenspeicherung auf den zugehörigen Freiflächen entsprechend intensiviert. Ein Anschluss von 74% der geeigneten versiegelten Fläche an Versickerungsmulden entsprechenden Ausmaßes würde allerdings mit großer Wahrscheinlichkeit an der Verfügbarkeit von Freiflächen scheitern.



Karte 5.7 Versickerungspotenzial im Einzugsgebiet der Lein bei Ausschluss der 25% der Siedlungsflächen mit den höchsten Werten für den topographische Index als Kriterium für potenziell geringe Grundwasserflurabstände

Als Kriterium für potenziell geringe Grundwasserflurabstände wird vereinfachend der *topographische Index* verwendet. Auf eine Einbeziehung der digitalen Bodendaten in eine Eignungsbewertung wird verzichtet, da diese in Siedlungsgebieten aufgrund der starken und heterogenen anthropogenen Überprägung nur sehr eingeschränkte Gültigkeit besitzen. Das Resultat der Bewertung ist in *Karte 5.7*, S. 106 dargestellt.

Andere Eignungskriterien für die Anwendbarkeit von Versickerungsmaßnahmen wie beispielsweise das Relief, das Vorkommen von Alt-

lasten, die Bebauungs- und Entwässerungsstruktur oder die generelle Verfügbarkeit von Grünflächen (DEMUTH et al., 1998) wurden für die Modellierung nicht berücksichtigt, da zur Erfassung dieser Parameter detaillierte Untersuchungen vor Ort vonnöten wären.

An Standorten mit gut durchlässigen Böden reicht für die Niederschlagsversickerung häufig eine einfache Versickerungsmulde aus. Mäßig durchlässige Böden erfordern zusätzlichen Speicherraum, der beispielsweise in Form eines Kiesbetts unter der Versickerungsmulde bereitgestellt

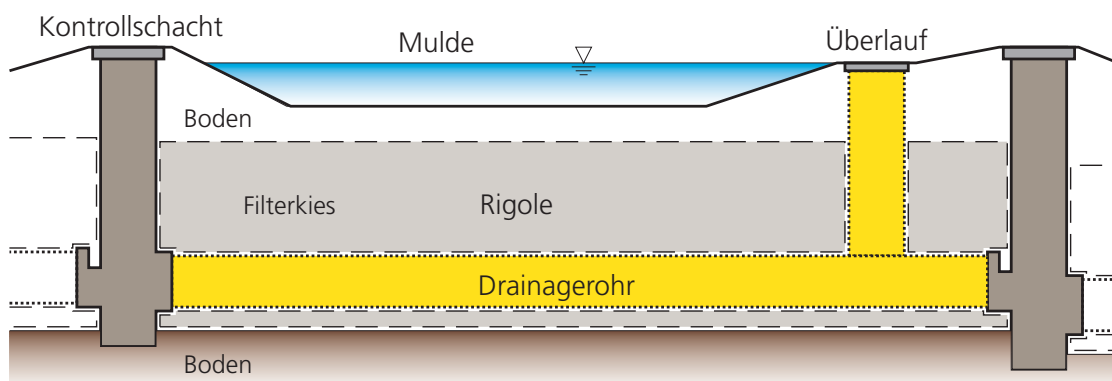


Abb. 5.26 Bausteine eines Mulden-Rigolen-Elements (nach Sieker, 1995)

werden kann. In ungünstigen Fällen ist zusätzlich ein Anschluss an die Kanalisation nötig, um ein Überlaufen der Mulde zu verhindern (siehe *Abb. 5.26*, S. 106). Diese Maximalvariante bedeutet allerdings einen erheblich größeren Investitionsaufwand bei vergleichsweise geringem Wirkungsgrad.

Die Speicherleistung von Versickerungsmulden kann, bezogen auf die angeschlossene versiegelte Fläche, mit rund 40 mm angesetzt werden (übliche Werte liegen nach SIEKER, mündliche Auskunft, zwischen 30 und 50 mm). Bedingt durch den allgemein gehaltenen Aufbau des neu entwickelten Modellteils zur Berücksichtigung versiegelter Flächen (siehe *Abb. 4.5*, S. 57) wird dieses Speichervolumen gemittelt über den ganzen unversiegelten Bereich eines Siedlungspixels als dezentraler Rückhalt (siehe *Kap. 4.4.4*) bereitgestellt. Im Unterschied zur tatsächlichen Funktionsweise von Versickerungsmulden füllt sich der dezentrale Rückhalt im Modell aber erst entweder bei Überschreitung der Infiltrationskapazität des Bodens oder bei dessen Sättigung. Dies

hat tendenziell eine *Überschätzung* der Wirksamkeit von Versickerungsmaßnahmen für die Dämpfung des *Abflussmaximums* zur Folge. Ob dahingegen bei einer Überlastung der Versickerungsmulde ein Anschluss an die Kanalisation besteht oder die Mulde einfach überläuft, spielt für die Modellierung nur eine untergeordnete Rolle, da das überlaufende Wasser in beiden Fällen mit hoher Wahrscheinlichkeit zum Direktabfluss beiträgt.

5.9.2 Hydrologische Auswirkungen

Die Wirkung der oben beschriebenen Versickerungsmaßnahmen zeigt *Abb. 5.27*, S. 107. Der Unterschied zwischen der gleichverteilten Variante und der optimierten Variante unter Ausschluss der grundwassernahen Standorte fällt gering aus und ist anhand der Hochwasserganglinien kaum erkennbar.

Da im Sommer aufgrund der geringeren Bodenfeuchte die Neigung zur Bildung von Sättigungsflächen ohnehin gering ist, überrascht der

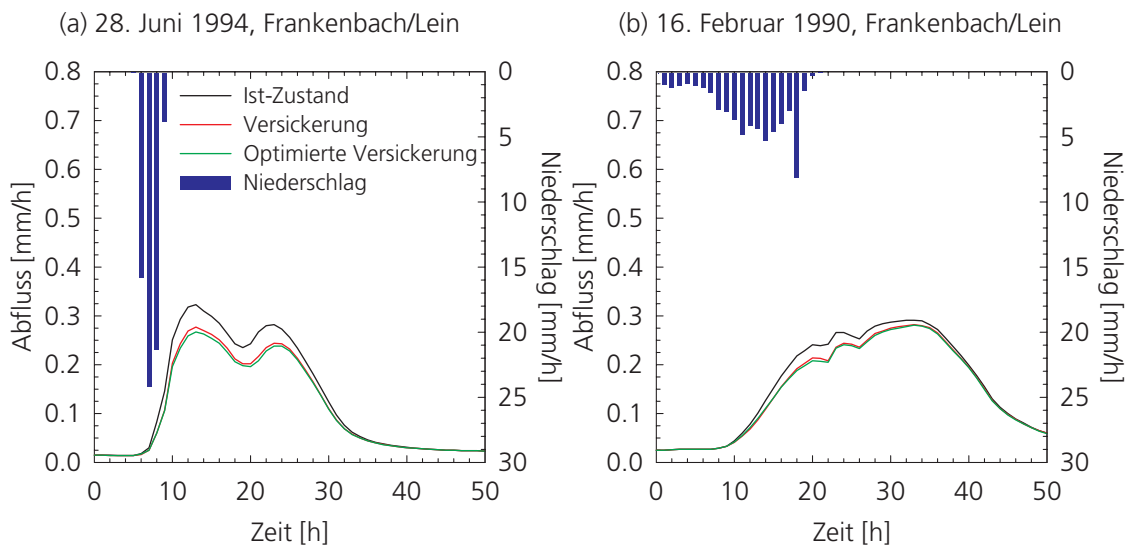


Abb. 5.27 Simulation zweier etwa 3-jährlicher Hochwasserereignisse im Einzugsgebiet der Lein für den Ist-Zustand und zwei Szenarien zur Niederschlagsversickerung in Siedlungsgebieten bei Anschluss von 1,3% der Einzugsgebietsfläche

schwache Einfluss der optimierten Variante auf die Hochwasserdämpfung des konvektiven Ereignisses nicht. In Bezug auf die sehr geringen Auswirkungen der optimierten Variante auf das

advective Ereignis ist davon auszugehen, dass aufgrund der hohen Vorfeuchte die Speicherkapazität des Bodens für Niederschlagswasser insgesamt gering war. Dies hat zur Folge, dass in wei-

ten Teilen der an Versickerungsanlagen angeschlossenen Siedlungsfläche vor allem das oberirdische Speichervolumen der Mulde und weniger deren Versickerungsleistung zur Hochwasserdämpfung beiträgt.

Die in Abb. 5.28, S. 108 wiedergegebene mittlere Wirksamkeit der simulierten Versickerungsmaßnahmen dokumentiert, dass konvektive Ereignisse aufgrund geringerer Vorfeuchte und ten-

denziell kleinerer Niederschlagsmengen deutlich stärker abgemindert werden als advektive. Die modellierte Bandbreite der Wirksamkeit liegt für die konvektiven Ereignisse in Bezug auf das *Abflussmaximum* zwischen 15 und knapp 25% und für die advektiven zwischen 0 und 8%. Zu diesen Werten muss allerdings angemerkt werden, dass die im *Aktionsplan Hochwasser* genannten Zielvorgaben ausgesprochen ehrgeizig sind.

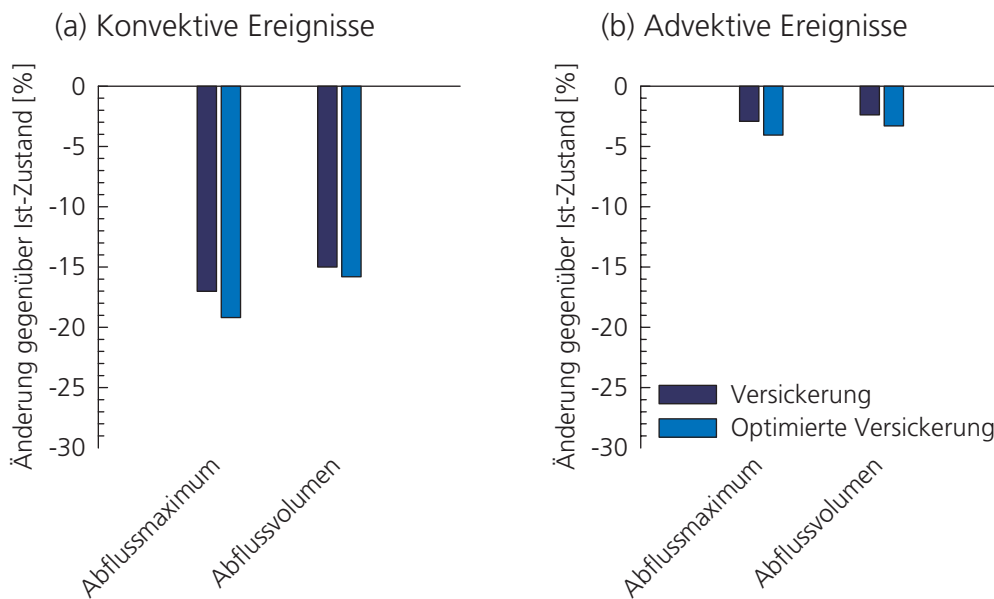


Abb. 5.28 Simulierte Änderung von Abflussmaximum und Abflussvolumen im Einzugsgebiet der Lein als Reaktion auf zwei Szenarien zur Niederschlagsversickerung in Siedlungsgebieten und gemittelt für (a) fünf konvektive und (b) sechs advektive Niederschlagsereignisse mit Jährlichkeiten zwischen 2 und 8 Jahren

Rückschlüsse auf die Wirksamkeit von Versickerungsmulden lassen sich außerdem anhand eines Vergleichs mit dem Szenario eines 50%-igen Wachstums der Siedlungsfläche ziehen. Dieses Verstädterungsszenario bildet sozusagen das Gegenstück zum Versickerungsszenario, da im einen Fall 1,3% der Einzugsgebietsfläche zusätzlich versiegelt und im anderen Fall 1,3% versiegelter Einzugsgebietsfläche weitestgehend von der Kanalisation abgekoppelt werden. Abb. 5.18, S. 96 und Abb. 5.28, S. 108 bieten hierzu eine quantitative Gegenüberstellung.

Eine Betrachtung der Veränderungen für *sommerliche Starkregenereignisse* zeigt, dass auch bei optimierter Standortwahl die Versiegelung des

Bodens nicht ungeschehen gemacht wird. Zumindest liegt die *Verminderung* des Hochwasservolumens durch Versickerungsmaßnahmen aber für diese Ereignisse in derselben *Größenordnung* wie die *Zunahme* des Hochwasservolumens bei zusätzlicher Versiegelung.

Auch die Auswirkungen von Versiegelung beziehungsweise Versickerungsmaßnahmen als Reaktion auf *zyklonale Niederschlagsereignisse* liegen in derselben Größenordnung. Hier sind jedoch die Versickerungsmulden insofern im Vorteil, als dass sie bei gesättigtem Boden noch Speicher- raum an der Bodenoberfläche zur Verfügung stellen, der zu einer Reduktion des Hochwasservolumens beiträgt.

Tab. 5.5 Verminderung von Hochwasservolumen und Abflussmaximum für sechs advective Ereignisse bei einer Anwendung von Versickerungsmaßnahmen auf 54% der versiegelten Fläche (optimierte Variante sortiert nach der Wirksamkeit) und deren Zusammenhang zu Basisabflussanteil, Dauer und Wiederkehrintervall

Jahr, Monat	Verminderung gegenüber dem Ist-Zustand		Simulierter Basisabflussanteil am Volumen [%]	Dauer [h]	Jährlichkeit ca. [a]
	Maximum [%]	Volumen [%]			
1990, Februar	3,4	5,4	21	150	2
1993, Dezember	8,2	4,7	19	250	8
1997, Februar	6,0	4,1	20	150	7
1982, Dezember	4,6	3,5	28	225	3
1983, Mai	1,4	1,4	40	300	4
1988, März	0,7	0,5	52	650	3
Mittelwert	4,0	3,3	30	290	4,5

Wie bereits für das extreme Verstädterungsszenario anhand von *Tab. 5.4*, S. 85 erläutert, variiert auch die Wirksamkeit von Versickerungsmaßnahmen insbesondere für die einzelnen *advectiven* Ereignisse stark (siehe *Tab. 5.5*, S. 109).

Die simulierte Verminderung der *Abflusssumme* schwankt für die advectiven Ereignisse je nach Vorfeuchte und Ereignischarakteristika zwischen 0,5% und 5,4%. Diese Beobachtung unterstreicht die Tatsache, dass Pauschalaussagen zur Wirksamkeit von Versickerungsmaßnahmen nicht möglich sind. Dies gilt um so mehr, als dass die zur Verfügung stehenden, durch hochaufgelöste Daten dokumentierten Hochwasserereig-

nisse nur ein kleines Spektrum möglicher Hochwasser widerspiegeln. Dennoch werden zwar *Hochwasser mit großen Wiederkehrintervallen* von der Datengrundlage nicht abgedeckt, extreme *Niederschläge mit hohen Jährlichkeiten* sind jedoch durchaus in der betrachteten Stichprobe enthalten (siehe *Kap. 5.1.1.2*).

Tab. 5.5, S. 109 zeigt jedoch deutlich, dass vor allem bei zunehmender Niederschlagsmenge im Vorfeld des eigentlichen Ereignisses, also bei hoher *Vorfeuchte*, der Einfluss der Muldenspeicherung an Bedeutung verliert. Dies gilt im Rahmen der betrachteten Ereignisse nahezu unabhängig von deren Jährlichkeit.

Perspektiven für eine Regionalisierung



6.1 ÜBERTRAGUNG DER ERGEBNISSE AUF ANDERE GEBIETE

Die in *Kap. 5* beschriebenen hydrologischen Simulationen für die drei ausgewählten Untersuchungsgebiete haben bestätigt, dass nicht allein der *Anteil* der verschiedenen Landnutzungen an der Einzugsgebietsfläche über die Auswirkungen von *Landnutzungsänderungen* auf Hochwasser entscheidet. Die Landnutzungseinflüsse werden vielmehr durch all jene *klimatischen und physiographischen Randbedingungen* modifiziert, die bereits in *Kap. 2.1* genannt wurden. Hierfür ist die *Lage* der einzelnen Landnutzungen von Bedeu-

tung, da sie die Voraussetzung für die *Verknüpfung* einer Landnutzung mit den zugehörigen Randbedingungen darstellt. Eine Übertragung der Ergebnisse auf andere Gebiete nur auf der Basis einer vergleichbaren Landnutzungsverteilung ist dementsprechend nicht möglich. Deshalb lassen sich die Aussagen, die für die drei untersuchten Gebiete getroffen wurden, streng genommen auch nur auf Gebiete mit vergleichbarer *physiographischer Ausstattung* und ähnlichen *hochwasser-auslösenden Niederschlägen* ausdehnen.

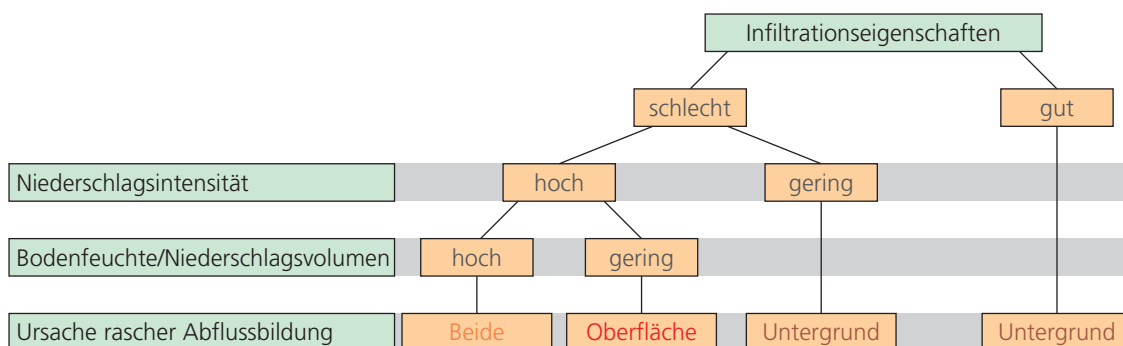


Abb. 6.1 Abflussentstehung in Abhängigkeit von den Infiltrationseigenschaften und den meteorologischen Randbedingungen

Dennoch lässt sich aus den Gebietseigenschaften auch ohne detaillierte hydrologische Modellierung bereits ablesen, unter welchen Umständen und in welcher Weise Landnutzungsänderungen die

Hochwassersituation eines Gebietes verbessern oder verschlechtern können.

Abb. 6.1, S. III verknüpft die maßgeblichen *Randbedingungen* der Hochwasserentstehung zu

einem Entscheidungsbaum, anhand dessen mögliche Veränderungen infolge von Landnutzungsänderungen abgeprüft werden können. Der Entscheidungsbaum bezieht sich – wie auch die folgenden Ausführungen – auf Hochwasser, die *nicht* maßgeblich durch *Schneesmelze* beeinflusst sind.

Landnutzungsänderungen sind für die Hochwasserentstehung vor allem dann von Bedeutung, wenn sie die *Infiltrationseigenschaften* beeinflussen bzw. im Extremfall Infiltration verhindern. Verschlechtert sich das Infiltrationsvermögen beispielsweise durch Verdichtung des Oberbodens, dann entscheidet die Niederschlagsintensität darüber, wie sehr die Infiltration hierdurch im Einzelfall beeinträchtigt wird. Intensive Niederschläge führen in diesem Fall, wie in *Abb. 6.1*, S. III dargestellt, zu mehr Oberflächenabfluss und damit tendenziell zu einer Hochwasserverschärfung.

Dementsprechend sind *Niederschlagstyp*, *Infiltrationseigenschaften* und die *Eigenschaften des Untergrundes* auch die wichtigsten Indikatoren für den potenziellen Einfluss von Landnutzungsänderungen auf die Hochwassersituation in einem mesoskaligen Gebiet. Deren Rolle wurde in den vorangegangenen Kapiteln eingehend beschrieben. Gleiches gilt für die detaillierte hydrologische Modellierung in der Mesoskala. Die folgende schematische Übersicht über die drei Einflussfaktoren beschränkt sich daher auf die Ableitung relevanter Information aus räumlichen Daten sowie meteorologischen und hydrologischen Zeitreihen:

Niederschlagstyp

Welche Typen von Regenfällen führen im Gebiet zu Hochwassern?

- (1) Kurze konvektive Niederschläge tendenziell hoher Intensität oder
- (2) langanhaltende advektive Niederschläge tendenziell geringer Intensität.

Wichtige Informationen hierzu sind bereits in Abflussdaten enthalten, die eine *integrale* Sicht auf die Vorgänge im Einzugsgebiet bieten.

Besteht z.B. ein starker Zusammenhang zwischen dem Abflussregime eines Gebietes und der

jahreszeitlichen Verteilung der Hochwasser, so geht daraus in Mitteleuropa eine enge Kopplung an ergiebige zyklonale Niederschläge hervor – unter Umständen in Verbindung mit Schneeschmelze (BLÖSCHL & SIVAPALAN, 1997). Dieses Verhalten ist meist mit hohen Basisabflüssen vor dem eigentlichen Ereignis und langen Ereignisdauern verbunden. Der potenzielle Einfluss von Landnutzungsänderungen auf die Hochwasserentstehung ist für diesen Fall gering.

Treten Hochwasser das ganze Jahr über auf, so ist die *Variabilität* der Abflussbildung im Gebiet größer als bei ausgeprägter *Saisonalität* der Ereignisse – und damit auch der mögliche Einfluss von Landnutzungsänderungen. In diesem Fall sind zeitlich hochaufgelöste Niederschlagsdaten nötig, um Aussagen über den verursachenden Niederschlagstyp und die möglicherweise beteiligten Abflussbildungsprozesse treffen zu können. Neben Niederschlagsdaten können auch Daten zur Großwetterlage Aufschluss über den Niederschlagstyp geben.

Infiltrationseigenschaften

Wie gut ist das Infiltrationsvermögen der Böden im Gebiet *relativ* zur Niederschlagsintensität?

- (1) Höher als die Intensität eines hochwasserrelevanten Niederschlagsereignisses oder
- (2) geringer als die Intensität eines hochwasserrelevanten Niederschlagsereignisses.

Als erster Hinweis auf die Art der Hochwasserentstehung bietet sich die Berechnung des *Abflussbeiwerts* einzelner Hochwasser an – also des Anteils am Niederschlag, der unmittelbar zum Hochwasserabfluss beiträgt. Insbesondere bei rascher Abflussreaktion auf kurze intensive Niederschläge ist ein Vergleich dieses Abflussbeiwerts mit der Niederschlagsmenge hilfreich, die auf mutmaßlich versiegelte oder extrem geringdurchlässige Flächen gefallen ist. Ist das Hochwasservolumen höher als dieser Anteil, dann sind entweder unterirdische Abflussbildungsprozesse bzw. Sättigungsflächen oder Infiltrationsüberschuss anderer Flächen maßgeblich an der Hochwasserentstehung beteiligt. Daten zur *hydraulischen Leitfähigkeit* sind als Informationsquelle nur dann verlässlich, wenn sie die Böden im Gebiet

aufgrund ihres groben Substrats als sehr gut durchlässig ausweisen. Die tatsächliche Durchlässigkeit strukturierter Böden mit höherem Schluff- und Tongehalt weicht jedoch aufgrund von Aggregatbildung, Rissen, Wurzelkanälen und Tiergängen einerseits sowie Verdichtung und Verschlammung andererseits oft erheblich von der im Labor bestimmten hydraulischen Leitfähigkeit ab. Im Gebiet beobachtete *Bodenerosion* hingegen ist zwar ein untrügliches Indiz für Oberflächenabfluss, aber kein quantitatives Maß für dessen Beitrag zur Hochwasserentstehung.

Beschaffenheit des Untergrundes

Wie groß ist das unterirdische Speichervermögen des Gebiets?

- (1) Geringes Speichervermögen infolge geringmächtiger Böden und undurchlässigem Festgestein oder
- (2) großes Speichervermögen infolge mächtiger Böden und gut durchlässigem Lockergestein.

Daneben gibt es natürlich weitere Kombinationen aus Boden- und Gesteinseigenschaften, die eine Mittelstellung zwischen diesen beiden Extremen einnehmen.

Die Beschäftigung mit den unterirdischen Verhältnissen kommt bei der hydrologischen Modellierung oft zu kurz, da viele der gebräuchlichen Modelle nur Bodendaten und keine Daten zu den geologischen Verhältnissen verarbeiten. Informationen zu Geomorphologie und Gesteinsuntergrund sind in diesen Modellen nur indirekt enthalten – als *Auslaufkoeffizienten* unterir-

discher Speicher, die anhand des *zeitlichen Verlaufs* gemessener Abflussganglinien ermittelt werden. Rückschlüsse auf die unterirdische Hochwasserentstehung sind daraus aufgrund der dynamikorientierten Herangehensweise konzeptioneller hydrologischer Modelle nur bedingt möglich (siehe *Kap. 2.1*). Karten und Hintergrundinformationen der geologischen Verhältnisse sind daher unerlässlich, um die Simulation der unterirdischen Abflussreaktion auf ihre Plausibilität hin überprüfen zu können.

Beispiele für Gebietstyp (1) mit geringmächtigen Böden und geringdurchlässigem Festgestein finden sich in Deutschland vor allem in den Mittelgebirgsregionen. Das Gebiet der Oberen Lenne kann als Vertreter dieses Typs angesehen werden (siehe *Kap. 3.4.2*). Das Leingebiet mit seiner mächtigen Lössdecke entspricht eher dem zweiten Typ (siehe *Kap. 3.2.2*). Hier wirkt sich z.B. Verstädterung unter anderem deshalb stärker aus, weil durch die Versiegelung mehr unterirdischer Speicherraum vom Wasserkreislauf abgeschnitten wird als an der Lenne.

Als Basis für eine *Klassifizierung* von Regionen im Hinblick auf ihr Hochwasserverhalten bieten sich deshalb vor allem die *geomorphologischen* und *geologischen Verhältnisse* an.

Die *Landnutzung* ist demgegenüber als Basis für eine solche Klassifikation weniger geeignet, da beispielsweise ein Kiefernbestand einer Grundmoränenlandschaft im Hinblick auf die Hochwasserentstehung wesentlich mehr mit einem Spargelfeld auf märkischem Sand gemeinsam hat als mit einem Fichtenbestand im Schwarzwald.

6.2 ÜBERTRAGUNG DER ERGEBNISSE AUF DIE MAKROSKALA

In den großen Flussgebieten Mitteleuropas entstehen Hochwasser vor allem als Folge *langanhaltender advektiver* Niederschläge – unter Umständen in Verbindung mit Schneeschmelze. Unter solchen Bedingungen stellen nur geringdurchlässige, versiegelte oder gesättigte Böden eine Barriere für versickerndes Niederschlagswasser dar. Im weiteren entscheiden die *hydrogeologischen Merkmale* darüber, auf welche Weise ein Gebiet auf in-

filtrierenden Niederschlag reagiert. Außerdem gewinnen mit steigender Gebietsgröße die *Fließprozesse im Gewässernetz* an Bedeutung.

Prinzipiell ist eine Ausdehnung der in dieser Arbeit für die Mesoskala verwendeten Vorgehensweise auf makroskalige Flussgebiete mit einer Fläche von mehreren 10000 km² möglich. Dabei ist zu beachten, dass die Güte der hydrologischen Simulation oberhalb einer Gitterweite

von $1000\text{ m} \times 1000\text{ m}$ drastisch abnimmt (SCHULLA, 1997). Allerdings wird für große Gebiete das Verhältnis zwischen Aufwand und Nutzen einer *scheinbar* detaillierten hydrologischen Modellierung unter anderem aus folgenden Gründen immer ungünstiger:

- (1) Die *Datenbasis* wird in der Regel schlechter und aufgrund unterschiedlicher Arten der Datenerhebung und -klassifizierung meist inhomogener.
- (2) Durch die notwendige *räumliche Aggregation* werden die in den einzelnen Rasterzellen entstehenden Boden- und Landnutzungskombinationen immer willkürlicher.
- (3) Die Verwendung des *Sättigungsflächen-Ansatzes* ist für Rasterzellen mit 1000 m Seitenlänge physikalisch nicht mehr begründbar.
- (4) Die *Kalibrierung* des Modells kann nicht mit derselben Sorgfalt erfolgen wie für kleine Gebiete, für die meist zahlreiche qualitative Hintergrundinformationen vorliegen. Dadurch wird es immer schwieriger, die zahlreichen Parameter des Modells mit Bedeutung zu füllen und Modellergebnisse zu interpretieren.

Deswegen sollte sich die hydrologische Modellierung von Hochwassern in der *Makroskala* auf die wesentlichsten Aspekte konzentrieren:

- (1) *Ursachen des Hochwassers*
Zeitliche und räumliche Abfolge der Überregung, Vorfeuchte bzw. Witterung vor dem Hochwasserereignis, Schneedecke.
- (2) *Dynamik variabel beitragender Flächen*
Geringdurchlässige Flächen, versiegelte Flächen, Sättigungsflächen.
- (3) *Unterirdische Abflussbildung*
Mächtigkeit der Böden, Durchlässigkeit und Speicherfähigkeit des Gesteinsuntergrundes.
- (4) *Fließprozesse im Gewässernetz*
Überlagerung der einzelnen Hochwasserwellen aus den Teilgebieten, Retention im und am Gewässernetz.

Die folgenden Abschnitte beschäftigen sich damit, wie diesen Aspekten auch bei der Modellierung makroskaliger Gebiete Rechnung getragen werden kann. Dem Thema der Arbeit entspre-

chend liegt dabei der Schwerpunkt auf der *Dynamik variabel beitragender Flächen*, da Landnutzungsänderungen insbesondere hierauf Einfluss nehmen. Auf die Fließprozesse im Gewässernetz wird hingegen aus demselben Grund nicht näher eingegangen.

6.2.1 Zeitliche Disaggregation des Niederschlages

In *Kap. 5.2.3.2* wurde demonstriert, welchen großen Einfluss die *zeitliche Verteilung* des Niederschlages auf die hydrologische Modellierung der *Abflussbildung* bei Hochwasser hat. Für makroskalige Einzugsgebiete stehen flächendeckend jedoch meist nur tägliche Niederschlagsdaten zur Verfügung. Diese reichen für die Beschreibung der zeitlich stark variablen *Infiltrationsdynamik* nicht aus.

Bei der notwendigen *zeitlichen Disaggregation* der täglichen Niederschlagssummen behilft man sich im einfachsten Fall mit jahreszeitlich unterschiedlichen Verteilungen des Niederschlages auf die Zeitschritte innerhalb eines Tages.

Eine bessere indirekte Informationsquelle zur innertäglichen Variabilität des *Witterungsgeschehens* stellen Angaben zur *Großwetterlage* dar, die vom Deutschen Wetterdienst als Zeitreihen mit täglicher Auflösung geführt werden. Den verschiedenen Großwetterlagen können *charakteristische Niederschlagseigenschaften* zugeordnet werden (BÁRDOSSY & PLATE, 1992). Dies geschieht anhand zeitlich hochaufgelöster Niederschlagsdaten einzelner Stationen im Gebiet, die nicht zwingend den Untersuchungszeitraum abdecken müssen. Grenzen der Methode liegen in den Großwetterlagen selbst, da sie lediglich einen Anhaltspunkt für das tatsächliche Witterungsgeschehen in einem Einzugsgebiet geben können.

Verfahren für die zeitliche Disaggregation von Niederschlägen wurden beispielsweise von BÁRDOSSY (1998), CONNOLLY et al. (1998) oder OLSSON (1998) entwickelt. Deren Parameter können entweder mittels zeitlich hochaufgelöster Niederschlagsdaten bestimmt oder im Falle der Methode von BÁRDOSSY (1998) direkt aus den *charakteristischen Niederschlagseigenschaften* abgeleitet werden, die für die einzelnen Großwetterlagen ermittelt wurden.

6.2.2 Makroskalige Modellierung der Infiltrationsdynamik

Landnutzungsänderungen, die für die Hochwasserentstehung relevant sind, nehmen in erster Linie auf die Infiltrationseigenschaften Einfluss. Die extremste Änderung der Infiltrationseigenschaften entsteht bei Versiegelung der Bodenoberfläche. Dementsprechend sollte sie auch in der Makroskala berücksichtigt werden.

Wie dies realisiert werden könnte, soll am Beispiel des gerade für makroskalige Anwendungen weit verbreiteten hydrologischen Modells HBV (BERGSTRÖM, 1995; LINDSTRÖM et al. 1997) erläutert werden. Dabei werden auch die Grenzen deutlich, denen eine solche Vorgehensweise unterliegt.

Die Abflussbildung erfolgt in HBV ausschließlich in Abhängigkeit von *Bodenfeuchte* und *Speicherkapazität* des Bodens, und zwar nach folgendem Ansatz (BERGSTRÖM, 1995):

$$\Delta Q = \Delta P \cdot \left(\frac{S_{sm}}{FC} \right)^\beta \quad (6.1)$$

Q	Abfluss	[mm]
P	Niederschlag	[mm]
S_{sm}	Wassergehalt des Bodens	[mm]
FC	Feldkapazität des Bodens	[mm]
β	Exponent, der die Aufteilung zwischen Bodenwasser und Abfluss bestimmt	[-]

Der *hydraulischen Leitfähigkeit* des Bodens hingegen wird in HBV (siehe Gl. 6.1, S. 115) kein direkter Einfluss auf die Abflussbildung eingeräumt.

Eine Aufteilung des entstandenen Abflusses in verschieden schnell reagierende Abflusskomponenten erfolgt erst nach Übergabe an die zwei unterirdischen Speicher, die in Gl. 6.5, S. 116 aufgeführt sind. Gl. 6.1, S. 115 beschreibt daher implizit die Entstehung *gesättigter Flächen* und deren Beitrag zu einer raschen Abflussreaktion in Form von *Sättigungsoberflächenabfluss* oder *subsurface stormflow*, genauso aber auch Tiefensickerung, Grundwasserneubildung und *Basisabfluss*.

Nach Gl. 6.1, S. 115 kann auch vor Erreichen der als *Feldkapazität FC* bezeichneten Speicherfähigkeit des Bodens bereits Abfluss entstehen.

Dies ist jedoch nur scheinbar ein Widerspruch. Vielmehr soll mit diesem Verhalten des Berechnungsansatzes der kleinskaligen *Heterogenität der Bodeneigenschaften* sowie der *Variabilität der Bodenfeuchte* Rechnung getragen werden (BERGSTRÖM, 1995).

Infiltrationsüberschuss

Infiltrationsüberschuss kann mit Gl. 6.1, S. 115 nicht berücksichtigt werden, was in makroskaligen Einzugsgebieten Mitteleuropas aufgrund der Eigenschaften großflächiger Niederschläge vertretbar sein kann. Ist Infiltrationsüberschuss und damit HORTONScher Oberflächenabfluss allerdings von Bedeutung, dann muss das Modell um einen Infiltrationsansatz erweitert werden. Dieser Ansatz kann im einfachsten Fall ein *Schwellenwert der Niederschlagsintensität* sein, oberhalb derer der auf unversiegelte Flächen fallende Niederschlag *direkt* zum Abfluss beiträgt:

$$\Delta Q_{INXS} = (1 - \psi) \cdot (\Delta P - \Delta P_{INXS}) \quad (6.2)$$

für $\Delta P > \Delta P_{INXS}$

Q_{INXS}	Direktabfluss infolge von Infiltrationsüberschuss	[mm]
P	Niederschlag auf unversiegelte Flächen	[mm]
P_{INXS}	Schwellenwert des Niederschlages für Infiltrationsüberschuss (Niederschlagsintensität)	[mm]
ψ	Versiegelungsgrad	[-]

Solch ein Schwellenwert ist beispielsweise im norwegischen NORDIC HBV bereits enthalten (SÆLTHUN, 1996). Eine Übersetzung der Eigenschaften verschiedener Landnutzungen und Böden in Schwellenwerte des Niederschlages ist allerdings mit großen Unsicherheiten verbunden.

Komplexere Infiltrationsgleichungen stellen hierzu nur bedingt eine Alternative dar. Deren Parameter lassen sich zwar leichter den verschiedenen Landnutzungs- und Bodeneigenschaften zuordnen, die Bedeutung dieser Eigenschaften für die Abflussbildung in der Makroskala ist jedoch ebenfalls sehr unsicher.

Eine weitere Möglichkeit besteht darin, anstelle eines festen Niederschlagsschwellenwertes die *räumliche Variabilität* des Niederschlages mit einzubeziehen. Diese Variabilität müsste bei der

Niederschlagsinterpolation für jeden Zeitschritt bestimmt werden.

Versiegelte Flächen

Versiegelte Flächen tragen bei Starkniederschlägen überproportional zu einer schnellen Abflussreaktion bei. Ausgehend von der entsprechenden Modellerweiterung für WASIM-ETH (siehe Kap. 4.4.3) könnte ein vereinfachter Abflussbildungsansatz für *versiegelte* und *an die Kanalisation angeschlossene* Bereiche so aussehen, dass der auf diese Bereiche fallende Niederschlag *unmittelbar* zum Abfluss kommt. Als Maß hierfür kann der *Versiegelungsgrad* im Sinne von Gl. 4.9, S. 58 dienen:

$$\Delta Q_{SEAL} = \psi \cdot \Delta P \quad \text{für } \Delta P > \Delta P_{SEAL} \quad (6.3)$$

Q_{SEAL}	Direktabfluss von versiegelten Flächen	[mm]
P	Niederschlag	[mm]
P_{SEAL}	Schwellenwert des Niederschlages für Kanalentlastung (Niederschlagsintensität)	[mm]
ψ	Versiegelungsgrad	[-]

Dieses Konzept wurde in Anlehnung an die Modellerweiterung für WASIM-ETH bereits von THEISEN (in BRONSTERT et al., 2000) auf makroskalige Teilgebiete des Rheins angewandt. Da der hochwasserverschärfende Einfluss versiegelter Flächen an die Niederschlagsintensität gekoppelt ist, könnte der starre Abflussbeiwert versiegelter Flächen durch die Einführung einer *Grenzniederschlagsintensität* modifiziert werden, oberhalb derer Gl. 6.3, S. 116 zur Anwendung kommt – falls Abschätzungen hierzu möglich sind.

Die Verbindung der ursprünglichen Gl. 6.1, S. 115 mit dem Ansatz für versiegelte Flächen aus Gl. 6.3, S. 116 trägt auch der Erkenntnis Rechnung, dass der hochwasserverschärfende Einfluss versiegelter Flächen bei langanhaltenden Niederschlägen abnimmt. Dies ist dadurch gewährleistet, dass der Beitrag unversiegelter Flächen zum Abfluss mit zunehmender Bodenfeuchte steigt, der Direktabfluss von versiegelten Flächen hingegen konstant bleibt.

Kombination der Ansätze zur Abflussbildung

Sollen die Ansätze für *Infiltrationsüberschuss* (Gl. 6.2, S. 115) sowie für *versiegelte Teilflächen*

(Gl. 6.3, S. 116) mit dem bisherigen Abflussbildungsansatz für HBV kombiniert werden, dann muss Gl. 6.1, S. 115 dementsprechend so modifiziert werden, dass anstelle des Gesamtniederschlages ΔP der Anteil des Niederschlages $\Delta I n_u$ eingesetzt wird, der nach Gl. 6.2, S. 115 in den unversiegelten Bereichen infiltriert. Dieser Anteil ergibt sich wie folgt:

$$\begin{aligned} \Delta I n_u &= \Delta P_{INXS} && \text{für } \Delta P > \Delta P_{INXS} \\ \Delta I n_u &= (1 - \psi) \cdot \Delta P && \text{für } \Delta P \leq \Delta P_{INXS} \end{aligned} \quad (6.4)$$

$I n_u$	Infiltrierender Anteil des Niederschlages auf unversiegelte Teilflächen	[mm]
P	Niederschlag	[mm]
P_{INXS}	Schwellenwert des Niederschlages für Infiltrationsüberschuss (Niederschlagsintensität)	[mm]
ψ	Versiegelungsgrad	[-]

An das Kanalnetz angeschlossene versiegelte Teilflächen werden auf diese Weise vom Bodenspeicher aus Gl. 6.1, S. 115 abgekoppelt.

6.2.3 Berücksichtigung der unterirdischen Abflussbildung

Ein großer Schwachpunkt konzeptioneller hydrologischer Modelle, wie sie in der Makroskala eingesetzt werden, liegt in der Beschreibung der unterirdischen Abflussbildung. Meist wird der Untergrund in Form von Speichern repräsentiert, deren Parameter im Normalfall an gemessenen Abflussganglinien kalibriert werden müssen.

In HBV-96 (LINDSTRÖM et al., 1997) sind dies zwei Speicher – ein nicht-linearer für schnelle Abflussreaktionen und ein linearer für verzögert reagierenden Basisabfluss:

$$\begin{aligned} Q_{UZ} &= k_{UZ} \cdot UZ^{(1 + \alpha)} \\ Q_{LZ} &= k_{LZ} \cdot LZ \end{aligned} \quad (6.5)$$

UZ	Speicherinhalt der oberen Zone	[mm]
LZ	Speicherinhalt der unteren Zone	[mm]
Q	Abfluss aus dem jeweiligen Speicher	[mm]
k	Auslaufkonstante des jeweiligen Speichers	[-]
α	Konstante zur Festlegung des nichtlinearen Auslaufverhaltens der oberen Zone	[-]

Die *Tiefenperkolation* vom oberen zum unteren unterirdischen Speicher wird in HBV über eine *konstante Sickerungsrate PERC* gesteuert. Ein weiterer Parameter namens *MAXBAS* bewirkt zusätzlich eine *Transformation* der gesamten Abflussreaktion aus den beiden unterirdischen Speichern und dient zur Berücksichtigung der Gerinnereaktion im Gewässernetz eines Teileinzugsgebiets.

Im Original passiert jeglicher Abfluss zumindest einen der beiden Speicher aus Gl. 6.5, S. 116. Im Sinne einer prozessorientierten Trennung von Infiltrationsdynamik und unterirdischer Abflussreaktion sollten der Infiltrationsüberschuss Q_{INXS} aus Gl. 6.2, S. 115 sowie der Direktabfluss versiegelter Flächen Q_{SEAL} aus Gl. 6.3, S. 116 jedoch hiervon ausgenommen werden.

Die vier Parameter k_{UZ} , k_{LZ} , α und *PERC* werden oft ausschließlich anhand der Ähnlichkeit von simulierter und gemessener Abflussganglinie bestimmt, wobei statistische Gütemaße und optische Vergleiche meist die alleinigen Kriterien für die Qualität der Modellierung sind. Hieraus ergeben sich in der Regel zahlreiche Parameterkombinationen, die zu ähnlichen Ergebnissen führen.

Wichtig wäre deshalb, anhand von *morphologischen* und *geologischen* Kennwerten plausible Grenzen für den Wertebereich der Parameter für die unterirdische Abflussreaktion festzulegen. Dies könnte im Zusammenhang mit einer Klassifizierung von Regionen im Hinblick auf ihr Hochwasserverhalten geschehen, wie sie bereits in Kap. 6.1 angesprochen wurde.

Diskussion und Ausblick



7.1 DISKUSSION DER ERGEBNISSE

Bei der Weiterentwicklung des hydrologischen Modells WASIM-ETH ist auf eine detaillierte Beschreibung und Parameterisierung des Einflusses der Landnutzung auf die Bodenzone großer Wert gelegt worden. Dies wurde mit einer Zunahme der *Modellunsicherheit* erkauft, die exemplarisch für das Makroporenmodul dargestellt wurde. Diese Modellunsicherheit ist ein Spiegelbild der Wissenslücken, die aufgrund der Datenverfügbarkeit sowie der Heterogenität der Bodeneigenschaften und der Variabilität der Feuchtebedingungen in der Bodenzone die Forschung auf diesem Gebiet auch in Zukunft begleiten werden.

Die Erfassung der *Randbedingungen* von Hochwassern setzt neben einer realistischen Bodenfeuchtesimulation auch eine angemessene Beschreibung der Grundwasserhältnisse voraus, die in den meisten Modellen – einschließlich der verwendeten Version von WASIM-ETH – nur bedingt gegeben ist. Dies ist insbesondere dann problematisch, wenn die Hochwasserentstehung, wie beispielsweise im Fall der Lenne, von unterirdischen Fließprozessen dominiert wird. Allerdings ist dann auch der Einfluss der Landnutzung von untergeordneter Bedeutung.

Ein großer Fortschritt für die Bearbeitung der Fragestellung ist die Berücksichtigung der *räumlichen Verteilung* der Landnutzung und deren Veränderungen sowohl bei der Erstellung der Landnutzungsszenarien als auch bei der hydrologischen Modellierung.

Starkniederschläge sind die *Ursache* sämtlicher hier betrachteten Hochwasser. Die Erfas-

sung der *raumzeitlichen Niederschlagsdynamik* spielt daher eine entscheidende Rolle für die Qualität der hydrologischen Modellierung. Sie ist im Prinzip durch die Interpolation des Niederschlages für jede einzelne Rasterzelle gewährleistet, hängt aber wesentlich von der *Dichte* und *Güte* des Niederschlagsmessnetzes ab.

Exemplarische Ergebnisse der hydrologischen Modellierung für die drei Untersuchungsgebiete sind folgende:

- (1) Am Beispiel der Lein konnte gezeigt werden, welche große Bedeutung die *lagegetreue Darstellung der Landnutzung* im hydrologischen Modell insbesondere bei kleinräumig auftretenden Niederschlägen z. B. aus Gewitterzellen hat. Die Lage eines fiktiven Siedlungszentrums hatte bei der Modellierung einen erheblichen Einfluss sowohl auf die Höhe der Hochwasserspitze als auch auf die Gestalt der Hochwasserganglinie.
- (2) Eine Zunahme der *Siedlungsflächen* im Einzugsgebiet der Lein um 50 % hätte den Simulationen zufolge je nach Rahmenbedingungen sehr unterschiedliche Auswirkungen: selbst bei gleichem Wiederkehrintervall des Hochwassers von etwa drei Jahren schwankt danach die Zunahme des Hochwassersmaximums zwischen 0 % für ein *langanhaltendes zyklonales Niederschlagsereignis* mit hoher Vorfeuchte und beinahe 30 % für einen *intensiven Gewitterregen* bei geringer Vorfeuchte.

- (3) Die im Leingebiet in den Jahren 1983, 1988 und 1990 infolge zyklonaler Niederschläge aufgetretenen Hochwasser haben alle zu Hochwassern im Rhein beigetragen. Der Einfluss einer Zunahme der Siedlungsflächen um 50%, der für diese Ereignisse simuliert wurde, variiert zwischen 0% und etwa 4% Erhöhung des Hochwasserscheitels. Dies zeigt, dass die Argumentationskette »großes Hochwasser im Rhein – Böden gesättigt – Landnutzung spielt keine Rolle« nicht zwangsläufig zutrifft.
- (4) Wie das Beispiel des Lennegebietes illustriert, ist *Waldbestand* entgegen der nach wie vor weit verbreiteten Meinung kein Indiz für einen per se geringen Beitrag zur Hochwasserentstehung. Richtig ist, dass ein natürlicher Wald bessere Speichereigenschaften (Interzeption, Streuspeicher) aufweist als andere Landnutzungen und dass Waldböden oft gute Infiltrationseigenschaften besitzen. Da aber Wälder in Mittelgebirgen häufig auf geringmächtigen Böden stocken, sind Waldflächen insbesondere in Kombination mit geringdurchlässigem Festgestein prädestiniert für *rasche unterirdische Abflussbildung*.
- (5) Die Anwendung eines *Mulchsaatszenarios* für die Lein hat ergeben, dass die *Unsicherheit der Modellierung von Makroporendynamik* während konvektiver Ereignisse mit hohen Niederschlagsintensitäten weit größer ist als der mutmaßliche Einfluss des Mulchsaatverfahrens auf die Hochwasserentstehung in der *Mesoskala*. Inwieweit dies ein Artefakt des Modellansatzes ist, bedarf, soweit möglich, der experimentellen Überprüfung.
- (6) Die starke hochwasserverschärfende Wirkung von *Versiegelung* bei *kurzen und intensiven Gewitterniederschlägen kleiner Jährlichkeit* konnte beispielsweise für das Einzugsgebiet der Körsch demonstriert werden. Dort wäre den Simulationen zufolge das Abflussmaximum eines im Jahr 1992 aufgetretenen konvektiven Ereignisses im Siedlungszustand des Jahres 1836 (1,3% Siedlungsfläche) nur rund ein Sechstel so groß gewesen wie im Ist-Zustand (25% Siedlungsfläche).
- (7) Prinzipiell unterliegen gezielt eingesetzte *Versickerungsmaßnahmen für versiegelte Flächen in Siedlungsgebieten* denselben Einschränkun-

gen, wie sie für die Auswirkungen des Einflusses der Versiegelung selbst formuliert worden sind. Dies haben Simulationen für das Leingebiet gezeigt. Deren Nutzen ist dementsprechend groß während intensiver konvektiver Niederschläge mit geringer Vorfeuchte, deutlich kleiner aber hingegen für langanhaltende advektive Niederschläge mit hoher Vorfeuchte, da dann die Aufnahmefähigkeit sowohl des natürlichen Bodens als auch der Versickerungsanlage zurückgeht.

Die anhand der hydrologischen Modellierung gewonnenen Erkenntnisse sind jedoch nicht auf die Einzugsgebiete von Lein, Körsch und Lenne beschränkt, sondern lassen auch die Ableitung allgemein gültiger Zusammenhänge zu:

- (1) Bedeutung der *Niederschlagscharakteristika*:
 - (a) *Niederschlagsintensität*
Der Einfluss der Landoberfläche ist für *konvektive* Ereignisse mit hohen Niederschlagsintensitäten größer als für *advektive* Ereignisse mit meist deutlich geringeren Niederschlagsintensitäten.
 - (b) *Niederschlagsvolumen*
Je größer das Niederschlagsvolumen, desto geringer ist der Einfluss der Landoberfläche auf die Hochwasserentstehung.
- (2) Bedeutung der *Anfangsbedingungen*:
Je trockener das Gebiet zu Beginn des Ereignisses, desto größer ist der Einfluss der Landoberfläche auf die Hochwasser.
- (3) Bedeutung der *Infiltrationsbedingungen*:
Liegt die Durchlässigkeit der Bodenoberfläche in derselben Größenordnung wie die Niederschlagsintensität, dann ist der Einfluss von Änderungen der Landoberfläche für die Hochwasserentstehung am größten.
- (4) Bedeutung von *Morphologie* und *Geologie*:
Stellt die Durchlässigkeit der Bodenoberfläche keine Begrenzung für die Infiltration dar, so ist der *Gesteinsuntergrund* der entscheidende Faktor für die Hochwasserentstehung. Die Landnutzung übt dann nur einen sehr geringen Einfluss auf die Abflussbildung aus.
- (5) Bedeutung der *Ereignisgröße*:
 - (a) Die *Jährlichkeit eines Hochwassers* als Maß für die Größe eines Hochwasserereignisses

ist ein nur bedingt tauglicher Indikator für die Stärke des Einflusses der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung. Die Hochwasserjährlichkeit sagt weder etwas über die meteorologischen Randbedingungen eines Hochwassers aus noch über die räumliche Verteilung der Hochwasserentstehung im Gebiet.

- (b) Die *Jährlichkeit des Niederschlages* ist als Maß für den Einfluss der Landnutzung auf Hochwasser noch ungeeigneter, da sie im Gegensatz zur Hochwasserjährlichkeit nur zu geringen Teilen gebietsspezifisch ist. Sowohl die *Gebietseigenschaften* als auch die *Vorfeuchte* entscheiden jedoch darüber, welche Arten von Extremniederschlägen in einem Gebiet extreme Hochwasser auslösen können.

(6) Bedeutung der *zeitlichen Abfolge*:

Katastrophale Hochwasserereignisse in gro-

ßen Einzugsgebieten sind nicht zwingend die Folge katastrophaler Hochwasser in verschiedenen Gebietsteilen, sondern können sich auch aus der *ungünstigen Überlagerung* unspektakulärer kleiner Hochwasser in einer großen Zahl der Teileinzugsgebiete ergeben.

(7) Bedeutung der *Raum- und Zeit-Skalen*:

In Gebieten von bis zu mehreren hundert Quadratkilometern können sowohl konvektive als auch advektive Niederschlagsereignisse zu Hochwassern führen.

In den großen Flussgebieten Mitteleuropas entstehen Hochwasser hingegen vor allem als Folge großräumiger und langanhaltender zyklonaler Regenfälle mit großem Niederschlagsvolumen – unter Umständen in Kombination mit Schneeschmelze. Für diese Art von Ereignissen ist der Einfluss der Landoberfläche geringer als für konvektive Starkniederschläge.

7.2 AUSBLICK

Landschafts- und Gewässerschutz

Das große Interesse der Öffentlichkeit an spektakulären Hochwasserkatastrophen hat in der jüngeren Vergangenheit dazu beigetragen, wichtigen Belangen Gehör zu verschaffen, die auf andere Weise kein Echo gefunden hätten. Zu diesen Belangen zählen Landschafts- und Gewässerschutz, deren Erfolge für den Laien oft kaum ersichtlich sind und sich daher politisch nur schlecht vermarkten lassen.

Den Simulationen zufolge hat *Flächenversiegelung* je nach Ereignischarakteristika einen sehr unterschiedlichen Einfluss auf Hochwasser. Gerade bei konvektiven Niederschlägen mit hoher Intensität ist aber nicht nur eine drastische lokale Hochwasserverschärfung die Folge, sondern auch eine *Verschlechterung der Wasserqualität*. Diese ergibt sich bei Überlastung der Kanalisation aus der Abgabe eines Gemisches aus ungeklärtem Abwasser und verschmutztem Regenwasser an ein nahegelegenes Fließgewässer mit den entsprechenden negativen Folgen für das Ökosystem.

Infiltrationsüberschuss auf landwirtschaftlichen Flächen führt in der Mesoskala bedingt

durch Re-Infiltration hangabwärts nicht zwangsläufig zu verstärkter Hochwasserentstehung. *Ver- schlämmung* und *Bodenerosion* sind jedoch nicht nur Merkmale des Auftretens von Infiltrationsüberschuss auf unbewachsenen Flächen, sondern bedingen zudem an der Bodenoberfläche eine Verschlechterung des Luft- und Wasserhaushaltes, erhöhten Nähr- und Schadstoffaustrag sowie Bodendegradation. Diese Folgen einer unangepassten Bewirtschaftungsweise sollten auch unabhängig von Belangen des Hochwasserschutzes vermieden werden, da sie sowohl den Boden selbst als auch die Qualität des abfließenden Wassers beeinträchtigen.

Abflussbildung und deren Modellierung

Die Einbeziehung räumlicher Daten zu Topographie, Landnutzung und Böden hat sich mittlerweile als Standard für prozessorientierte hydrologische Forschung etabliert. Demgegenüber ist der *Gesteinsuntergrund* in den meisten hydrologischen Modellen vergleichsweise schlecht repräsentiert. Gerade für die Simulation von Hochwasserereignissen in den großen Flussgebieten

Mitteleuropas, deren Genese nicht in erster Linie auf der Entstehung von Infiltrationsüberschuss beruht, würde eine verbesserte Beschreibung der *unterirdischen Abflussbildung* aber einen erheblichen Erkenntnisgewinn bedeuten. Inwieweit sich diese mit den Mitteln der Systemhydrologie erzielen lässt, bei der die Reaktionszeit und nicht die Entstehungsart des Abflusses im Vordergrund steht, ist nach wie vor ungeklärt.

Das Wissen über die *Abflussbildung auf landwirtschaftlichen Flächen* stützt sich bislang vor allem auf Beregnungsversuche, die im Rahmen der Erosionsforschung auf kleinen Flächen und mit extrem hohen Niederschlagsintensitäten durchgeführt wurden. Deren Nutzen für die Modellierung der Auswirkung von Landnutzungsänderung in großen Flussgebieten ist dementsprechend gering. Dennoch werden die Ergebnisse derartiger Versuche auch von Wissenschaftlern undifferenziert zitiert, um sich beispielsweise in der Diskussion um die Rheinhochwasser der vergangenen Jahre zu profilieren. Hilfreicher wären in diesem Zusammenhang großflächigere Untersuchungen, die mit realistischen Niederschlagsintensitäten arbeiten und das Phänomen der Re-Infiltration von Infiltrationsüberschuss näher beleuchten.

Die große Bedeutung von *Makroporen* für die Abflussbildung wurde bereits vor langer Zeit erkannt. Bisher finden Makroporen dennoch nur in wenigen hydrologischen Modellen Berücksichtigung, da eine Bestimmung der Makroporendynamik bereits in der Hangskala mit großen Unsicherheiten verbunden ist. Hieran wird sich zwar aufgrund der extremen Variabilität der damit verbundenen Fließprozesse auch in naher Zukunft nichts ändern. Trotzdem sollte in Zukunft einem systematischen Umgang mit dieser *Unsicherheit* der Vorzug gegeben werden vor der Nichtbeachtung des Einflusses von Makroporen auf die Abflussbildung.

Versiegelte Flächen werden in der vorliegenden Arbeit im Vergleich zu vielen anderen hydrologischen Modellen sehr differenziert berücksichtigt. Eine Schwachstelle des entwickelten Ansatzes liegt darin, dass sich die Reaktionszeit versiegelter Flächen nicht von der des Oberflächenabflusses aus unversiegelten Flächen unterscheidet. Tat-

sächlich reagieren versiegelte Flächen jedoch aufgrund der dafür geschaffenen Infrastruktur deutlich rascher. Desweiteren wird der Anteil des Wassers, der durch die Kanalisation in die Kläranlage gelangt, dem Basisabfluss zugeschlagen. Dies ist ebenfalls nicht realistisch, da die tatsächliche Abflussdämpfung durch Kläranlagen weit aus geringer ist. Eine Verbesserung des Ansatzes für den Einfluss von Kläranlagen macht allerdings nur dann Sinn, wenn Angaben zu deren Ableitungsstruktur vorliegen, da die Abgabe von geklärtem Wasser auch einzugsgebietsübergreifend oder unterhalb des betrachteten Gebietsauslasses erfolgen kann.

Die vorliegende Arbeit zeichnet sich nicht durch eine systematische Betrachtung der *Modellunsicherheit* aus. Dies ist ein wesentlicher Kritikpunkt, der auf nahezu alle bisherigen Untersuchungen zu den Auswirkungen von Landnutzungsänderungen auf den Wasserkreislauf zutrifft. Aufgrund der Komplexität der Modelle, die sich aus der Komplexität der relevanten Prozesse ergeben, müssen dafür neue Ansätze entwickelt werden, die nicht auf eine hohe Anzahl von Simulationen angewiesen sind.

Einfluss der Randbedingungen

Wie die Diskussion der hydrologischen Modellierungsergebnisse (*Kap. 7.1*) zeigt, sind pauschale Aussagen zum Einfluss der Landnutzung auf die Hochwasserentstehung aufgrund der entscheidenden Bedeutung der *Randbedingungen* unzulässig. Zu diesen Randbedingungen zählen in erster Linie Gebiets- und Ereignisseigenschaften sowie die Witterung vor dem Ereignis, aber auch der räumliche und zeitliche Maßstab, für den Aussagen getroffen werden. Neben der prozessorientierten Erweiterung des hydrologischen Modells ist es eine wesentliche Leistung dieser Arbeit, die Randbedingungen im Gegensatz zu vielen anderen Studien konsequent zu berücksichtigen. Würden diese Randbedingungen wie z.B. die Entwicklung der Witterung auch in die Hochwasserstatistik einbezogen, so könnten in Zukunft Fehleinschätzungen vermieden werden, die sich aus der mangelnden Aussagekraft der *Jährlichkeit* von Hochwassern und Niederschlägen für die vorliegende Fragestellung ergeben.

Literatur

- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. & Rasmussen, J. (1986a): An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87, 45–59.
- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. & Rasmussen, J. (1986b): An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87, 61–77.
- Abbott, M.B. & Refsgaard, J.C. (Eds.) (1996): *Distributed hydrological modelling*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Abwassertechnische Vereinigung e.V. (Ed.) (1992): *Richtlinien für die Bemessung und Gestaltung von Regenentlastungsanlagen in Mischwasserkanälen (ATV Arbeitsblatt A 128)*. St. Augustin.
- Ambrose, B., Beven, K.J. & Freer, J. (1996): Toward a generalisation of the TOPMODEL concepts: Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, 32(7), 2135–2145.
- Anderson, G.M. & Burt, T.P. (1990): Subsurface runoff. In: Anderson, G.M. & Burt, T.P. (Eds.): *Process studies in hillslope hydrology*, John Wiley & Sons, New York, 365–400.
- Auerswald, K. (1993): *Bodeneigenschaften und Bodenerosion (Relief, Boden, Paläoklima, 8)*. Stuttgart.
- Baade, J. (1994): *Geländeexperiment zur Verminderung des Schwebstoffaufkommens in landwirtschaftlichen Einzugsgebieten (Heidelberger Geographische Arbeiten, 95)*. Heidelberg.
- Bachmann-Erdt, G. (1994): *Hausgemachte Überschwemmungen: Maßnahmenvorschläge zur Vorsorge gegen zukünftige Hochwasserschäden (Umweltbundesamt, Texte 21/94)*. Berlin.
- Bárdossy, A. (1998): Generating precipitation time series using simulated annealing. *Water Resources Research*, 34(7), 1737–1744.
- Bárdossy, A. & Plate, E.J. (1992): Space-time model for daily rainfall using atmospheric circulation patterns. *Water Resources Research*, 28, 1247–1259.
- Bartels, H., Malitz, G., Asmus, S., Albrecht, F.M., Dietzer, B., Günther, T. & Ertel, H. (1997): *Starkniederschlagshöhen für Deutschland – KOSTRA (Koordinierte Starkniederschlags-Regionalisierungs-Auswertungen, Deutscher Wetterdienst)*. Offenbach am Main.
- Bathurst, J.C. (1986): Physically-based distributed modelling of an upland catchment using the Système Hydrologique Européen. *Journal of Hydrology*, 87, 79–102.

- Bathurst, J.C. & O'Connell, P.E. (1992): Future of distributed modelling - the Système Hydrologique Européen. *Hydrological Processes*, 6, 265–277.
- Bathurst, J.C., Wicks, J.M. & O'Connell, P.E. (1995): The SHE/SHESED basin scale water flow and sediment transport modelling system. In: Singh, V.P. (Ed.): *Computer models of watershed hydrology*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 563–594.
- Bayerisches Landesamt für Wasserwirtschaft (Ed.) (1998): *Spektrum Wasser I – Hochwasser*. München.
- Becker, A. (1975): EGMO-Einzugsgebietsmodelle zur Abflußberechnung, -vorhersage und -simulation. *Wasserwirtschaft Wassertechnik*, 25(9), 316–322.
- Becker, A. (1986): Neue Anforderungen und Lösungen bei der großflächigen hydrologischen Modellierung. *Wasserwirtschaft – Wassertechnik*, 26(7), 150–152.
- Becker, A. (1992): Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: Kleeberg, H.-B. (Ed.): *Regionalisierung in der Hydrologie*, VCH, Weinheim, 16–32.
- Becker, A., Güntner, A. & Katzenmaier, D. (1999): Required integrated approach to understand runoff generation and flow path dynamics in catchments. In: Leibundgut, C., McDonnell, J. & Schultz, G. (Eds.): *Integrated methods in catchment hydrology – tracer, remote sensing and new hydrometric techniques* (IAHS Publication no. 258), Wallingford, 3–9.
- Beisecker, R. (1994): Einfluß langjährig unterschiedlicher Bodenbearbeitungssysteme auf das Bodengefüge, die Wasserinfiltration und die Stoffverlagerung eines Löß- und eines Sandbodens (Institut für Ökologie, Technische Universität Berlin; *Bodenökologie und Bodengenese*, Heft 12). Berlin.
- Bergström, S. (1972): Utveckling och tillämpning av en digital avrinningsmodell (SMHI, Notiser och preliminära rapporter, serie Hydrologi, No. 22). Norrköping.
- Bergström, S. (1995): The HBV Model. In: Singh, V.P. (Ed.): *Computer models of watershed hydrology*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 443–476.
- Berkenhagen, J. (1998): Die Morphologie von Oberflächenverschlammungen bei variierten Entstehungsbedingungen und ihre Bestimmung mit Hilfe der Röntgen-Computertomographie (Technische Universität Berlin, *Bodenökologie und Bodengenese*, Heft 30). Berlin.
- Beschta, R.L., Pyles, M.R., Skaugset, A.E. & Surfleet, C.G. (2000): Peakflow responses to forest practices in the western cascades of Oregon, USA. *Journal of Hydrology*, 233, 102–120.
- Beven, K.J. (1989a): Changing ideas in hydrology – the case of physically-based models. *Journal of Hydrology*, 105, 157–172.
- Beven, K.J. (1989b): Interflow. In: Morel-Seytoux, H.J. (Ed.): *Unsaturated flow in hydrologic modeling – Theory and practice*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Beven, K.J. (1991a): Infiltration, soil moisture and unsaturated flow. In: Bowles, D.S. & O'Connell, P.E. (Eds.): *Recent advances in the modeling of hydrologic systems*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 137–151.
- Beven, K.J. (1991b): Scale considerations. In: Bowles, D.S. & O'Connell, P.E. (Eds.): *Recent advances in the modeling of hydrologic systems*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 357–371.
- Beven, K.J. (1993): Estimating transport parameters at the grid scale - on the value of a single measurement. *Journal of Hydrology*, 143, 109–123.

- Beven, K.J. (1996a): A discussion of distributed hydrological modelling. In: Abbott, M.B. & Refsgaard, J.C. (Eds.): Distributed hydrological modelling, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 255–278.
- Beven, K.J. (1996b): Response to comments on 'A discussion of distributed hydrological modelling' by J.C.Refsgaard et al. In: Abbott, M.B. & Refsgaard, J.C. (Eds.): Distributed hydrological modelling, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 289–295.
- Beven, K.J. (2001): How far can we go in distributed hydrological modelling? *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(1), 1–12.
- Beven, K.J. & Germann, P. (1982): Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18, 1311–1325.
- Beven, K.J. & Kirkby, M.J. (1979): A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24, 43–69.
- Beven, K.J., Lamb, R., Quinn, P., Romanowicz, R. & Freer, J. (1995): TOPMODEL. In: Singh, V.P. (Ed.): Computer models of watershed hydrology, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 627–668.
- Bischof, W. (1993): *Abwassertechnik*. Teubner, Stuttgart.
- Bismuth, C., Garber, W.-D. & Merz, R. (Eds.) (1998): Ursachen der Hochwasserentstehung und ihre anthropogene Beeinflussung (Umweltbundesamt, Texte 18/98). Berlin.
- Blöschl, G. (1996): Prozeßnahe Niederschlag-Abfluß-Modellierung. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*, 48, 156–164.
- Blöschl, G. & Sivapalan, M. (1995): Scale issues in hydrological modelling: a review. *Hydrological Processes*, 9, 312–329.
- Blöschl, G. & Sivapalan, M. (1997): Process controls on regional flood frequency: coefficient of variation and basin scale. *Water Resources Research*, 33(12), 2967–2980.
- Bonell, M. (1993): Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *Journal of Hydrology*, 150, 217–275.
- Bonell, M. (1998): Selected challenges in runoff generation research in forests from the hillslope to headwater drainage basin scale. *Journal of the American Water Resources Association*, 34(4), 765–785.
- Bork, H.-R., Dalchow, C., Kächele, H., Piorr, H.-P. & Wenkel, K.-O. (1995): Agrarlandschaftswandel in Nordostdeutschland unter veränderten Rahmenbedingungen: ökologische und ökonomische Konsequenzen. Ernst und Sohn, Berlin.
- Bouma, J., Belmans, C.F. & Dekker, L.W. (1982): Water infiltration and redistribution in a silt loam subsoil with vertical worm channels. *Soil Science Society of America Journal*, 46, 917–921.
- Brasington, J. & Richards, K. (1998): Interactions between model predictions, parameters and DTM scales for TOPMODEL. *Computers & Geosciences*, 24(4), 299–314.
- Bronstert, A. (1994): Modellierung der Abflußbildung und der Bodenwasserdynamik von Hängen (Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, Heft 46). Karlsruhe.
- Bronstert, A. (1999): Capabilities and limitations of detailed hillslope hydrological modelling. *Hydrological Processes*, 13, 21–48.
- Bronstert, A., Buiteveld, H., Disse, M., Fritsch, U., Katzenmaier, D., Lammersen, R. & Theisen, H.-W. (2000): Quantifizierung des Einflusses der Landoberfläche und der Ausbaumaßnahmen am Gewässer auf die Hochwasserbedingungen im Rheingebiet unter besonderer Berücksichtigung von Landbedeckung und möglichen Klimaänderungen (Zwischenbericht für das Projekt LA-

- HoR). URL: <http://www.pik-potsdam.de/mantle/lahor>.
- Bronstert, A., Fritsch, U. & Katzenmaier, D. (2001): Quantifizierung des Einflusses der Landnutzung und -bedeckung auf den Hochwasserabfluss in Flussgebieten unter Berücksichtigung der aktuellen Bodenbearbeitung, des Zustandes der Vegetationsdecke und möglicher Klimaänderungen (Abschlussbericht eines Projektes im Auftrag des Umweltbundesamtes, Förderkennzeichen 297 24 508). Potsdam.
- Bronstert, A., Seiert, S. & Oberholzer, G. (1993): Maßnahmen der Flurbereinigung und ihre Wirkungen auf das Abflußverhalten ländlicher Gebiete (Schriftenreihe des Landesamtes für Flurneuordnung und Landentwicklung Baden-Württemberg, Heft 3). Stuttgart.
- Bronstert, A., Vollmer, S. & Ihringer, J. (1995): Die Bedeutung von Flurbereinigungsmaßnahmen für das Abflußverhalten von Starkniederschlägen in ländlichen Gebieten. *Wasser und Boden*, 47(9), 29–46.
- Bultot, F., Dupriez, G.L. & Gellens, D. (1990): Simulation of land use changes and impacts on the water balance – a case study for Belgium. *Journal of Hydrology*, 114, 327–348.
- Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten (BMELF) (1996a): Zur Neuorientierung der Landnutzung in Deutschland (Schriftenreihe des BML, Reihe A: Angewandte Wissenschaft, Heft 453). Bonn.
- Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten (BMELF) (1996b): Alternativen zur landwirtschaftlichen Flächennutzung auf Grenzstandorten in den neuen Bundesländern (Schriftenreihe des BML, Reihe A: Angewandte Wissenschaft, Heft 457). Bonn.
- Burt, T.P. (1989): Storm runoff generation in small catchments in relation to the flood response of large basins. In: Beven, K.J. & Carling, P. (Eds.): *Floods: Hydrological, sedimentological and geomorphological implications*, John Wiley & Sons, Chichester, 11–35.
- Burt, T.P. & Butcher, D.P. (1985): Topographic controls of soil moisture distributions. *Journal of Soil Science*, 36, 469–486.
- Burt, T.P. & Slattery, M.C. (1996): Time-dependent changes in soil properties and surface runoff generation. In: Anderson, M.G. & Brooks, S.M. (Eds.): *Advances in hillslope processes*, John Wiley & Sons, Chichester.
- Buttle, J.M. (1994): Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography*, 18(1), 16–41.
- Calder, I.R. (1992): Hydrologic effects of land-use change. In: Maidment, D.R. (Ed.): *Handbook of hydrology*, McGraw-Hill, New York, 13.1–13.50.
- Calver, A. & Wood, W.L. (1995): The Institute of Hydrology Distributed Model. In: Singh, V.P. (Ed.): *Computer models of watershed hydrology*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 595–626.
- Caspary, H.J. & Bardossy, A. (1995): Markieren die Winterhochwasser 1990 und 1993 das Ende der Stationarität in der Hochwasserhydrologie infolge von Klimaänderungen? *Wasser & Boden*, 47(3), 18–24.
- Chen, C. & Wagenet, R.J. (1992): Simulation of water and chemicals in macropores. Part 1: Representation of the equivalent macropore influence and its effect on soil water flow. *Journal of Hydrology*, 130, 105–126.
- Clausen, C.-D., von Kamp, H., Müller, H., Thüinkler, M., Vogler, H. & Luszkat, M. (1985): *Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000 (Erläuterungen zu Blatt C5114 Siegen)*. Krefeld.

- Connolly, R.D., Schirmer, J. & Dunn, P.K. (1998): A daily rainfall disaggregation model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 92, 105–117.
- Cryer, S.A. & Havens, P.L. (1999): Regional sensitivity analysis using a fractional factorial method for the USDA model GLEAMS. *Environmental Modelling & Software*, 14, 613–624.
- Grabs, W. (Ed.) (1997): Impact of climate change on hydrological regimes and water resource management in the Rhine basin (International Commission for the Hydrology of the Rhine Basin, CHR-Report no. I-16. Lelystad.
- de Vries, J.J. & Hromadka, T.V. (1992): Computer models for surface water. In: Maidment, D.R. (Ed.): *Handbook of hydrology*, McGraw-Hill, New York.
- Demuth, N., Meuser, A., Burghardt, W., Bädjer, N., Dornauf, C., Steinberg, O., Terhorst, S., Twer, D. & Winzig, G. (1998): Leitfaden Flächenhafte Niederschlagsversickerung (Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz). Mainz.
- Deutsches Institut für Normung (DIN) (Ed.) (1985): DIN 4045: Abwassertechnik – Begriffe. Beuth, Berlin.
- Deutsches Institut für Normung (DIN) (Ed.) (1994): DIN 4049: Hydrologie – Begriffe, quantitativ. Beuth, Berlin.
- Diercke Weltatlas (1991): Diercke Weltatlas. Westermann, Braunschweig.
- Dikau, R. (1983): Der Einfluß von Niederschlag, Vegetationsbedeckung und Hanglänge auf Oberflächenabfluß und Bodenabtrag von Meßparzellen. *Geomethodica*, 8, 149–177.
- Dooge, J.C.I. (1986): Looking for hydrologic laws. *Water Resources Research*, 22, 46S–58S.
- Dosch, F. & Beckmann, G. (1999): Siedlungsflächenentwicklung in Deutschland – auf Zuwachs programmiert. In: Bundesamt für Bauwesen und Raumordnung (Ed.): *Steuerung der Flächennutzung*, 8, 493–510.
- Dunne, T. (1978): Field studies of hillslope flow processes. In: Kirkby, M.J. (Ed.): *Hillslope hydrology*, John Wiley & Sons, New York, 227–293.
- Dunne, T. & Black, R.D. (1970): An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research*, 6, 478–490.
- Dyck, S. (1997): Wasser in Extremen (Vortrag, gehalten am 29.1.1997 an der Universität Freiburg). Freiburg.
- Dyck, S. & Peschke, G. (1995): *Grundlagen der Hydrologie*. Verlag für Bauwesen, Berlin.
- Ellenberg, H. (1996): *Die Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer Sicht*. Ulmer, Stuttgart.
- Europäische Union (1998): Agenda 2000 - Landwirtschaft. http://www.europa.eu.imt/en/comm/dgo6/ag2000/text/text_de.htm.
- Faeh, A. (1997): Understanding the processes of discharge formation under extreme precipitation – a study based on the numerical simulation of hillslope experiments (Dissertation an der ETH Zürich). Zürich.
- Feldwisch, N. (1999): Einflüsse land- und forstwirtschaftlicher Maßnahmen auf den Hochwasserabfluß – Wissensstand, Skalenprobleme, Modellansätze (DVWK Materialien, 7/99). Bonn.
- Fenner, S. (1997): Langjährige Verdichtungswirkung durch unterschiedliche Achslasten auf einem Löß-Ackerstandort. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, 160, 157–164.
- Fennessy, M.J. & Xue, Y. (1997): Impact of USGS vegetation map on GCM simulations over the united states. *Ecological Applications*, 7(1), 22–33.
- Finch, J.W. (1998): Estimating direct groundwater recharge using a simple water balance model –

- sensitivity to land surface parameters. *Journal of Hydrology*, 211, 112 - 125.
- Franks, S.W., Gineste, P., Beven, K.J. & Merot, P. (1998): On constraining the predictions of a distributed model: the incorporation of fuzzy estimates of saturated areas into the calibration process. *Water Resources Research*, 34(4), 787-797.
- Frede, H.-G., Beisecker, R., Lütkemöller, D. & Gäth, S. (1994): Auswirkungen langfristiger differenzierter Bodenbearbeitung auf die Porenraumstruktur und den Wasser- und Stofftransport eines Löß- und eines Sand-Bodens. In: Tebrügge, F. & Dreier, M. (Eds.): Beurteilung von Bodenbearbeitungssystemen hinsichtlich ihrer Arbeitseffekte und ihren langfristigen Auswirkungen auf den Boden, Wissenschaftlicher Fachverlag Dr. Fleck, Gießen, 91-115.
- Frede, H.-G., Gäth, S., Lütkemöller, D. & Beisecker, R. (1992): Differenzierte Porensysteme in ihrer Auswirkung auf den Luft- und Wasserhaushalt. In: Friebe, B. (Ed.): Wechselwirkungen von Bodenbearbeitungsmassnahmen auf das Ökosystem Boden (Beiträge zum 3. Symposium in Gießen, Institut für Landtechnik), Niederkleen, 97-106.
- Freer, J., McDonnell, J., Beven, K.J., Brammer, D., Burns, D., Hooper, R.P. & Kendal, C. (1997): Topographic controls on subsurface storm flow at the hillslope scale for two hydrologically distinct small catchments. *Hydrological Processes*, 11, 1347-1352.
- Fritsch, U., Katzenmaier, D. & Bronstert, A. (2000): Land-use and land-cover scenarios for flood risk analysis and river basin management. In: Bronstert, A., Bismuth, C. & Menzel, L. (Eds.): European conference on advances in flood research (PIK Report No. 65), Potsdam, 266-275.
- Germann, P.F. (1981): Untersuchungen über den Bodenwasserhaushalt im hydrologischen Einzugsgebiet Rietholzbach (Mitteilungen des Instituts für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr. 51, ETH Zürich). Zürich.
- Germann, P.F. (1990): Macropores and hydrologic hillslope processes. In: Anderson, G.M. & Burt, T.P. (Eds.): Process studies in hillslope hydrology, John Wiley & Sons, New York, 327-363.
- Geyer, O.F. & Gwinner, M.P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. Schweizerbart, Stuttgart.
- Geyger, E. (1977): Leaf area productivity in grasslands. In: Krause, W. (Ed.): Application of vegetation science to grassland husbandry, Dr. W. Junk Publishers, the Hague.
- Grayson, R.B., Blöschl, G. & Moore, I.D. (1995): Distributed parameter hydrologic modelling using vector elevation data: THALES and TAPES-C. In: Singh, V.P. (Ed.): Computer models of watershed hydrology, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 669-696.
- Grayson, R.B., Moore, I.D. & McMahon, T.A. (1992): Physically based hydrologic modeling, 2. Is the concept realistic? *Water Resources Research*, 28, 2659-2666.
- Green, W.H. & Ampt, G.A. (1911): Studies on soil physics: I. The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Sciences*, 4, 1-24.
- Güntner, A., Uhlenbrook, S., Seibert, J. & Leibundgut, C. (1999): Multi-criterial validation of TOPMODEL in a mountainous catchment. *Hydrological Processes*, 13, 1603-1620.
- Gutknecht, D. (1996): Abflusentstehung an Hängen - Beobachtungen und Konzeptionen. *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*, 48, 134-144.
- Hach, G. & Hörtl, W. (1989): Maßnahmen zur Erhaltung und Verbesserung der Wasserrückhalte-, Wasserreinhalte- und Speicherfähigkeit in der Landwirtschaft. *Zeitschrift für Kulturtechnik und Landentwicklung*, 30, 8-21.
- Harms, R.W. (1986): Auswirkungen der Urbanisierung auf den Hochwasserabfluß kleiner Ein-

- zugsgebiete - Verfahren zur quantitativen Abschätzung (DVWK-Schriften, 75). Hamburg, Berlin.
- Hartge, K.H. & Horn, R. (1991): Einführung in die Bodenphysik. Enke, Stuttgart.
- Helming, K. (1992): Die Bedeutung des Mikroliefs für die Regentropfenerosion (Bodenökologie und Bodengeneese, Band 7). Berlin.
- Helming, K., Roth, C. & Bohl, H. (1995): Dynamische Eigenschaften der Bodenoberfläche und ihre Bedeutung für die Bildung von Oberflächenabfluß und Erosion – Ergebnisse aus Labor und Felduntersuchungen. In: Kuratorium für Technik und Bauwesen in der Landwirtschaft e.V. (Ed.): Einführung von Verfahren der konservierenden Bodenbearbeitung in der Praxis, Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, Darmstadt, 114–130.
- Hendl, M. (1995): Klima. In: Liedtke, H. & Marcinek, L. (Eds.): Physische Geographie Deutschlands. Klett-Perthes, Gotha.
- Herrmann, A. (1992): Abflussbildung in Oberflächengewässern. In: Kleeberg, H.-B. (Ed.): Regionalisierung in der Hydrologie, VCH, Weinheim, 291–303.
- Hewlett, J.D. (1982): Principles of forest hydrology. Athens (Georgia).
- Hewlett, J.D. & Hibbert, A.R. (1967): Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: Sopper, W.E. & Lull, H.W. (Eds.): Proceedings of the International Symposium of Forest Hydrology, Norwich, 275–290.
- Horton, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrological cycle. Transactions of the American Geophysical Society, 14, 446–460.
- Hough, M.N. (1990): Agrometeorological aspects of crops in the United Kingdom and Ireland. Bracknell, UK.
- Hoyningen-Huene, J.v. (1983): Die Interzeption des Niederschlages in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen. In: Hoyningen-Huene, J.v., Wohlrab, B., Sokollek, V., Süßmann, W., Lehnhardt, F., Brechtel, H.M. & Boness, M. (Eds.): Einfluß der Landnutzung auf den Gebietswasserhaushalt (DVWK Schriften, 57), Hamburg, Berlin, 1–53.
- Huss, J. (2000): Waldvermehrung als waldbauliches Aufgabenfeld. In: Stiftung Wald in Not (Ed.): Wir brauchen mehr Wald – Leitfaden zur Waldvermehrung, Band 10, Bonn, 12 - 30.
- Internationale Kommission zum Schutze des Rheins (IKSR) (Ed.) (1998): Aktionsplan Hochwasser. Koblenz.
- Internationale Kommission zum Schutze des Rheins (IKSR) (Ed.) (1999): Wirkungsabschätzung von Wasserrückhalt im Einzugsgebiet des Rheins. Koblenz.
- Jerome, J.K. (1900): Three men on the bummel. London.
- Jones, J.A.A. (1971): Soil piping and stream channel initiation. Water Resources Research, 7, 602–610.
- Joschko, M. & Brunotte, J. (1992): Mulchsaat zu Zuckerrüben und die Entwicklung der Regenwurmdichte. In: Einführung von Verfahren der konservierenden Bodenbearbeitung in die Praxis, 4. Zwischenbericht.
- Kim, S. & Delleur, J.W. (1997): Sensitivity analysis of extended TOPMODEL for agricultural watersheds equipped with tile drains. Hydrological Processes, 11(9), 1243–1261.
- Kirkby, M.J. & Chorley, R.J. (1967): Throughflow, overland flow and erosion. Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology, 12, 5–21.
- Kleeberg, H.-B. (Ed.) (1992): Regionalisierung in der Hydrologie (Deutsche Forschungsgemein-

- schaft, Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung). VCH, Weinheim.
- Kleeberg, H.-B. & Cemus, J. (1992): Regionalisierung hydrologischer Daten. In: Kleeberg, H.-B. (Ed.): Regionalisierung in der Hydrologie, VCH, Weinheim, 1–15.
- Kleeberg, H.-B. & Rother, K.-H. (1996): Hochwasserflächenmanagement in Flußeinzugsgebieten. *Wasser & Boden*, 48(2), 24–32.
- Klemeš, V. (1986): Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31, 13–24.
- Klink, H.J. (1995): Vegetation. In: Liedtke, H. & Marcinek, L. (Eds.): *Physische Geographie Deutschlands*. Klett-Perthes, Gotha.
- Klößing, B. (1999): *Handbuch zu ARC/EGMO*. unveröffentlicht.
- Koehler, G. (1993): Auswirkungen verschiedener anthropogener Veränderungen auf die Hochwasserabflüsse im Oberrheingebiet (Materialien zum Hochwasserschutz am Rhein, Ministerium für Umwelt, Rheinland-Pfalz). Mainz.
- Koehler, G. (1996): Hochwasser – hausgemacht? *Der Bürger im Staat*, 46(1), 55–59.
- Kölla, E. (1986): Zur Abschätzung von Hochwassern in Fließgewässern an Stellen ohne Direktmessung (Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, 87). Zürich.
- Kuchment, L.S. (1989): Evaluation and prediction of possible man-induced changes in the hydrological cycle. In: Kavvas, M.L. (Ed.): *New directions for surface water modeling* (IAHS Publication 181), Wallingford, 53–61.
- Kuczera, G. & Mroczkowski, M. (1998): Assessment of hydrologic parameter uncertainty and the worth of data. *Water Resources Research*, 34(6), 1481–1489.
- Kundzewicz, Z. (1982): Parameteruntersuchungen zur Berechnung des Hochwasserablaufs in Gerinnen (Mitteilungen des Instituts für Wasserbau III, Universität Karlsruhe, Heft 23), Karlsruhe.
- Länderarbeitsgemeinschaft Wasser (LAWA) (Ed.) (1995): *Leitlinien für einen zukunftsweisenden Hochwasserschutz*. Stuttgart.
- Leavesley, G.H., Lichty, R.W., Troutman, B.M. & Saindon, L.G. (1983): *Precipitation-Runoff Modeling System – User's manual* (U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 83-4238). Denver.
- Leavesley, G.H. & Stannard, L.G. (1995): The Precipitation-Runoff Modeling System PRMS. In: Singh, V.P. (Ed.): *Computer models of watershed hydrology*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 281–310.
- Leichtfuss, A. & Kivumbi, D. (1995): Quantifizierung von Vermeidungs- und Ausgleichsmaßnahmen (Institut für Wasserbau und Wasserwirtschaft der TU Darmstadt). Darmstadt.
- Liebscher, H.-J., Wilke, K., Krahe, P., Schultz, G., Schumann, A., Su, Z., Hamme, B., Funke, R., Hornbogen, M., Ott, M., Bardossy, A. & Plate, E. (1995): Entwicklung eines mathematischen Modells zur Untersuchung des Einflusses von Klima- und Landnutzungsänderungen auf den Hochwasser- und Niedrigwasserabfluß im Einzugsgebiet der Mosel sowie Echtzeitvorhersage unter Verwendung von Fernerkundungstechniken (UBA Forschungsbericht Wasser 102 01 304). Berlin.
- Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M. & Bergström, S. (1997): Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of Hydrology*, 201, 272–288.
- Luft, G. & Morgenschweis, G. (1984): Zur Problematik großterrassierter Flurbereinigung im Weinbaugebiet des Kaiserstuhls. *ZKF*, 25, 138–148.

- Meijering, M.P.D. (1995): Hochwasserrückführung im Gelstertal – Schlußfolgerungen aus einer Einzugsgebietsanalyse. In: Tönsmann, F. (Ed.): Hochwasserschutz – Kasseler Wasserwirtschaftliches Symposium 1994 (Kasseler Wasserbau-Mitteilungen, 2/1995), Kassel, 195–202.
- Mendel, H.G. (2000): Elemente des Wasserkreislaufs – Eine kommentierte Bibliographie zur Abflußbildung. Analytica Verlagsgesellschaft, Berlin.
- Mendel, H.G., Fischer, P. & Herrmann, A. (1997): Hochwasser – Gedanken über Ursachen und Vorsorge aus hydrologischer Sicht (Bundesanstalt für Gewässerkunde, BfG–1022). Koblenz.
- Menzel, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre (Zürcher Geographische Schriften, Heft 67). Zürich.
- Meuser, H., Wessolek, G. & Renger, M. (1990): Der Einfluß unterschiedlicher Düngung (mineralisch, organisch) auf Sproßwachstum, Transpiration, Evapotranspiration und Interzeption in Getreidebeständen. *Agribiological Research*, 43, 244–252.
- Morris, E.M. (1980): Forecasting flood flows in grassy and forested basins using a deterministic distributed mathematical model (IAHS Publication no. 129). Wallingford.
- Moore, I.D., O’Loughlin, E.M. & Burch, G.J. (1988): A contour-based topographic model for hydrological and ecological applications. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, 305–320.
- Mroczkowski, M., Raper, G.P. & Kuczera, G. (1997): The quest for more powerful validation of conceptual catchment models. *Water Resources Research*, 33(10), 2325–2335.
- Münch, A. (1993): AKWA-M – Programmdokumentation (Institut für Hydrologie und Meteorologie, Technische Universität Dresden). Dresden.
- Muñoz-Carpena, R., Parsons, J.E. & Gilliam, J.W. (1999): Modeling hydrology and sediment transport in vegetative filter strips. *Journal of Hydrology*, 214, 111–129.
- O’Connell, P.E. & Todini, E. (1996): Modelling of rainfall, flow and mass transport in hydrological systems: an overview. *Journal of Hydrology*, 175, 3–16.
- Olsson, J. (1998): Evaluation of a cascade model for temporal rainfall disaggregation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2, 19–30.
- Pearce, A.J., Stewart, M.K. & Sklash, M.G. (1986): Storm runoff generation in humid headwater catchments – 1. Where does the water come from? *Water Resources Research*, 22(8), 1263–1273.
- Pfaff, M. (1984): Messung und Simulation der Abflussbildung bei der Feldberegnung (Akademie der Landwirtschaftswissenschaften der Deutschen Demokratischen Republik). Münchenberg.
- Pfeil, J.D. (1998): Fleißig gepflügt und dann „Land unter“. *Landwirtschaft ohne Pflug*, 3, 9–10.
- Plate, E.J. (1992): Skalen in der Hydrologie: Zur Definition von Begriffen. In: Kleeberg, H.-B. (Ed.): Regionalisierung in der Hydrologie, VCH, Weinheim, 33–43.
- Rausch, R., Simon, T., Swoboda, F.D. & Kolokotronis, V. (1995): Hydrogeologische Karte von Baden-Württemberg – Heilbronner Mulde (Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg). Freiburg.
- Rawls, W.J., Ahuja, L.R., Brakensiek, D.L. & Shirmohammadi, A. (1992): Infiltration and soil water movement. In: Maidment, D.R. (Ed.): *Handbook of hydrology*, McGraw-Hill, New York, 5.1–5.51.
- Rawls, W.J. & Brakensiek, D.L. (1989): Estimation of soil water retention and hydraulic proper-

- ties. In: Morel-Seytoux, H.J. (Ed.): *Unsaturated flow in hydrologic modeling – Theory and practice*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 275–300.
- Refsgaard, J.C., Storm, B. & Abbott, M.B. (1996): Comment on 'A discussion of distributed hydrological modelling' by K.J. Beven. In: Abbott, M.B. & Refsgaard, J.C. (Eds.): *Distributed hydrological modelling*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 279–287.
- Regierungspräsident Arnsberg (1989): *Gebietsentwicklungsplan – Regierungsbezirk Arnsberg*. Arnsberg.
- Regionalverband Franken (1988): *Landschaftsrahmenplan – Landschaftsanalyse und Freiraumbewertung*. Heilbronn.
- Regionalverband Mittlerer Neckar (1986): *Materialien zur Entwicklung der Agrarstruktur in der Region Mittlerer Neckar*. Stuttgart.
- Richter, K. (1987): *Zur Erfassung der Interzeption landwirtschaftlicher Kulturpflanzen und des Makroporeneinflusses auf die Bodenwasserbewegung* (Technische Universität Dresden, Institut für Hydrologie und Wasserwesen). Dresden.
- Robinson, M. (1990): *Impact of improved land drainage on river flows* (Institute of Hydrology, Wallingford, Report 113). Wallingford.
- Römkens, M.J.M., Luk, S.H., Poesen, J.W.A. & Mermut, A.R. (1995): Rain infiltration into loess soils from different geographic regions. *Catena*, 25, 21–32.
- Roth, C.H. & Joschko, M. (1989): A note on the reduction of runoff from crusted soils by earthworm burrows and artificial channels. *Zeitschrift für Pflanzenernährung Bodenkunde*, 154, 101–105.
- Roth, C.H., Helming, K. & Fohrer, N. (1995): *Oberflächenverschlammung und Abflußbildung auf Böden aus Löß und pleistozänen Sedimenten*. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, 158, 43–53.
- Schachtschabel, P., Blume, H.-P., Brümmer, G., Hartge, K.-H. & Schwertmann, U. (1992): *Scheffer/Schachtschabel – Lehrbuch der Bodenkunde*. Enke, Stuttgart.
- Sælthun, N.R. (1996): The "Nordic" HBV Model – Description and documentation of the model version developed for the project Climate Change and Energy Production (NVE Publication 7, Norwegian Water Resources and Energy Administration). Oslo.
- Schiffler, G.R. (1992): *Experimentelle Erfassung und Modellierung der Infiltration stärkerer Niederschläge unter realen Feldbedingungen* (Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, Heft 40). Karlsruhe.
- Schröder, R. (2000): *Modellierung von Verschlammung und Infiltration in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten* (Bonner Geographische Abhandlungen, 101). Bonn.
- Schrödter, H. (1985): *Verdunstung – Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden*. Springer, Berlin.
- Schulla, J. (1997): *Hydrologische Modellierung von Flussgebieten zur Abschätzung der Folgen von Klimaänderungen* (Zürcher Geographische Schriften, Heft 69). Zürich.
- Schulla, J. & Jasper, K. (1999): *Modellbeschreibung WaSiM-ETH*. Zürich.
- Seibert, J., Bishop, K.H. & Nyberg, L. (1997): A test of TOPMODEL's ability to predict spatially distributed groundwater levels. *Hydrological Processes*, 11, 1131–1144.
- Semmel, H. & Horn, R. (1995): *Auswirkungen konventioneller und konservierender Bodenbearbeitung auf das Druckfortpflanzungsverhalten und physikalisch-mechanische Kenngrößen von Ackerböden*. In: *Kuratorium für Technik und Bauwesen in der Landwirtschaft e.V. (KTBL)*

- (Ed.): Einführung von Verfahren der konservierenden Bodenbearbeitung in die Praxis, Darmstadt, 205–211.
- Senatsverwaltung für Stadtentwicklung, Umweltschutz und Technologie (1997): Umweltatlas Berlin, Band 1. Berlin.
- Siegrist, S., Schaub, D., Pfiffer, L. & Mäder, P. (1998): Does organic agriculture reduce soil erodibility? The results of a long term field study on loess in Switzerland. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 69, 253 - 264.
- Sieker, F. (1995): Schriftliche Stellungnahme zur Anhörung des Bundestagsausschusses für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit am 15. Mai 1995. In: Deutscher Bundestag (Ed.): Hochwasserkatastrophe – Hilfen und Möglichkeit vorbeugender Maßnahmen, Bonn, Teil I, 105–117.
- Sieker, F., Bandermann, S., Holz, E., Lilienthal, A., Sieker, H., Stauss, M. & Zimmerman, U. (1999): Innovative Hochwasserreduzierung durch dezentrale Maßnahmen am Beispiel der Saar – Zwischenbericht (Deutsche Bundesstiftung Umwelt, DBU, Projekt AZ 07147). Osnabrück.
- Simunek, J., Vogel, T. & van Genuchten, M.T. (1992): The SWMS–2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media (US Salinity Laboratory, Research Report No. 126). Riverside, California.
- Singh, V.P. (Ed.) (1995): Computer models of watershed hydrology. Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado.
- Sklash, M.G. & Farvolden, R.N. (1979): The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology*, 43, 45–65.
- Sklash, M.G., Stewart, M.K. & Pearce, A.J. (1986): Storm runoff generation in humid headwater catchments. 2. A case study of hillslope and low-order stream response. *Water Resources Research*, 22(8), 1273–1282.
- Smith, R.E., Goodrich, D.R., Woolhiser, D.A. & Simanton, J.R. (1994): Comments on ‘Physically based hydrologic modeling, 2. Is the concept realistic?’ by R.B. Grayson, I.D. Moore and T.A. McMahon. *Water Resources Research*, 30, 851–854.
- Sorooshian, S. & Gupta, V.K. (1995): Model calibration. In: Singh, V.P. (Ed.): Computer models of watershed hydrology, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, 23–68.
- Souchere, V., King, D., Daroussin, J., Papy, F. & Capillon, A. (1998): Effects of tillage on runoff directions: consequence on runoff contributing area within agricultural catchments. *Journal of Hydrology*, 206, 256–267.
- Stichmann, W. (2000): Waldvermehrung und Naturschutz. In: Stiftung Wald in Not (Ed.): Wir brauchen mehr Wald – Leitfaden zur Waldvermehrung, Band 10, Bonn, 34–43.
- Sukkop, H. & Wittig, R. (1998): Stadtökologie. Gustav Fischer Verlag, Berlin.
- Teiwes, K. (1988): Einfluß von Bodenbearbeitung und Fahrverkehr auf physikalische Bodeneigenschaften schluffreicher Ackerböden (Dissertation des Fachbereichs Agrarwissenschaften an der Universität Göttingen). Göttingen.
- Todini, E. (1996): The ARNO rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 175, 339–382.
- Uhlenbrook, S. (1999): Untersuchung und Modellierung der Abflußbildung in einem mesoskaligen Einzugsgebiet (Dissertation an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg im Breisgau). Freiburg im Breisgau.
- Uhlenbrook, S. & Leibundgut, C. (1997): Abflußbildung bei Hochwasser in verschiedenen Raumskalen. *Wasser & Boden*, 49(9), 13–22.
- Ulaby, F.T., Allen, C.T. & Eger, G. (1984): Relating the microwave backscattering coefficient to leaf area index. *Remote Sensing Environment*, 14, 113–133.

- van Genuchten, M.T. (1980): A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892–898.
- Veeneklaas, F.R., van den Berg, L.M., Slothouwer, D. & Ijkelenstam, G.F.P. (1994): Rhine basin study: land use projections based on biophysical and socio-economic analysis – land use: past, present and future (The Winand Staring Centre, Report 85, Vol. 4). Wageningen.
- Veldkamp, A. & Fresco, L.O. (1996): CLUE: a conceptual model to study the conversion of land use and its effects. *Ecological Modelling*, 85, 253–270.
- Verworn, H.-J. & Harms, R.W. (1984): Urbanisierung und Hochwasserabfluß. *Wasser & Boden*, 36, 419–425.
- Vischer, D. (1993): Versiegelung der Landschaft – grössere Hochwasser? *Gas/Wasser/Abwasser*, 73(4), 280–283.
- Wissenschaftlicher Rat der Dudenredaktion (Ed.) (1990): *Duden Fremdwörterbuch*. Mannheim.
- Wittenberg, H. (1974): Der Einfluß zunehmender Bebauung auf den Hochwasserabfluß (Institut für Hydrologie und Wasserwirtschaft, Universität Karlsruhe, Heft 4). Karlsruhe.
- Wood, E.F., Sivapalan, M. & Beven, K.J. (1990): Similarity and scale in catchment storm response. *Reviews of Geophysics*, 28, 1–18.
- Zuidema, P.K. (1985): *Hydraulik der Abflussbildung während Starkniederschlägen* (Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, 79). Zürich.

Anhang

A QUELLEN DER RÄUMLICHEN DATEN

Tab. A.1 Digitale räumliche Gebietsinformation für die Untersuchungsgebiete

	Topographie	Landnutzung	Böden
Körsch	Digitales Höhenmodell, Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart (Rasterdaten: 50 × 50 m)	Daten zur Bodenbedeckung, Corine, Statistisches Bundesamt, Wiesbaden (Vektordaten: 1:100000) Topographischer Atlas über das Großherzogtum Baden (1844), Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart (Karte 1: 50000)	Digitale Bodenübersichtskarte BÜK 200, Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau, Baden-Württemberg, Freiburg (Vektordaten 1:200000)
Lein	s.o.	s.o. Topographische Karte aus dem Königreiche Württemberg (1836), Landesvermessungsamt Baden-Württemberg, Stuttgart (Karte 1: 50000)	s.o.
Lenne	Digitales Höhenmodell, Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen, Bonn (Rasterdaten: 50 × 50 m)	s.o. Topographische Karte vom Rheinland und Westfalen (1841), Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen, Bonn (Karte 1:80000)	Digitale Bodenkarte BK 50, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld (Vektordaten 1: 50000)

B METEOROLOGISCHE UND HYDROLOGISCHE ZEITREIHEN

Tab. B.1 Meteorologische und hydrologische Daten für das Einzugsgebiet der Lein

ID	Stationsname	Betreiber	RW	HW	Höhe	Jahre	Δt
Abflusspegel							
fr	Frankenbach	LfU 1457	3512773	5446792	158	80–97	h
sa	Schwaigern	LfU 2447	3504186	5444698	181	81–97	h
Niederschlagsstationen							
ep	Eppingen	DWD 71747	3494162	5443532	210	70–97	d
hl	Heilbronn-Böckingen	DWD 71416	3513130	5445768	195	70–97	d
hr	Heilbronn	DWD 71414	3516777	5445777	167	70–97	d
pa	Pfaffenhofen, Kreis Heilbronn	DWD 71405	3498539	5436857	207	70–97	d
rb	Rappenaу, Bad Bonfeld	DWD 71421	3505827	5453540	198	70–97	d
si	Schwaigern – Stetten a. H.	DWD 71418	3501459	5443529	193	70–97	d
ek	Eppingen-Kleingartach	H 69180006	3497200	5440620	227	80–97	h
hk	Heilbronn – Kirchhausen	H 69200004	3509080	5449400	195	80–97	h
lg	Leingarten – Großgartach	H 69200011	3509490	5445640	174	82–97	h
mb	Massenbach – Bauhof	H 69200007	3503150	5448550	220	80–97	h
sg	Schwaigern – Stetten a. H.	H 69200017	3500770	5443570	193	80–97	h
Klimastationen							
eg	Eppingen ¹	DWD 2691	3494162	5443532	210	70–97	
hi	Heilbronn ¹	DWD 2689	3516777	5445777	167	70–97	
su	Schwaigern – Stetten a. H. ²	DWD 2517	3500770	5443570	193	82–97	

¹ Temperatur, Relative Feuchte, Windgeschwindigkeit

² Sonnenscheindauer

ID: Stationskürzel

RW: Rechtswert in Gauss-Krüger-Koordinaten

HW: Hochwert in Gauss-Krüger-Koordinaten

Δt : Zeitliche Auflösung (d: Tageswerte; h: Stundenwerte oder höher)

DWD: Deutscher Wetterdienst, Offenbach

H: Kommunalen Messverband, verwaltet vom Tiefbauamt Heilbronn

LfU: Landesanstalt für Umweltschutz, Karlsruhe

Meteorologische und hydrologische Zeitreihen

Tab. B.2 Meteorologische und hydrologische Daten für das Einzugsgebiet der Korsch

ID	Stationsname	Betreiber	RW	HW	Höhe	Jahre	Δt
Abflusspegel							
de	Denkendorf	LfU 4414	3526308	5397102	248	83–98	h
Niederschlagsstationen							
es	Esslingen/Neckar	DWD 71167	3524509	5401328	236	69–97	d
se	Stuttgart-Echterdingen	DWD 71171	3516000	5394500	371	69–97	d
sr	Stuttgart-Rohr	DWD 71169	3507000	5398000	500	69–97	d
sw	Stuttgart (WA)	DWD 71175	3513476	5403143	286	69–84	d
ai	Aichwald-Aichschieß-Kl.anl.	L 73220010	3529670	5401960	347	81–91	h
gr	Grötzingen	L 73200098	3520970	5388400	300	78–87	h
nk	Nürtingen-Kläranlage	L 73200099	3524900	5389120	270	78–87	h
ws	Wolfschlugen	L 61336	3521970	5390635	380	70–95 97–98	d h
sv	Stuttgart-Vaihingen-Univ.	L 73200012	3507670	5400700	458	79–97	h
en	Esslingen	UMEG 4446	3524650	5398925	240	90–99	h
pg	Plochingen	UMEG 4448	3530600	5396850	250	94–99	h
bb	Böblingen	UMEG 4450	3501100	5394840	445	93–99	h
sf	Stuttgart Hafen	UMEG 4451	3519600	5401670	235	89–99	h
Synopstationen							
se	Stuttgart-Echterdingen	DWD 10738	3516000	5394500	371	80–87	d
st	Stuttgart-Schnarrenberg	DWD 10739	3514500	5410000	314	80–97	d
Klimastationen							
se	Stuttgart-Echterdingen ¹	DWD 2746	3516000	5394500	371	69–97	d
sn	Stuttgart-Neckartal ¹	DWD 2715	3516000	5405500	223	79–97	d
st	Stuttgart-Schnarrenberg ²	DWD 2743	3514500	5410000	314	80–97	d

¹ Niederschlag, Temperatur, Relative Feuchte, Sonnenscheindauer, Windgeschwindigkeit

² Globalstrahlung

ID: Stationskürzel

RW: Rechtswert in Gauss-Krüger-Koordinaten

HW: Hochwert in Gauss-Krüger-Koordinaten

Δt : Zeitliche Auflösung (d: Tageswerte; h: Stundenwerte oder höher)

DWD: Deutscher Wetterdienst, Offenbach

L: Landesanstalt für Umweltschutz, Karlsruhe

UMEG: Gesellschaft für Umweltmessungen und Umwelterhebungen mbH

Anhang

Tab. B.3 Meteorologische und hydrologische Daten für das Einzugsgebiet der Lenne

ID	Stationsname	Betreiber	RW	HW	Höhe	Jahre	Δt
Abflusspegel							
ba	Bamenohl	RV 43	3428940	5670230	234	91–96 76–97	h d
he	Herrntrop-Hundem	StUA Siegen	3437400	5661720	307	91–97	h
ki	Kickenbach	StUA Siegen	3437070	5664120	282	91–97 61–96	h d
Niederschlagsstationen							
at	Attendorn	DWD 78796	3424392	5665409	307	62–97	d
fb	Finnentrop-Bamenohl	DWD 78765	3430038	5668667	250	62–97	d
fl	Finnentrop-Lenhausen	DWD 78807	3426620	5674277	230	62–97	d
kk	Kirchhündem-Kohlh.-Wirme	DWD 78739	3434795	5657478	420	62–97	d
kw	Kirchhündem Rh. Weserturm	DWD 78735	3443933	5659596	684	62–97	d
lb	Lennestadt-Bilstein	DWD 78756	3431363	5663086	320	62–97	d
sh	Schmallenberg-Fleckenberg	DWD 78731	3448000	5666500	364	62–94	d
ss	Schmallenberg-Sellinghausen	DWD 78581	3449005	5676231	435	62–97	d
bm	Bamenohl	RV 11	3429290	5669910	235	74–97	d
ho	Holthausen oben	RV 20	3453810	5671960	495	83–97	d
le	Lennestadt-Meggen Kläranl.	RV 39	3433130	5665830	260	91–93 84–97	h d
sc	Schmallenberg Kläranlage	RV	3449500	5668500	370	95–97	d
Synopstationen							
ka	Kahler Asten	DWD 10427	3463643	5671657	839	90–97	d
lu	Lüdenscheid	DWD 10419	3404298	5676870	444	91–93	d
Klimastationen							
ka	Kahler Asten ^{1,2}	DWD 1594	3463643	5671657	839	62–97	d
la	Lennestadt-Altenhundem ¹	DWD 1597	3435593	5665257	300	62–97	d
lu	Lüdenscheid ^{2,3}	DWD 1168	3404298	5676870	444	91–97	d

¹ Niederschlag, Temperatur, Relative Feuchte, Windgeschwindigkeit

² Sonnenscheindauer

³ Globalstrahlung, Windgeschwindigkeit

ID: Stationskürzel

RW: Rechtswert in Gauss-Krüger-Koordinaten

HW: Hochwert in Gauss-Krüger-Koordinaten

Δt : Zeitliche Auflösung (d: Tageswerte; h: Stundenwerte oder höher)

DWD: Deutscher Wetterdienst, Offenbach

RV: Ruhrverband, Essen

StUA Siegen: Staatliches Umweltamt Siegen

C IM RAHMEN DER ARBEIT ENTSTANDENE PUBLIKATIONEN

Anmerkung: Die meisten der Publikationen sind unter meinem bisherigen Namen Daniel Katzenmaier entstanden.

- BECKER, A., GÜNTNER, A. & KATZENMAIER, D. (1999): Required integrated approach to understand runoff generation and flow path dynamics in catchments. In: LEIBUNDGUT, C., McDONNELL, J. & SCHULTZ, G. (Eds.): Integrated methods in catchment hydrology – tracer, remote sensing and new hydrometric techniques (IAHS Publication no. 258), Wallingford, 3–9.
- BRONSTERT, A., BÁRDOSSY, A., BISMUTH, C., BUTEVELD, H., BUSCH, N., DAAMEN, K., DISSE, M., ENGEL, H., FRITSCH, U., KATZENMAIER, D. & LAMMERSEN, R. (2001): Quantifizierung des Einflusses von Landnutzung und Flußausbau auf Hochwasser im Einzugsgebiet des Rheins (Studie LAHoR). In: Internationale Kommission zum Schutze des Rheins (IKSR) (Ed.): (Drittes Internationales Rheinsymposium – Ökologie und Hochwasservorsorge), *in press*.
- BRONSTERT, A., BUTEVELD, H., DISSE, M., FRITSCH, U., KATZENMAIER, D., LAMMERSEN, R. & THEISEN, H.-W. (2000): Quantifizierung des Einflusses der Landoberfläche und der Ausbaumaßnahmen am Gewässer auf die Hochwasserbedingungen im Rheingebiet unter besonderer Berücksichtigung von Landbedeckung und möglichen Klimaänderungen (LAHoR) (URL: <http://www.pik-potsdam.de/mantle/lahor>).
- BRONSTERT, A., BÜRGER, G., HEIDENREICH, M., KATZENMAIER, D. & KÖHLER, B. (1999): Effects of climatic change influencing storm runoff generation: basic considerations and a pilot study in Germany. In: BALABANIS, P., BRONSTERT, A., CASALE, R. & SAMUELS, P. (Eds.): The impact of climate change on flooding and sustainable river management (Proceedings of the final RIBAMOD Workshop, Wallingford, 26–27 February 1998, European Commission, DG XII, Environment and Climate Programme), Luxembourg, 325–340.
- BRONSTERT, A., FRITSCH, U. & KATZENMAIER, D. (2001): Quantifizierung des Einflusses der Landnutzung und -bedeckung auf den Hochwasserabfluss in Flussgebieten unter Berücksichtigung der aktuellen Bodenbearbeitung, des Zustandes der Vegetationsdecke und möglicher Klimaänderungen (Abschlussbericht eines Projektes im Auftrag des Umweltbundesamtes, Förderkennzeichen 297 24 508). Potsdam.
- BRONSTERT, A., FRITSCH, U., KATZENMAIER, D. & BISMUTH, C. (2000): Quantification of the influence of the land surface and river training on flood discharge in the Rhine basin (Kassel Reports of Hydraulic Engineering, No.9/2000). In: TÖNSMANN, F. & KOCH, M. (Eds.): River Flood Defence, Kassel, H41–H48.
- BRONSTERT, A. & KATZENMAIER, D. (2001): The role of infiltration conditions for storm runoff generation at the hillslope and small catchment scale. In: LEIBUNDGUT, CH. & UHLENBROOK, S. (Eds.): Freiburger Schriften zur Hydrologie, *in press*.
- BRONSTERT, A., NIEHOFF, D. & BÜRGER, G. (2001): Effects of climate and land-use change on storm runoff generation: present knowledge and modelling capabilities. Hydrological Processes, *accepted*.
- FRITSCH, U., KATZENMAIER, D. & BRONSTERT, A. (2000): Land-use and land-cover scenarios for flood risk analysis and river basin management. In: BRONSTERT, A., BISMUTH, C. & MENZEL, L. (Eds.): European conference on advances in flood research (PIK Report No. 65), Potsdam, 266–275.
- FRITSCH, U., KATZENMAIER, D. & MENZEL, L. (1999): Land use scenarios for flood risk assessment studies. In: MUSY, A., PEREIRA, L.-S. & FRITSCH, M. (Eds.): Emerging technologies for

sustainable land use and water (2. Inter-Regional Conference on Environment-Water, Sept. 1–3, 1999 at EPFL, Lausanne, Switzerland), Lausanne.

KATZENMAIER, D. (1997): Modellierung dezentraler Hochwasserschutzmaßnahmen (Diplomarbeit am Institut für Hydrologie der Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg im Breisgau). Freiburg im Breisgau.

KATZENMAIER, D. & BRONSTERT, A. (2001): Influences of land-use and land-surface conditions on flood generation: a simulation study. In: SIEKER, F., MARSALEK, J. & ZEMAN, E. (Eds.): NATO workshop on source control measures for stormwater runoff, *in press*.

KATZENMAIER, D., FRITSCH, U. & BRONSTERT, A. (2000): Influences of land-use and land-cover changes on storm-runoff generation. In: BRONSTERT, A., BISMUTH, C. & MENZEL, L. (Eds.): European conference on advances in flood research (PIK Report No. 65), Potsdam, 276–284.

KATZENMAIER, D., FRITSCH, U. & BRONSTERT, A. (2001): Quantifizierung des Einflusses von Landnutzung und dezentraler Versickerung auf die Hochwasserentstehung. In: HEIDEN, S. ERB, R. & SIEKER, F. (Eds.): Hochwasserschutz heute – Nachhaltiges Wassermanagement (Deutsche Bundesstiftung Umwelt, Initiativen zum Umweltschutz 31), Erich Schmidt Verlag, Berlin, 327–357.

MENZEL, L., NIEHOFF, D., BÜRGER, G. & BRONSTERT, A. (2001): Climate change impacts on river flooding: a modelling study of three meso-scale catchments. *Advances in Global Change Research, accepted*.

NIEHOFF, D. & FRITSCH, U. (2001): Influences of land-use and land-cover changes on storm-runoff generation. *Hydrology and Earth System Sciences, submitted*.

Sachwortverzeichnis

A

Abflussbeiwert 36, 39–40, 42–43, 81, 93, 112, 116
Abflussbildung 3, 5–15, 17–18, 24, 63, 111–112, 115–116, 121–122
Abflusskomponente 7–9, 12, 26, 45, 59, 74–75, 77–78, 80, 83–84, 115
Abflusskonzentration 45, 84
Abflussregime 112
Abflussrouting 45
Ablauf einer Hochwasserwelle 4, 14, 45, 114
Abstandsgewichtete Interpolation 47
Abwasser 57–58, 62
Ackerland 15–18, 35, 42, 48, 55, 61–63, 65–67, 91–93, 99–100, 121–122
Agenda 2000 99, 101
Aggregation
– räumlich 24, 57, 114
– zeitlich 90
Aktionsplan Hochwasser 105
Altlasten 106
Anfangsbedingungen 4, 7, 24, 73, 76, 80–81, 83, 92, 96, 107–109, 114, 119–121
Anthropogener Eingriff 1–2, 5, 13–14, 17, 19, 38–39, 101, 106
Aufforstung 18, 101–102
Auslaufkonstante 54, 60, 113, 116

B

Basisabfluss 11, 39, 45, 49, 54, 58–60, 62, 84–85, 109, 115–116, 122
Beobachtungsmaßstab 23

Beregnungsversuch 15, 55, 65, 104–105, 122
Bevorzugter Fließweg 10–11, 49, 51–54
Blattflächenindex 4, 15, 18, 47–48, 103
Bodenbearbeitung 1, 8, 13, 16–17, 19, 99, 102
Bodeneigenschaften
– Aggregatstabilität 55, 102
– Gefüge 16, 54–55, 102, 113
– Makroporosität 8, 16, 20, 53–54, 60–61, 63–64, 102–104
– Substrat 11, 16, 19–20, 113
– Verschlammungsneigung 16, 37, 55, 104
Bodenfeuchte 4, 7–8, 12–14, 16, 19, 23–24, 26, 42, 49–50, 53–54, 57, 64, 67, 69, 73–74, 76, 80–81, 83, 87, 92–93, 96, 107–109, 114–116, 119–121
Bodenmatrix 7–8, 11, 15, 25, 49, 52–54, 58, 60, 64, 68, 87
Bodenverdichtung 10, 16–20, 54, 112–113
Bodenwasser 7–8, 10, 13, 24–26, 49, 52, 58
Bypass flow 8

C

Channel storage 13

D

Dezentraler Rückhalt 4, 45, 61–62, 67–69

Direktabfluss 9, 45, 49, 57–59, 74, 83, 107, 116–117
Direktsaat 16–17
Disaggregation 70–71, 79, 114
Double-porosity approach 7
Downscaling 5
Dunnescher Oberflächenabfluss 10–11

E

Einzellinearspeicher 45
Ereigniseigenschaften 3–4, 7, 122
Erosion 8, 15–17, 38, 103, 105, 113, 121–122
Europäische Union 99
Evaporation 48
Evapotranspiration 4, 7, 23–24, 26, 45, 47

F

Falllinie 17–18
Festgestein 10, 43, 67, 113, 120
Fließprozess 3–4, 7–12, 14–15, 20, 23, 25, 113–114, 119, 122
Flurbereinigung 1, 5, 17–18, 21
Forstwirtschaft 13, 20

G

Gebietseigenschaften 2–5, 7, 11–13, 23–24, 27, 45, 63, 67, 111, 121
Gerinnespeicherung 13
Gewässerausbau 1
Gewässernetz 3–7, 11–12, 27, 35, 38, 42, 45, 58, 113–114, 117
Groundwater ridging 11
Grundwasser 4, 7–8, 11, 17, 26, 35, 38, 41–42, 49, 59–60, 62, 115, 119

Grundwasserabstrom 59, 62
Grundwasserentnahme 59–60, 62
Grundwasserneubildung 7, 23, 115

H

Haftwasser 7
Hangmaßstab 8, 11, 17–18, 23, 55
Heterogenität 8, 12, 19, 23–24, 57, 115, 119
Hillslope hydrology 8
Hochwasserentstehung 3
Hochwasserwelle 4, 14, 45, 114
Hortonscher Oberflächenabfluss 9–11, 115
Hydraulische Leitfähigkeit 8, 10–11, 23, 37–38, 49, 51–53, 55, 58–62, 65, 67, 69, 73, 77, 88, 104–105, 112–113, 115
Hydrologische Modellierung
– Konzeptionelles Modell 25, 45, 49–54, 57, 59, 113, 116
– Physikalisch begründetes Modell 25–26, 45

I

Infiltration 7–11, 13, 15–16, 19, 23–24, 45, 49, 55–57, 73, 79–80, 87, 90, 101–104, 111–112, 114–115, 117, 120
Infiltration-excess overland flow 9
Infiltrationskapazität 19, 64, 88, 102–103, 107
Infiltrationsüberschuss 6, 9, 16, 49, 53–54, 57–60, 74, 77, 81, 83, 87, 90, 99, 101, 104–105, 112, 115, 117, 121–122
Interflow 8, 45, 49, 54
Interzeption 4, 7, 13, 15, 18–21, 24, 26, 45, 47–48, 58, 120
Interzeptionsspeicherkapazität 15, 18–20, 47
Inverse distance weighting 47, 71

J

Jahreszeit 12–13, 15, 20
Jährlichkeit 4–5, 13–14, 20, 36, 40, 43, 76, 78–79, 81, 84–85, 92, 109, 120–122

K

Kanalisation 14, 45, 57, 61–62, 65–66, 68, 74, 77, 83, 90, 92–93, 96, 107–108, 121–122
Kapillarkräfte 7, 11, 50
Kinematic pressure wave effect 10
Kläranlage 57–58, 66, 68, 122
Konzeptionelles Modell 25, 45, 49–54, 57, 59, 113, 116

L

Landbedeckung 13–14, 20–22
Landnutzung
– Definition 13
– Kategorien 13
Landnutzungsänderung 2, 5, 22–24, 26, 73, 78, 111–112, 114–115, 122
Landnutzungsszenario 22, 119
Landschaftselement 5, 17, 21
Landwirtschaft 8, 13–19, 21, 57, 61, 65, 121–122
Lateraler Fließprozess 8, 10–11, 15, 26, 49, 54

M

Makroporenfluss 6, 8–11, 16, 23, 26, 45, 52–55, 58, 60–61, 63–64, 68–69, 73, 87–88, 103, 119, 122
Maßstabsabhängigkeit 5
Matrixfluss 6, 8–11, 49, 52, 64, 87
Mischwasser 83
Mischwasserbecken 57–58, 60–62, 66, 68
Mulchsaat 16, 103–105

N

Nachbarschaftsanalyse 22
Niederschlag
– Dauer 6, 13
– Intensität 6, 13
– Typ 6, 12, 14
Niederschlagsversickerung in Siedlungsgebieten 58–59, 67, 69, 105–109, 120

O

Oberflächenabfluss 8–12, 15, 17–19, 23–24, 45, 49–50, 55, 74, 83, 105, 112–113, 115, 122

– Dunnescher 6
– Hortonscher 6
Overland flow 9

P

Pedon 7
Perkolation 8, 52, 117
Persistenz 7
Pflanzenverfügbares Wasser 7, 49–50, 58
Pflugbearbeitung 16–17
Pflugsohle 17
Phänologie 13, 48, 56
Physikalisch begründetes Modell 25–26, 45
Pipe flow 8, 11, 26
Piston flow effect 10
Porensysteme
– Feinpore 7, 16
– Grobpore 7
– Makropore 7, 16
– Mikropore 7
– Mittelpore 7, 16
– Primärpore 16
– Sekundärpore 16
Pre-event water 11
Preferential pathway 10, 49

R

Randbedingungen 2, 4, 7, 10, 12, 24, 59, 63, 69, 96, 111, 119–122
Räumliche Lage 22–24, 26
Raumskala 6
Regionalisierung 5, 111
Re-Infiltration 121–122
Return flow 9–10

S

Sättigungsoberflächenabfluss 10–12, 23, 49–50, 74, 83, 115
Sättigungsüberschuss 6, 10, 53–54, 58–59, 62, 67, 78, 87
Saturation-excess overland flow 10
Sickerwasser 7, 49
Siedlung 13–15, 35, 39, 42, 48, 56–57, 61, 65–66, 73–74, 81–86, 90–98, 101–102, 105–108, 119–120
Siltation 54

-
- Skalen
- Arbeitsskala 6–7
 - Beobachtungsmaßstab 5
 - Ereignismaßstab 6–7, 9
 - Hangskala 6, 8, 11, 17–18, 23, 55
 - Lokale Skala 6–7, 15
 - Makroskala 6, 12
 - Mesoskala 6, 12
 - Mikroskala 6, 12
 - Modellierungsmaßstab 5–6
 - Prozessmaßstab 5
 - Raumskala 6
 - Saisonaler Maßstab 6
 - Zeitskala 6
- Skalenproblematik 4–6
- Stilllegung landwirtschaftlicher Fläche 99–101
- Subsurface stormflow 6, 9–10
- T**
- Talwegerosion 17
- Tiefenperkolation 8, 52, 117
- Topographie 4, 12, 22, 27, 29, 36, 42–43, 46, 74, 121, 135
- Topologie 22
- Translatory flow 10
- Transpiration 50
- U**
- Upscaling 5
- Urbanisierung 5, 14, 77, 81, 92, 94–99, 108–109, 113
- V**
- Variabilität 8, 12, 16, 23–24, 71, 73, 112, 114–115, 119, 122
- Vegetationsbedeckungsgrad 4, 15, 21, 47–48, 55–56, 61, 64–65, 99–100, 103–105
- Verdichtung des Bodens 10, 16–20, 54, 112–113
- Verdunstung 4, 7, 23–24, 26, 45, 47–48, 50
- Verschlämmung 10, 16, 37, 45, 54–56, 60–62, 64–65, 69, 103–105, 113, 121
- Versickerungsmaßnahmen 58–59, 67, 69, 105–109, 120
- Versiegelung 1, 10, 14–15, 18, 20–21, 45, 56, 60–61, 65, 69, 76, 79, 81, 86, 96–98, 105, 108, 113, 115, 120–121
- Versiegelungsgrad 14, 21, 35, 57–58, 60–61, 65–66, 83, 93, 96, 98, 105, 115–116
- Verstädterung 5, 14, 77, 81, 92, 94–99, 108–109, 113
- Vertikaler Fließprozess 7, 26, 45, 49, 51, 53
- Vorfeuchte 42, 64, 67, 69, 76, 80–81, 83, 92, 96, 107–109, 114, 119–121
- W**
- Wald 1, 13–14, 18–20, 27, 35, 39, 42, 48, 61, 63, 67, 76, 91–93, 101–103, 113, 120
- Wellenablauf 4, 14, 45, 114
- Witterung 7, 12–13, 76–77, 102, 114, 122
- Wurzelzone 49, 58
- Z**
- Zwischenabfluss 8, 45, 49, 54

